

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA**  
**Instituto de Geociências e Ciências Exatas**  
**Campus de Rio Claro**

**NEOTECTÔNICA DO BAIXO VALE DO RIO JAGUARIBE – CEARÁ**

**Antonio de Oliveira Gomes Neto**

**Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales**

**Tese de Doutorado elaborada junto ao  
Programa de Pós-Graduação em Geologia,  
Área de Concentração em Geologia  
Regional, para obtenção do Título de  
Doutor em Geologia.**

**Rio Claro(SP)  
2007**

## FOLHA DE APROVAÇÃO

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Norberto Morales

Prof. Dr. Jader Onofre de Moraes

Prof. Dr. Francisco Hilário Bezerra

Prof. Dr. Jairo Roberto Jiménez Rueda

Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos

Antonio de Oliveira Gomes Neto

Aluno

Rio Claro 23 de abril de 2007

## DEDICATÓRIA

*Dedico às minhas amadas  
mulheres: Silvia, Ester e  
Natalia*

## AGRADECIMENTOS

*Agradeço primeiramente ao professor Norberto Morales que com seu vasto conhecimento sobre a matéria contribuiu para a construção do meu conhecimento que possibilitou a execução desta pesquisa. Seu altruísmo nas idas ao campo ou ao longo das discussões dos resultados possibilitou chegar ao término deste trabalho.*

*Sou grato a minha família, Silvia, Ester e Natalia, pela compreensão das minhas ausências em sucessivas viagens e nas horas de trabalho em que não permitiram partilhar do convívio familiar. Principalmente a minha amada esposa SILVIA pelo apoio e incentivo ao longo da jornada de nossa agradável vida em comum.*

*Agradeço aos meus pais pela educação, incentivo e amparo ao longo da minha vida para chegar aqui, me ensinando os princípios éticos e morais para um bom convívio social e profissional.*

*Sou grato a Universidade Estadual do Ceará pelo apoio financeiro e a todos os meus colegas de trabalho que contribuíram para este feito. Especialmente a Jader, Nadja, Lucia Brito, Elton, Paulo e João Silvio.*

*Agradeço a meu querido irmão Dé pelo constante incentivo e apoio em tudo que precisei dele.*

*Ao professor e companheiro Francisco Hilário pelo auxílio e discussão do problema no decorrer de todo o trabalho e a Neidinha pela prestimosa ajuda dada no início deste trabalho.*

*Ao meu professor, amigo e incentivador Michel Arthaud.*

*A Universidade Estadual Paulista “Julio de Mesquita Filho” Rio Claro e ao seu quadro de professores pelo apoio técnico e transmissão do conhecimento.*

*Sou grato aos meus companheiros da Pós, em especial a Ana Cândida, Anna Paula, Jacque, Mayra, Luquinha, Mirna, Paulinho, Claudinha, Cezinha, Shirley, Alessandrinha, pelas nossas conversas que ajudaram na apreensão do conhecimento e pelo convívio nas horas de lazer sempre muito agradáveis.*

## RESUMO

Pesquisas geológicas e geomorfológicas foram realizadas na região do Baixo Vale do Rio Jaguaribe, no nordeste do Ceará, com o objetivo elucidar o papel do regime neotectônico na evolução cenozóica da região. São reconhecidos elementos morfoestruturais e morfotectônicos bem marcados, caracterizados pelo desenvolvimento das formas de relevo, no arranjo do padrão da rede de drenagem e pela distribuição das unidades litológicas, marcado por contatos litológicos retilíneos. Geologicamente é representada por rochas pré-cambrianas, mesozóicas e cenozóicas. Foram reconhecidos quartzitos e xistos associados aos maciços residuais, e gnaisses de alto grau nos vales dos rios. Associam-se dobras sin-deformação principal, fechadas a isoclinais com foliação plano axial, modificadas por dobras tardias com planos axiais verticais. Na porção central, os gnaisses são associados à zona de cisalhamento dúctil, orientada NW-SE de médio a alto grau de mergulho para NE, com lineação de estiramento NW-SE, de baixa inclinação para NW. A trama assimétrica e indicadores de sentido de cisalhamento apontam para movimentação transcorrente dextral, em condições de alto grau. Retrometamorfismo é reconhecido nas rochas da zona de cisalhamento, marcado por intensa saussuritização dos minerais sem deformação contemporânea. As rochas mesozóicas são representadas pelos carbonatos da Formação Jandaíra e pelos arenitos da Formação Açu, pertencentes à porção emersa da Bacia Potiguar. A Formação Barreiras representa o maior conjunto espacial de rochas cenozóicas, constituída por arenitos, siltitos e conglomerados diversos, sedimentados em ambientes de depósitos residuais de canais, corrida de detritos e fluvial entrelaçado. O padrão de fraturamento reconhecido nas rochas inclui falhas e juntas. As direções principais reconhecidas NS, NE-SW, NW-SE e EW se ajustam aos traços retilíneos do rio Jaguaribe e seus afluentes mostrando a importância da orientação das juntas no controle da drenagem local. Ajustam-se também às feições anômalas de relevo e marcam limites retilíneos entre diferentes zonas geomorfológicas. O padrão de fraturamento da Formação Barreiras é consistente, repete orientações do embasamento e da Formação Jandaíra e indica atuação tectônica deformando estas rochas de idade cenozóica. A análise dos eixos de paleotensões permite o reconhecimento de três etapas evolutivas, a primeira delas para falhas presentes no embasamento cristalino, associada ao quadro distensivo NW-SE do desenvolvimento da Bacia Potiguar, e dois conjuntos de falhas que deformam a Formação Barreiras, um distensivo EW, associado ao processo de sedimentação da Fm. Barreiras, sin- a pós-deposicional, e o terceiro com distensão NE-SW, associada a componente compressiva NW-SE, interpretado como decorrente do regime neotectônico presente no litoral e no interior do estado do Ceará. Todos estes eventos reativaram as estruturas do embasamento cristalino, promovendo a manifestação de seus principais traços de fratura no controle da implantação dos ambientes deposicionais, da rede de drenagem e da conformação do relevo nas diversas etapas evolutivas regionais.

**PALAVRAS-CHAVES:** Neotectônica, morfoestrutura, rio Jaguaribe, eixos de paleotensão, Formação Barreiras, Cenozóico.

## ABSTRACT

Geological and geomorphological researches were carried out on the Jaguaribe River Low Valley, in the northeastern Ceará State. The major objective was to investigate and elucidate the play of the Neotectonic regime Cenozoic evolution of the region. It was recognized well marked morphostructural and morphotectonic elements of the landscape characterized by the development of relief forms, the array of the drainage network and the distribution of the lithological units defining straight lithological contacts. In terms of geology, it is characterized by Precambrian, Mesozoic and Cenozoic rocks. It was recognized schist and quartzites associated to residual massifs and high grade gneisses along the river valleys. Sindeformational tight to isoclinal folds bearing axial plane foliation are present, modified by steep late folds. In the central part of the area, gneissic rocks are associated to ductile shear zone striking NW-SE with middle to high dip to NE of the foliation, with a low NW dip stretching lineation. The asymmetric framework and shear sense indicators point to dextral strike-slip movement in high grade conditions. Retrometamorphism is associated to the shear zone characterized by intense saussuritization with no deformation of the minerals. Mesozoic rocks are represented by carbonates of the Jandaíra Formation and by siltstones of the Açú Formation, both belonging to the emerged portion of the Potiguar Basin. The Barreiras Formation represents the Cenozoic rocks constituted by sandstones, siltstones and conglomerates derived from coalescent fans. Fracture systems include faults and joints with the major directions on NS, NE-SW, NW-SE and EW that adjust straight segments of the Jaguaribe River and its affluents showing the importance of the fractures in the local drainage control. They also adjust anomalous relief features and mark straight limits between geomorphologic zones. The fracture pattern of the Barreiras Formation is systematic and consistent and repeats the fracture basement and Jandaíra Formation orientations, indicating the tectonic actuation on those Cenozoic age rocks. Axes of paleostress analysis allow the recognition of three evolution episodes, the first one by the crystalline basement faults associated to a NW-SE distensive pulse of the Potiguar Basin development. Other two sets of faults deform the Barreiras Formation, one EW distensive associated to the sedimentation process of the Barreiras Formation sin- to post-deposicional and another one showing a NE-SW distension with a compressive NE-SW component interpreted as result of the Neotectonic regime present along the littoral and the interior of the Ceará state. All those events reactivated the crystalline basement structures promoting the manifestation of their major fracture traces on the control of the depositional environments, on the drainage network and on the relief formation along the several regional evolution stages.

**Keywords:** Neotectonics, morphostructure, Jaguaribe river, paleostress axes, Barreiras Formation, Cenozoic.

## LISTA DE ILUSTRAÇÃO

<b>Figura 1:</b>	<b>mapa de localização dos pontos de coleta de dados</b>	<b>23</b>
<b>Figura 2:</b>	<b>mapa de localização da área de estudo</b>	<b>26</b>
<b>Figura 3:</b>	<b>imagem de satélite Landsat da área de trabalho com os principais topônimos</b>	<b>27</b>
<b>Figura 4:</b>	<b>zonas sismogênicas do Brasil. (HASUI, 1990)</b>	<b>37</b>
<b>Figura 5:</b>	<b>sismicidade do Nordeste brasileiro mostrando o mecanismo focal, instrumental e epicentros histórico (BERROCAL et al., 1984). NZ – Placa de Nazca, AF Placa Africana, AS Placa Sulamericana, a – Cinturão orogenético Meso-Cenozóico, b – Escudo Pré-Cambriano e Plataforma Paleo-Cenozóico, c – Crosta oceânica, fp – plano de falha. Setas indicam os vetores das placas (mm/ano). Modificado de BEZERRA &amp; VITA-FINZI (2000)</b>	<b>38</b>
<b>Figura 6:</b>	<b>principais elementos tectônicos e geomorfológicos do Ceará (SAADI &amp; TORQUATO, 1992)</b>	<b>42</b>
<b>Figura 7:</b>	<b>afloramento da Formação Barreiras, na praia de Ponta Grossa, no município de Icapuí – Ce apresentando falhamentos. A figura da direita mostra em detalhe o afloramento</b>	<b>44</b>
<b>Figura 8:</b>	<b>afloramento próximo a Retirinho onde observamos a direita detalhe deste apresentando plano de falha</b>	<b>45</b>
<b>Figura 9:</b>	<b>mapa Geomorfológico da área de estudo</b>	<b>50</b>
<b>Figura 10:</b>	<b>dunas de cor creme sobre a Fm. Barreiras parcialmente fixadas por vegetação arbustiva</b>	<b>51</b>
<b>Figura 11:</b>	<b>(A) faixa de praia no base da falésia em Canoa Quebrada e (B) faixa de praia próximo a Lagoa do Mato</b>	<b>52</b>
<b>Figura 12:</b>	<b>plataforma de abrasão próximo à praia d Quixaba</b>	<b>53</b>
<b>Figura 13:</b>	<b>plataforma de abrasão (A) e testemunhos erosivos (B) evidenciam o recuo da linha de costa no Pontal de Maceió</b>	<b>54</b>
<b>Figura 14:</b>	<b>vista do morro Ererê da planície fluvial colonizada pela carnaúba. No primeiro plano o rio Palhano e no alto à esquerda o rio Jaguaribe</b>	<b>54</b>
<b>Figura 15:</b>	<b>aspecto da falésia na margem esquerda do rio Jaguaribe próxima à cidade de Fortim</b>	<b>55</b>
<b>Figura 16:</b>	<b>afloramento de gnaiss dentro da planície fluvial do rio Jaguaribe</b>	<b>58</b>
<b>Figura 17:</b>	<b>(A) vista do morro Ererê tendo em frente o rio Jaguaribe e a cidade de Itaiçaba e (B) a serra Dantas</b>	<b>59</b>
<b>Figura 18:</b>	<b>lineamentos de drenagem (traço vermelho) e de relevo (traço azul)</b>	<b>67</b>
<b>Figura 19 :</b>	<b>mapa da Rede de Drenagem da área de estudo</b>	<b>69</b>
<b>Figura 20:</b>	<b>Posicionamento da Província Borborema no contexto dos sistemas de dobramentos neoproterozóico-eo-paleozóico do Brasil (CAVALCANTE 1999)</b>	<b>72</b>
<b>Figura 21:</b>	<b>Província Borborema: a) Domínio tectônicos maiores: DTS – Domínio Tectônico Setentrional; DTC – Domínio Tectônico Central; DTM – Domínio Tectônico Meridional. b) Associação de Terrenos Tectonestratigráficos (CAVALCANTE, 1999)</b>	<b>73</b>

<b>Figura 22:</b>	<b>mapa Geológico da área de estudo</b>	<b>79</b>
<b>Figura 23:</b>	<b>aspecto do afloramento gáissico milonítico próximo a Itaiçaba no leito do rio Jaguaribe</b>	<b>80</b>
<b>Figura 24:</b>	<b>afloramentos de quartzitos no morro do Ererê. É nítida a presença da foliação, juntas e, no canto superior direito, falha inversa dextral</b>	<b>81</b>
<b>Figura 25:</b>	<b>arcabouço tectônico da Bacia Potiguar (BERTANI et al. 1990)</b>	<b>84</b>
<b>Figura 26:</b>	<b>perfil geológico AA' mostrando a parte emersa e BB' a parte submersa da Bacia Potiguar (BERTANI et al., 1990)</b>	<b>85</b>
<b>Figura 27:</b>	<b>coluna Cronoestratigráfica da Bacia Potiguar. Adaptado de ANP (2002) por Silva Filho (2004)</b>	<b>87</b>
<b>Figura 28:</b>	<b>afloramento do calcário Jandaíra com estratificação plano paralela</b>	<b>89</b>
<b>Figura 29:</b>	<b>afloramento dos depósitos residuais de canais(superior) em contato com o embasamento cristalino(inferior)</b>	<b>92</b>
<b>Figura 30:</b>	<b>detalhes dos depósitos residuais de canais mostrando seu aspecto conglomerático com seixos de quartzos de granulometria variada</b>	<b>93</b>
<b>Figura 31:</b>	<b>contato entre a fácies deposito de corrida de detritos (inferior) e fácies sistema fluvial entrelaçado (superior) com estratificação cruzada</b>	<b>95</b>
<b>Figura 32:</b>	<b>aspectos do terraço marinho no Pontal de Maceió. Observa-se o recuo da falésia por solapamento</b>	<b>97</b>
<b>Figura 33:</b>	<b>foz do rio Jaguaribe. No centro observa-se as barras de lavagem</b>	<b>99</b>
<b>Figura 34:</b>	<b>estereogramas do dobramento composicional e foliação do setor NW, serra do Ererê (projeções ciclográficas, pólos e diagrama de frequência em hemisfério inferior)</b>	<b>102</b>
<b>Figura 35:</b>	<b>a) Estereograma de projeção ciclográfica de planos axiais de dobras do badameento composicional do setor NW da área. b) Estereograma dos eixos das dobras acima (projeção no hemisfério inferior)</b>	<b>103</b>
<b>Figura 36:</b>	<b>dobras do bandeamento composicional aproximando-se de dobras normais, fechadas a isoclinais</b>	<b>103</b>
<b>Figura 37:</b>	<b>afloramento de quartzito mostrando a lineação mineral</b>	<b>104</b>
<b>Figura 38:</b>	<b>Lineações do setor NW. A) Lineação mineral. B) Lineação de estiramento. C) Lineações mineral e de estiramento. D) Diagrama de frequência das lineações (projeção no hemisfério inferior)</b>	<b>108</b>
		<b>5</b>
<b>Figura 39:</b>	<b>estereograma das juntas do setor NW. A) Projeção ciclográfica. B) Polos. C) Diagrama de frequência. Em D estereograma dos veios de quartzo. (projeção no hemisfério inferior)</b>	<b>106</b>
<b>Figura 40:</b>	<b>estereogramas de falhas do setor NW – serra do Ererê. (projeção ciclográfica e estrias em hemisfério inferior)</b>	<b>108</b>
<b>Figura 41:</b>	<b>aspectos do afloramento na planície aluvial do Jaguaribe a NW Jaguaruana. A direita detalhe da rocha falhada e com veios</b>	<b>109</b>
<b>Figura 42:</b>	<b>estereogramas das juntas das rochas pré-cambrianas do setor</b>	

	SW da área (Projeção ciclográfica, pólos e diagrama de frequência, no hemisfério inferior)	110
Figura 43:	afloramento de quartzito na base da serra dos Dantas	111
Figura 44:	estereogramas do setor SE. A) diagrama de frequência do bandamento composicional e da foliação plano axial. B) Diagrama da lineação mineral. C) Diagrama dos planos axiais das dobras (projeção ciclográfica). D) Eixos das dobras Dn (projeção no hemisfério inferior)	112
Figura 45:	estereogramas das juntas das rochas pré-cambrianas do setor SE. (Projeção ciclográfica, pólos e diagrama de frequência, projeção no hemisfério inferior)	113
Figura 46:	aspecto do afloramento no leito do rio Jaguaribe em frente à cidade de Itaiçaba apresentando gnaisses e migmatitos fortemente estruturado por zona de cisalhamento	114
Figura 47:	detalhe do bandamento composicional mostrando a foliação milonítica na zona de cisalhamento	114
Figura 48:	aspecto do bandamento composicional mostrando estrutura sigmóide no alto da foto	115
Figura 49:	estereogramas de bandamento composicional no setor central, na região de Itaiçaba (projeção ciclográfica e pólos no hemisfério inferior)	115
Figura 50:	estereogramas da foliação de cisalhamento (C) da trama deformacional composta do setor central, região de Itaiçaba (projeção ciclográfica, pólos e diagramas de frequência no hemisfério inferior)	116
Figura 51:	foliação de achatamento (S) em ângulo com o bandamento e à foliação de cisalhamento (C)	116
Figura 52:	estereogramas de foliação de achatamento (S) da trama composta do setor central, região de Itaiçaba. A) Projeção ciclográfica; B) Pólos; C) Diagrama de frequência. D) Lineação de estiramento. (Projeção no hemisfério inferior)	117
Figura 53:	lineação de estiramento na zona de cisalhamento	118
Figura 54:	detalhe dos porfiroclastos com cristais arredondados de feldspato do tipo sigma ( $\sigma$ ) e do tipo delta ( $\delta$ )	118
Figura 55:	porfiroclasto (ao microscópio) de feldspato potássico com franjas de recristalização distorcidas (nicois //) e porfiroclasto, foto anterior, com sombra de deformação ou sombra de pressão lateral ao grão maior, indicando rotação (nicois X)	119
Figura 56:	trama composta S-C, associada a arranjo de porfiroclastos de feldspato com sombras de deformação e franja de recristalização (nicois //). Arranjo de <i>mica-fish</i> de biotita, clorita e muscovita, em agregados fusiforme com orientação paralela a S. Formas sigmóides marcadas por cordões e lentes de quartzo (nicois X)	119
Figura 57:	cordões de quartzo recristalizado paralelo à trama principal (nicois X)	120
Figura 58:	trama assimétrica dextral indicada pelos planos de recristalização do quartzo e de muscovita mais carbonato, acompanhado de plano de deslocamento antitético sinistral em clastos de feldspato potássico, formando arranjo de indicador	

	tipo dominó	121
Figura 59:	porfiroclasto de feldspato saussuritizado, porfiroclasto de biotita fusiforme em arranjo tipo <i>mica-fish</i> (nicois //)	121
Figura 60:	dobras do bandamento composicional, delineado por bandas quartzo-feldspáticas alternadas com bandas biotíticas intensamente cloritizadas. Notar foliação dobrada, com biotita e clorita acompanhando a dobra (nicois //). Na foto da direita, dobra aberta do bandamento composicional acentuada pela intensa saussuritização, mais intensa nos minerais máficos (nicois //)	122
Figura 61:	cristais fibro-radiados de epidoto crescido sobre feldspato, indicando passagem de fluidos retrometamórficos com pouca ou nenhuma deformação associada (nicois //)	123
Figura 62:	dobras mostrando foliação plano axial bem desenvolvida e paralela ao plano de foliação de achatamento	124
Figura 63:	estereograma de planos axiais e eixos de dobras associados à zonas de cisalhamentos (projeção ciclográfica, pólos e diagrama de frequência A a C) e de eixos (D) (projeção no hemisfério inferior)	125
Figura 64:	dobras tardias por deformarem a foliação do plano axial	126
Figura 65:	estereograma de plano axial (projeção ciclográfica) e eixo de dobra tardia de foliação na zona de cisalhamento	126
Figura 66:	estereograma das juntas do setor central, região de Itaiçaba. (projeção ciclográfica, pólo e diagrama de frequência em hemisfério inferior)	127
Figura 67:	falhas normal e inversa com pequenos rejeitos	128
Figura 68:	falhas com planos de reativação da foliação milonítica	128
Figura 69:	estereogramas do padrão de juntas do embasamento pré-cambriano (projeção ciclográfica, pólos e diagrama de frequência no hemisfério inferior)	129
Figura 70:	estereogramas das juntas das rochas mesozóicas (projeção ciclográficas, pólos frequência em hemisfério inferior)	130
Figura 71:	estereogramas de juntas das rochas da Formação Barreiras (projeção ciclográfica, pólos e frequência em hemisfério inferior)	131
Figura 72:	estereogramas dos planos das falhas da formação Barreiras (projeção ciclográfica e estrias em hemisfério inferior)	133
Figura 73:	diagramas de análise de eixos de paleotensões para as rochas da Zona de Cisalhamento de Itaiçaba (Método Arthaud, Método de Angelier)	137
Figura 74:	aplicação do modelo de fraturas de cisalhamento de RIEDEL (adaptado de HASUI & COSTA 1988) para as estruturas associadas aos Terrenos Jaguaribeanos e para a Zona de Cisalhamento de Itaiçaba	138
Figura 75:	diagramas de análise de paleotensões para falhas do embasamento pré-cambriano da área estudada (Método de Arthaud, Método dos Diedros Retos)	139
Figura 76:	diagramas de análises de eixos de paleotensões para as falhas da Formação Barreiras, conjunto 1 (Método de Arthaud, Método dos Diedros Retos)	141

<b>Figura 77:</b>	<b>diagramas de análise de orientação de eixos de paleotensões das falhas da Formação Barreiras, conjunto 2 (Método de Arthaud, Método dos Diedros Retos)</b>	<b>142</b>
<b>Figura 78:</b>	<b>feições estruturais desenvolvidas no estágio rifte (BERTANI, 1990)</b>	<b>145</b>
<b>Figura 79:</b>	<b>ambiente deposicional da Fm. Pendência no estágio rifte (BERTANI, 1990)</b>	<b>147</b>
<b>Figura 80:</b>	<b>ambiente deposicional do estágio transicional (BERTANI 1990)</b>	<b>148</b>
<b>Figura 81:</b>	<b>ambiente deposicional durante o estágio drifte (BERTANI 1990)</b>	<b>149</b>
<b>Figura 82:</b>	<b>Evolução tecno-sedimentar e estratigráfica da Bacia Potiguar (BERTANI 1990)</b>	<b>150</b>
<b>Figura 83:</b>	<b>Alterações globais responsáveis pela mudança do nível relativo do mar no Quaternário. Adaptado de MORNER (1976) por MEIRELES (1997)</b>	<b>151</b>
<b>Figura 84:</b>	<b>flutuações do nível do mar (SUGUIU et al. 1985)</b>	<b>151</b>
<b>Figura 85:</b>	<b>início da deposição dos sedimentos continentais da Fm. Barreiras (leques coalescentes). PAULA (2004) adaptado de DOMINGUEZ (1999).</b>	<b>153</b>
<b>Figura 86:</b>	<b>final da deposição da Fm. Barreiras (leques coalescentes). PAULA (2004) adaptado de DOMINGUEZ (1999)</b>	<b>153</b>
<b>Figura 87:</b>	<b>máximo da Transgressão Mais Antiga. PAULA (2004) adaptado de DOMINGUEZ (1999)</b>	<b>154</b>
<b>Figura 88:</b>	<b>deposição dos leques aluviais Pleistocênicos. PAULA (2004) adaptado de DOMINGUEZ (1999)</b>	<b>155</b>
<b>Figura 89:</b>	<b>máximo da Penúltima Transgressão (120.000 anos A. P.). PAULA (2004) adaptado de DOMINGUEZ (1999)</b>	<b>155</b>
<b>Figura 90:</b>	<b>deposição dos terraços marinhos pleistocênicos. PAULA (2004) adaptado de DOMINGUEZ (1999)</b>	<b>156</b>
<b>Figura 91:</b>	<b>máximo da Última Transgressão (5.100 anos A. P.). PAULA (2004) adaptado de DOMINGUEZ (1999)</b>	<b>157</b>
<b>Figura 92:</b>	<b>deposição dos Terraços Marinhos Holocênicos e configuração das feições costeiras atuais. PAULA (2004) adaptado de DOMINGUEZ (1999)</b>	<b>157</b>

**LISTA DE TABELAS**

<b>Tabela 1</b>	<b>Temperaturas máximas e mínimas em Aracati</b>	<b>28</b>
<b>Tabela 2</b>	<b>Precipitações médias mensais em Aracati</b>	<b>29</b>

**LISTA DE APÊNDICE****Tabelas de dados estruturais da Região de Aracati****183**

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>17</b>
1.1	Problemática e justificativa	17
1.2	Objetivos	20
<b>2</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>21</b>
2.1	Levantamento bibliográfico e aquisição cartográfica básica	21
2.2	Análise dos dados e elaboração de mapas temáticos	21
2.3	Levantamento de dados no campo	22
2.4	Métodos computacionais de análise	24
2.5	Integração dos dados e síntese	24
<b>3</b>	<b>CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>25</b>
3.1	Localização	25
3.2	Clima da área estudada	28
<b>4</b>	<b>CONTEXTO NEOTECTÔNICO</b>	<b>30</b>
<b>5</b>	<b>ANÁLISE MORFOESTRUTURAL E MORFOTECTÔNICA</b>	<b>46</b>
5.1	Análise de relevo	47
5.2	Geomorfologia da área de estudo	49
5.2.1	Faixa Litorânea	49
5.2.2	Tabuleiros pré-litorâneos	52
5.2.3	Planícies fluviais	54
5.2.4	Planícies flúviomarinhas	55
5.2.5	Chapada	56
5.2.6	Depressão Sertaneja	57
5.2.7	Maçãos residuais	58
5.3	Análise do relevo da área de trabalho	59
5.4	Análise de Drenagem	61
5.5	Análise da drenagem da área estudada	64
<b>6</b>	<b>GEOLOGIA REGIONAL E DA ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>71</b>
6.1	Província Borborema	71

<b>6.2</b>	<b>Pré-Cambriano-Cambriano</b>	<b>74</b>
<b>6.2.1</b>	<b>Domínio Tectônico Setentrional (DTS)</b>	<b>74</b>
<b>6.2.1.1</b>	<b>Terrenos Ceará Central - TCC</b>	<b>75</b>
<b>6.2.1.2</b>	<b>Terrenos Jaguaribeanos - TJ</b>	<b>75</b>
<b>6.3</b>	<b>Fanerozóico</b>	<b>82</b>
<b>6.3.1</b>	<b>Mesozóico - Bacia Potiguar</b>	<b>83</b>
<b>6.3.1.1</b>	<b>Formação Açú</b>	<b>86</b>
<b>6.3.1.2</b>	<b>Formação Jandaíra</b>	<b>88</b>
<b>6.4</b>	<b>Cenozóico</b>	<b>89</b>
<b>6.4.1</b>	<b>Formação Barreiras</b>	<b>89</b>
<b>6.4.1.1</b>	<b>Fácies Proximal</b>	<b>91</b>
<b>6.4.1.1.1</b>	<b>Depósitos Residuais de Canais</b>	<b>91</b>
<b>6.4.1.1.2</b>	<b>Depósitos de Corrida de Detritos</b>	<b>93</b>
<b>6.4.1.2</b>	<b>Fácies Mediana/Distal</b>	<b>94</b>
<b>6.4.1.2.1</b>	<b>Sistema Fluvial Entrelaçado</b>	<b>94</b>
<b>6.4.4</b>	<b>Depósitos Eólicos</b>	<b>95</b>
<b>6.4.5</b>	<b>Terraços Marinheiros</b>	<b>96</b>
<b>6.4.6</b>	<b>Depósitos Fluviais</b>	<b>98</b>
<b>6.4.4</b>	<b>Depósitos Fluvio-marinhos</b>	<b>98</b>
<b>6.4.5</b>	<b>Depósitos Praiais</b>	<b>100</b>
<b>7</b>	<b>ANÁLISE ESTRUTURAL</b>	<b>101</b>
<b>7.1</b>	<b>Quadro estrutural</b>	<b>101</b>
<b>7.1.1</b>	<b>Estruturas do embasamento</b>	<b>101</b>
<b>7.1.1.1</b>	<b>Setor NW – Setor da serra do Ererê</b>	<b>101</b>
<b>7.1.1.2</b>	<b>Setor SW – próximo a Jaguaruana</b>	<b>109</b>
<b>7.1.1.3</b>	<b>Setor SE – Serra dos Dantas</b>	<b>110</b>
<b>7.1.1.4</b>	<b>Setor Central – Itaiçaba</b>	<b>113</b>
<b>7.1.2</b>	<b>Quadro das rochas mesozóicas</b>	<b>129</b>
<b>7.1.3</b>	<b>Quadro estrutural das rochas cenozóicas</b>	<b>130</b>
<b>7.2</b>	<b>Análise de Paleotensões</b>	<b>134</b>
<b>7.2.1</b>	<b>Métodos e meios</b>	<b>134</b>
<b>7.2.2</b>	<b>Análise de eixos de paleotensões</b>	<b>136</b>
<b>7.2.2.1</b>	<b>Zona de Cisalhamento</b>	<b>136</b>

7.2.2.3	Falhas dos terrenos pré-cambrianos	138
7.2.2.4	Falhas na Formação Barreiras	140
8	<b>EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA</b>	144
8.1	Evolução das Planícies Costeiras	150
8.2	Evolução Tectono-Sedimentar da Formação Barreiras	159
9	<b>CONCLUSÃO</b>	160
10	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	165
	<b>APÊNDICE – Tabela de dados estruturais da região de Aracati</b>	<b>183</b>

# 1 – INTRODUÇÃO

## 1.1 – Problemática e justificativa

Os estudos neotectônicos representam um importante fator de avanço para as pesquisas geotectônicas, pois permitiram a aplicação dos princípios do atualismo, através da observação real das feições tectônicas que eram anteriormente inferidas.

O entendimento da neotectônica resulta ser de grande valor prático, tendo em vista o crescimento contínuo da população brasileira relacionado à sua conseqüente demanda de recursos naturais, prevenção de eventuais catástrofes e o cuidado com o meio ambiente. É necessário considerar os movimentos contemporâneos como fator de risco ao elaborar o planejamento e dimensionamento de obras de engenharia como: portos, fundações, barragens, rodovias, viadutos, túneis, minas, usinas nucleares, depósitos subterrâneos, sistemas de irrigação, gasodutos e oleodutos. Os movimentos neotectônicos afetam, a médio e longo prazo, a precisão das redes geodésicas.

No planejamento da ocupação urbana e do meio físico é necessária a previsão de riscos quanto à estabilização de massas de rochas, sedimentos e solos nas encostas e taludes. Os movimentos contemporâneos afetam ainda a percolação de água em subsuperfície, o traço da rede de drenagem, a estruturação do relevo e a alteração das rochas em profundidade. Estes fatores terão influência na exploração hidrogeológica, no estudo de contaminação e mitigação dos seus efeitos nas reservas de águas subterrâneas, na implantação de obras de engenharia na superfície ou enterrada. Influi também nas ocorrências de depósitos minerais como ouro, turfeiras, depósitos de argilas e cascalho e na disposição das jazidas petrolíferas.

A neotectônica é importante para a ciência geológica porque possibilita observar, medir e datar da maneira mais precisa os movimentos tectônicos cenozóicos. Permite estabelecer relações entre a tectônica superficial com a estrutura profunda possibilitando construir modelos tridimensionais. A comparação da neotectônica com as manifestações pretéritas permite correlacionar as conseqüências dos eventos em escala de tempo, bem como identificar a complexidade de seu desenvolvimento.

O entendimento do quadro neotectônico brasileiro, mais especificamente do Nordeste do Brasil, é incipiente, principalmente quanto a sua configuração,

compartimentação, os principais fatores controladores, idades, história evolutiva e implicações econômicas e sócio-ambientais, necessitando de estudos sistemáticos para que tal quadro seja definido de forma consistente.

É consenso da maioria dos autores a argumentação de que a evolução morfogenética do Nordeste Brasileiro sofre importante influência da atividade neotectônica (SAADI, 1993), como também é mostrado por vários outros trabalhos geomorfológicos de caráter regional referindo-se dentre outras feições:

- altos estruturais sustentados por seqüências do embasamento Pré-Cambriano e formando divisores fundamentais da drenagem, controlados por uma intumescência regional (AB'SABER 1956), ou pelas direções tectônicas principais (BIGARELLA & ANDRADE 1964, BEURLIN 1967, ANDRADE 1986, SAADI 1993);

- escalonamento de compartimentos aplainados em estreita relação com os altos estruturais e a “flexura continental” paraibana (KING 1956, TRICART 1959, SAADI 1993);

- espraiamento em direção ao litoral, dos sedimentos da Formação Barreiras, enquanto depósitos correlativos aos soerguimentos continentais (MABESOONE et al. 1972, CASTRO et al. 1981) e posterior emersão, permitindo a formação de falésias litorânea (SAADI 1993);

- a ocorrência de significativas mudanças climáticas e a existência de vários níveis de aplainamento e seus depósitos correlatos (SAADI, 1993).

Outros trabalhos com enfoque regional têm sido elaborados por vários autores principalmente nos estados da Bahia, Rio Grande do Norte e Ceará (CORIOLANO et al. 1999, BEZERRA et al. 2000, 2001a, 2001b). Especificamente no Ceará se destaca o trabalho de Saadi & Torquato (1992), que estabeleceram um modelo preliminar de interpretação da evolução morfotectônica, baseado na análise de deslocamento e dobramentos afetando sedimentos miocênicos (Fm. Camocim e Barreiras) e pleistocênico (terraços fluviais) e na interpretação conjunta de dados geomorfológicos, geológicos e sismológicos. Sousa et al. (1999, 2000) caracterizam a deformação na Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (Icapuí-CE), no litoral ocidental da Bacia Potiguar, contribuindo para uma melhor compreensão das estruturas em profundidade e da evolução tectônica desta bacia.

Saadi & Torquato (1992) afirmam que após a deposição dos sedimentos da Formação Barreiras, os blocos tectônicos do Ceará Central foram soerguidos por esforços

transpressivos gerados por transcorrências dextrais de direção SW-NE, tornando-se os principais divisores da rede de drenagem cearense. O arqueamento dos blocos centrais induziu o escalonamento das superfícies de erosão e controlou o confinamento da sedimentação pleistocênica às margens rebaixadas. Isto é atribuído também à reativação dos lineamentos E-W, que representam prolongamentos continentais das zonas de fraturas oceânicas (Paraíba, Fernando de Noronha). Este modelo condiz com a tectônica do Ceará proposta por Mello et al. (1978) que resultou na determinação de eixo de compressão principal de direção NW-SE.

Dentro deste contexto, a área de estudo se destaca como uma região de excelência para o estudo da neotectônica, sobre tudo nas margens do baixo vale do rio Jaguaribe e nas ocorrências dos sedimentos da Bacia Potiguar e da Formação Barreiras, principalmente ao longo das falésias vivas nos municípios de Fortim e Aracati onde ocorrem preservados bons registros de atividade tectono-sedimentar cenozóica. Sismicamente a área se apresenta com relativa atividade, haja vista as ocorrências de sismos recente nos municípios de Palhano e Jaguaruana, que nos leva a necessidade de obtermos esclarecimentos sobre as questões ainda não elucidadas como: o entendimento do quadro neotectônico da área, os fatores controladores do processo, os elementos da paisagem que estão associados aos processos neotectônicos e como devemos estabelecer critérios para o seu reconhecimento e qual a história evolutiva cenozóica da região.

A importância deste estudo não compreende somente no avanço do conhecimento geológico sobre a neotectônica da área e do Ceará, mas também contribuirá no planejamento ambiental e na previsão e controle de risco ao meio ambiente e a sociedade. Esta investigação também elucidará a evolução da paisagem contribuindo para melhor compreensão da Geomorfologia e da Geologia do Cenozóico da região. Poderá ainda trazer subsídios para uma melhor aducação das técnicas na exploração de águas subterrâneas.

## 1.2 – Objetivos

O escopo desta pesquisa é contribuir para a elucidação do quadro neotectônico do Nordeste do Ceará esclarecendo a história evolutiva da paisagem local a partir do entendimento de sua evolução estrutural investigando as evidências geomorfológicas, estruturais e litoestratigráficas.

Para a realização dos objetivos deste estudo foram realizadas as seguintes atividades:

1. Mapeamento das unidades geológicas. Caracterização dos tipos litológicos e sua estruturação, para o levantamento da distribuição das unidades pré-cambrianas, mesozóicas e cenozóicas, incluindo as unidades pré-atuais e atuais;
2. Avaliação do quadro geomorfológico da região, com intuito de caracterizar as unidades morfoestruturais e suas relações com a evolução da paisagem local;
3. Análise morfoestrutural e tectônica local com identificação das paleotensões com o objetivo da caracterização dos movimentos neotectônicos e sua relações com as rochas do embasamento cristalino;
4. Elaboração do quadro evolutivo geológico da área contribuindo para o conhecimento do escopo da Geologia do Nordeste do Ceará
5. Através do contexto neotectônico compreender os processos geológicos evolutivos que se desenvolveram na área.

## **2 - MATERIAIS E MÉTODOS**

Para a realização desta pesquisa, em consonância com os objetivos propostos, fizemos uso de técnicas atualizadas, além daquelas tradicionalmente empregadas, que foram fundamentais para a compreensão dos aspectos geológicos, geomorfológicos, e estruturais. Apresentaremos, a seguir, uma breve descrição sobre os métodos de trabalho que foram desenvolvidos no decorrer desta pesquisa.

### **2.1 – Levantamento bibliográfico e aquisição cartográfica básica**

Para obtenção de uma visão abrangente do conhecimento já existente, quanto ao meio físico regional e local, foi realizada pesquisa bibliográfica a partir da leitura e síntese de informações dispersa em vários trabalhos básicos com o interesse voltado para os conceitos, metodologias e principais técnicas utilizadas no estudo neotectônico, na morfotectônica, geologia estrutural, regimes de tensão intraplaca, análise estrutural de fraturas e técnicas de datação em investigações cenozóicas.

A documentação cartográfica básica consistiu de cartas topográficas da DSG e SUDENE, folhas SB.24-XA-VI e SB.24-XA-III, em escala de 1:100.000, mapas geológicos, geomorfológicos, fotografias aéreas, imagens de satélites e de radar.

### **2.2 – Análise dos dados e elaboração de mapas temáticos**

Compilação e adequação dos mapas geológicos, dando ênfase ao quadro litoestratigráfico e estrutural, baseado no Atlas de Geologia e Recursos Minerais do Ceará e outros produzidos por diversos autores que trabalharam na área e inclusão de novas informações a partir das investigações realizadas em campo e interpretações em escritório.

Elaboração da carta de drenagem, com cursos de água permanentes e temporários, extraída a partir das cartas topográficas, fotos aéreas e das imagens de satélites. Foram extraídos os canais de todas as ordens visíveis nas imagens de sensoriamento remoto.

Elaboração da carta de lineamentos, a partir dos lineamentos de drenagem e relevo, observados nas cartas topográficas, fotos aéreas e imagens de satélites, buscando

encontrar anomalias de drenagem e relevo, dentro dos critérios explicitados por O'Leary et al.(1976), Soares & Fiori (1976) e Liu (1984). Os critérios de extração dos lineamentos foram as expressões dos elementos topográficos retilíneos do relevo (linhas ou segmentos de escarpas, alinhamentos de cristas, vales, trechos de rios e lagos etc.), com traçado dos lineamentos feito de forma compatível com o comprimento de cada um deles.

Os dados obtidos nos mapas de drenagem, geológico e lineamento serviram de subsídios para execução do mapa morfoestrutural/morfotectônico, que apresenta delimitação de traçado de drenagem perene e não perene, drenagem encaixada, meandros abandonados, zonas de acumulação, leques aluviais, rupturas de declives marcadas devido a influência litológica e/ou estrutural, lineamentos, superfícies de aplainamento, baseados nos conceitos de Demeck (1972), Soares (1982) e Bench (1977).

### **2.3 – Levantamento de dados no campo**

As etapas de campo foram intercaladas com a realização das demais atividades já descritas. A primeira etapa objetivou a delimitação da área de pesquisa, bem como o reconhecimento dos tipos litoestratigráficos presentes e sua distribuição espacial.

Nas etapas seguintes, num total de três, foi efetuada uma descrição detalhada dos afloramentos, observando sua litologia, textura, estrutura, distribuição espacial e sua relação com as outras unidades geológicas (Figura 1). Foi dada atenção as estruturas nas rochas do embasamento cristalino ou do Mesozóico, analisando-as e obtendo suas medidas estruturais de falhas e juntas, quando possível, tentando relacionar se estas estruturas têm relação com as estruturais encontradas nas coberturas sedimentares cenozóicas.

Devido a maior porção da área está encoberta por sedimentos da Formação Barreiras e por esta apresentar como característica ser recoberta por espessa camada arenosa, tivemos dificuldade de encontrar afloramentos contínuos que nos possibilitasse uma compreensão mais detalhada da área. Foram 88 o total de afloramentos utilizados como pontos de coletas de dados.

Quanto às feições geomorfológicas, foi observado o comportamento da rede de drenagem, formas morfológicas e a morfologia da superfície (superfície de erosão, terraços fluviais e marinhos, escarpamentos, etc.).



Figura 1: mapa de localização dos pontos de coleta de dados.

## **2.4 – Métodos computacionais de análise**

Os dados extraídos das imagens de satélites para a geração de *layers* foram processados e analisados nos programas ENVI 4.0, ARC GIS 8.7 e SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). Para manipulação e melhoria de imagens foi usado o programa CORELDRAW v.12.

O tratamento dos dados estruturais coletados no campo foram analisados pelos programas TRADE, STERONET v.3.0 e avaliados através dos métodos de Arthaud (1969) e/ou dos diedros retos (ANGELIER & MECHLER, 1977).

## **2.5 – Integração dos dados e síntese**

Os dados obtidos a partir das interpretações dos mapas temáticos, das interpretações visuais e digitais das imagens de sensoriamento remoto e das interpretações dos dados de campo permitiram delinear o quadro geológico da área possibilitando o entendimento Neotectônico da região pesquisada que está sintetizado nesta Tese de Doutorado.

### **3. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA ÁREA DE ESTUDO**

#### **3.1 - Localização**

A área em questão está localizada a 180 quilômetros de Fortaleza, entre os meridianos 37° 33' e 37° 51' W e paralelos 3° 52' e 4° 53' S, abrangendo, aproximadamente, 1.650 Km<sup>2</sup>. Está inserida no trecho do litoral sudeste da capital cearense, compreendendo parte da região geográfica e sócio-econômica do Baixo Vale do Rio Jaguaribe. Os dados cartográficos básicos foram retirados das cartas do Ministério do Exército – Diretoria do Serviço Geográfico-DSG, em escala 1:100.000, compreendendo grande parte da folha Aracati (SB.24-XA-VI) e SB.24-XA-III. Dentro destes limites estão situados os municípios de Aracati, Fortim, Jaguaruana, Itaiçaba e Palhano.

O acesso à área de estudo é facilitado por várias rodovias que cortam a região. Tem-se a opção de partindo de Fortaleza seguir pela CE 040 até Aracati ou pela BR 116 até Boqueirão do Cesário e daí prosseguir pela BR 304 que corta toda porção norte da área. A CE 040, a partir de Aracati, segue no sentido N-S até a cidade de Jaguaruana. Outras estradas vicinais cortam toda a região permitindo bom trânsito no período da estiagem. A Figura 2 mostra a localização e a Figura 3 apresenta os principais topônimos da área.

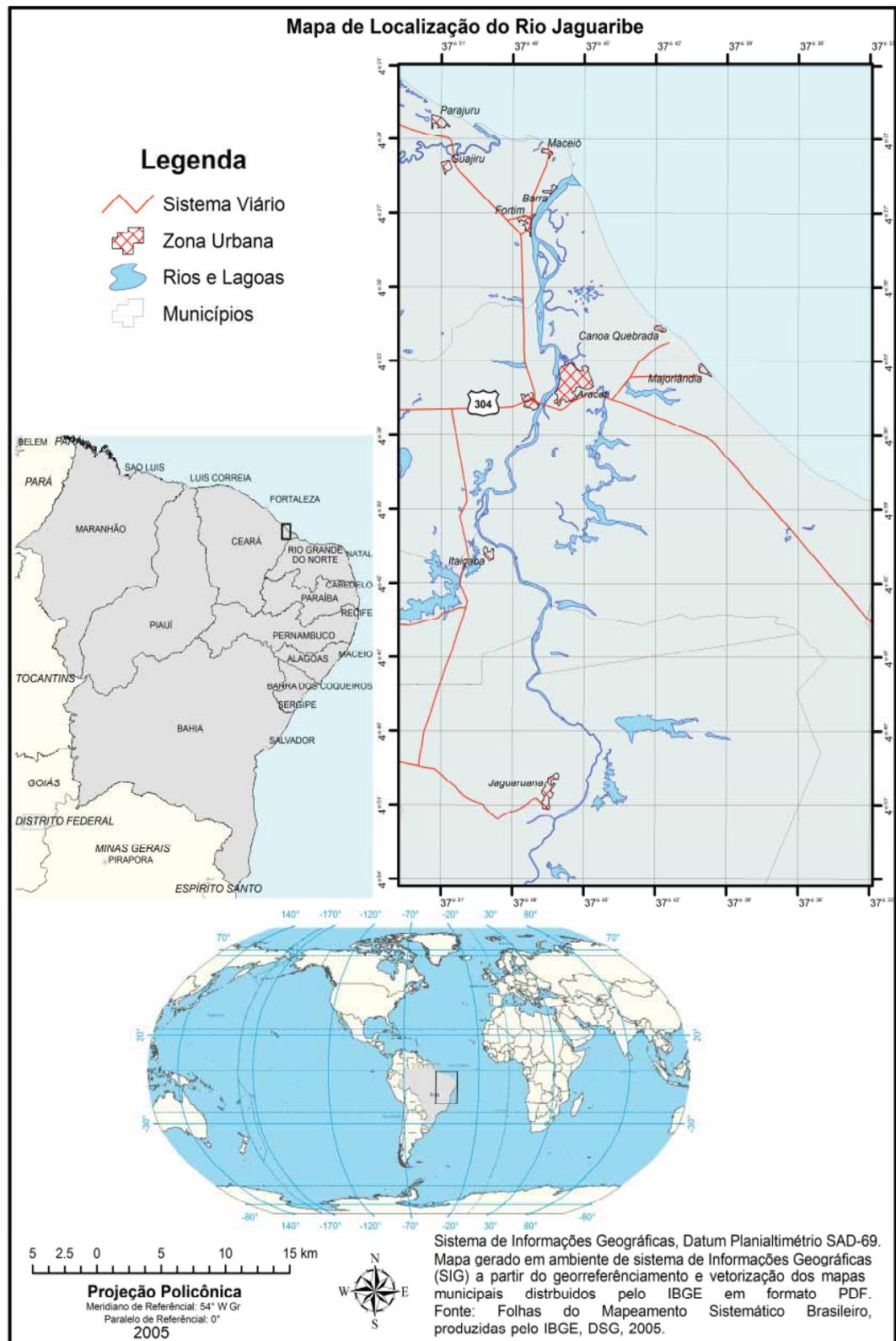


Figura 2. mapa de localização da área de estudo.



Figura 3: imagem de satélite Landsat da área de trabalho com os principais topônimos.

### 3.2 – Clima da área estudada

O clima da região é do tipo tropical, típico das regiões semi-áridas, caracterizado por uma pronunciada variabilidade espacial e temporal de chuvas. O curso sazonal da precipitação é marcado pela concentração da pluviosidade em poucos meses, o que torna a estação chuvosa bem definida. Cerca de 90% das precipitações anuais ocorrem no primeiro semestre do ano, sendo o período mais chuvoso compreendido entre fevereiro a maio.

Esta definição da sazonalidade das precipitações está associada às oscilações da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o oceano Atlântico, sendo a estação chuvosa, regionalmente chamada de inverno, coincidente com a posição mais ao sul que a ZCIT atinge durante os meses de março e abril. Durante o período correspondente ao inverno-primavera do Hemisfério Sul, há enfraquecimento e recuo da ZCIT e a região fica sob domínio de ventos de NE e E, estabelecendo a estação seca.

As temperaturas médias em Aracati mostram pequenas variações. Na Tabela 1 observa-se que o regime térmico é caracterizado por temperaturas pouco amenas, tendo valores médios em torno de 26°C. A média máxima é de 28,70°C. Os valores mínimos ocorrem logo após a quadra chuvosa, nos meses do inverno austral, junho, julho e agosto. A média mínima apresenta valores da ordem de 20,50°C (CEARÁ/SRH/PERH, (1999)).

Tabela 1: Temperaturas máximas e mínimas em Aracati

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Médi a
Ma x	29, 1	29, 2	29, 2	29, 4	29, 3	28, 8	28, 6	28, 4	28, 4	28, 7	28, 3	28, 7	28,7
Min	22, 3	21, 8	21, 5	21, 2	21, 7	20, 5	22, 1	20, 8	20, 7	21, 4	22, 2	21, 6	21,5

Fonte:CEARÁ/SRH/ PERH (1999)

O observatório pluviométrico, localizado no município de Aracati, apresenta ao longo dos 53 anos de observação, valores de médias mensais, como vistas na tabela abaixo:

Tabela 2: Precipitações médias mensais em Aracati

Meses	Precipitações (mm)
Janeiro	110,08
Fevereiro	197,38
Março	251,60
Abril	189,01
Maió	103,98
Junho	35,96
Julho	9,90
Agosto	2,25
Setembro	4,64
Outubro	3,85
Novembro	14,69
Dezembro	62,42
Total	985,76

Fonte: CEARÁ/SRH/PERH (1999)

Em Aracati a precipitação média anual é 985,76 mm, com desvio padrão de 441,21 mm. O maior índice de precipitação já ocorrido foi de 2.131,90 mm e o menor índice 167,00 mm. O coeficiente de variação é 44,70%.

A umidade média anual no Posto Climatológico de Aracati é em torno de 75,6%. As variações mensais estão relacionadas às irregularidades temporais do regime pluviométrico. Os meses com índices pluviométricos mais elevados (fevereiro a maio) correspondem às taxas de umidades mais altas (acima de 60%). O período menos úmido situa-se no segundo semestre do ano, nos meses de agosto a novembro, com valores em torno de 55% de umidade relativa do ar (CEARÁ/SRH/PERH, (1999)).

Os ventos no litoral leste do Ceará a sua direção varia com maior frequência no quadrante E-NE em todos os meses do ano. A velocidade dos ventos atinge até 4,9 m/s em agosto-setembro. No período chuvoso, especialmente de março a maio os valores ficam entre 2,6 e 2,9 m/s.

#### 4 - CONTEXTO NEOTECTÔNICO

O conhecimento morfoestrutural e morfotectônico de uma área, com a caracterização das feições estruturais e neotectônica, torna-se o instrumento básico utilizado e inserido no planejamento de execução de obras de engenharia, uso e ocupação do solo, nas pesquisas de recursos minerais e de avaliação e mitigação de impactos ambientais. Torna-se também imprescindível no entendimento da evolução do período Terciário Superior ao Quaternário.

Os movimentos tectônicos que vêm ocorrendo nos tempos geológicos mais recentes têm sido relatados desde o início do aparecimento do homem moderno, embora que seu estudo só passou a ser sistematizado num novo campo da Geotectônica a partir de 1948, quando o geólogo soviético V. A. OBRUSCHEV pela primeira vez definiu o que ele chamou de Neotectônica. Este termo referia-se ao estudo dos movimentos recentes da crosta terrestre que ocorreram durante o intervalo de tempo entre os períodos do Terciário Superior ou Neógeno (Mioceno e Plioceno) e Quaternário, e que assumiram um papel decisivo na formação da morfologia contemporânea. O estudo da neotectônica passou a ter um caráter específico na área das geociências no que se refere à caracterização na arquitetura das estruturas geológicas e na elaboração das feições geomorfológicas.

Obrushev (1948) classificou os movimentos neotectônicos em três tipos:

- a) *Movimentos alpinos*, ocorridos do Cretáceo até hoje;
- b) *Movimentos recentes*, do Plioceno ao recente; que correspondem aos movimentos neotectônicos propriamente dito.
- c) *Movimentos modernos*, os atuais.

Próxima a esta definição, várias outras foram propostas em função das especificidades dos contextos geotectônicos e morfoclimáticos nas regiões onde foram estudadas, mas muito pouco diferenciadas dela. Foi proposto por Wegmann (1955) a adoção do termo tectônica viva como definição dos movimentos muito recentes e/ou sismotectônico. Nikolaev (1974) afirmou que constituiriam estudos neotectônicos os realizados em áreas de reativação de antigas estruturas e/ou a formação de novas estruturas no Quaternário. Jain (1980) chamou de movimentos contemporâneos àqueles ocorridos na crosta terrestre nos

últimos seis mil anos, classificando-os como jovens os ocorridos no Holoceno e novíssimos os atuais.

Vários autores apresentam os termos neotectônica, tectônica ativa e paleo-sismicidade superpostos e frequentemente empregados como sinônimos. Wallace (1986) estabeleceu a principal distinção com relação à tectônica ativa definindo que esta enfocaria as atividades que podem ser reiniciadas no futuro, podendo afetar comunidades humanas. Para Keller & Pinter (1996) a tectônica ativa consiste de processos tectônicos que deformam a crosta terrestre numa escala de tempo significativa para a sociedade humana, incluindo processos lentos tais como soerguimento ou basculamento, e principalmente processos tectônicos capazes de produzir catástrofes como os grandes terremotos.

Ao longo do tempo as definições sobre movimentos neotectônicos foram evoluindo na direção de incorporar os conceitos atuais das teorias geotectônicas, revestindo-se de uma visão compatível com a tectônica global, mais especificamente a teoria da tectônica de placas. A Comissão de Neotectônica da Associação Internacional de Estudos do Quaternário (*International Union for Quaternary Research - INQUA*), buscando uma síntese, adotou, em 1978, a definição atualmente em vigor a nível internacional, considerando os movimentos neotectônicos como:

*“Quaisquer movimentos ou deformação ao nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, suas implicações para vários propósitos práticos e suas extrapolações futuras. Os movimentos neotectônicos englobam o acervo de deformações rúptil ou dúctil de um período neotectônico”.*

Stewart & Hancock (1994), definem Neotectônica como “o ramo da tectônica relacionado ao entendimento dos movimentos terrestres que ocorreram no passado e continuam ocorrendo até os dias atuais”. Sem limite inferior rigidamente definido. Os movimentos neotectônicos estariam relacionados ao regime tectônico atual os quais poderiam reativar ou não estruturas sempre dentro de um campo de esforços e de deformação que tem persistido sem mudanças significativas de orientação ao longo do tempo.

Vários autores, entre eles, (WALLACE 1986, HASUI & COSTA 1996) têm a mesma opinião de que os movimentos neotectônicos são aqueles relacionados ao regime tectônico ou ao campo tensional em vigor desde a última reorganização tectônica regional ou a partir do estabelecimento dos limites das placas atuais. Portanto, a idade destes movimentos

não é única, mas varia dependendo da região e da posição em contexto de bordas de placas ou intraplacas.

O estudo da neotectônica tinha enfoque dirigido aos domínios de bordas de placas litosféricas, uma vez que, pela sua atividade sísmica constante, torna-se imprescindível o desenvolvimento de programas de redução de riscos geológicos no meio físico e previsões de terremotos. Entretanto, mais recentemente, autores como Hasui & Costa (1996) e outros têm dado atenção cada vez maior aos domínios intraplaca. A compreensão da neotectônica no contexto dos domínios intraplaca torna-se importante devido sua influência no modelado da paisagem e pelo potencial de sua aplicação em diversas áreas como na prospecção de vários bens minerais, determinação de acumulação de reservas de água e de petróleo, planejamento e execução de obras de engenharia e no planejamento da ocupação urbana ou rural.

A neotectônica é um ramo do conhecimento interdisciplinar dentro da Geologia que se utiliza de métodos e dados da geologia estrutural, geofísica, geomorfologia, geotectônica, geocronologia, geodésia, estratigrafia, sedimentologia e arqueologia.

Um ponto de controvérsia neste campo de conhecimento é delimitar o período de início dos movimentos neotectônicos. Isto tem sido motivo de um árduo debate entre os pesquisadores da área em todo mundo que procuram um consenso que permita a fixação de um início universal. Esta discussão é compreensível uma vez que os fundamentos básicos da tectônica global requerem que várias partes de Terra estejam submetidas a regimes de tensões específicos, relacionados com o posicionamento em contextos tectônicos diferenciados e em estágios diferentes de evolução geotectônica.

Morner (1989), em razão do conceito de tectônica ativa, sugeriu que a neotectônica deveria tratar dos movimentos e deformações passados ou anteriores ao tempo presente. Ele sugeriu ainda a idade de início e limites inferiores para o domínio neotectônico, que seriam os seguintes:

- ▶ os últimos 2,5 Ma (provável reorganização geral do regime tectônico);
- ▶ os últimos 6 Ma (período posterior à Idade Messiniana (Idade Zancleana));
- ▶ os últimos 23 Ma (Neógeno Inferior);
- ▶ os últimos 38 Ma (Oligoceno Inferior, reorganização da tectônica global).

Keller & Pinter (1996), estabelecem que a escala de tempo a ser avaliada numa abordagem de tectônica ativa varia de acordo com as situações encontradas, podendo ser de algumas dezenas a alguns milhões de anos, pois a atividade tectônica contemporânea ou atual

e a deformação associada podem ser parcialmente ou predominantemente controladas por um quadro tectônico mais antigo. Ressalta os autores que o intervalo entre 18.000 e 10.000 anos A.P., no Pleistoceno, é de grande interesse num estudo de tectônica ativa. Para Sengor (1985) o objeto de estudo da neotectônica está relacionado aos movimentos tectônicos mais novos da história geológica de uma dada região após a orogênese final. São os movimentos relativos ao campo de tensão (stress) ou regime tectônico em vigor desde a última reorganização tectônica principal de escala regional.

De acordo com Pavlides (1989), o início do período neotectônico dependeria das características individuais de cada ambiente geológico, corroborando com Sengor (1985).

Embora as opiniões da maioria dos autores tenham expressado idéias diferentes, ocorreu um consenso quanto à relação entre neotectônica e a configuração da morfologia atual, independentemente da idade das feições estudadas. Neste contexto a INQUA (1978) estabeleceu a não fixação de limites temporais rígidos, admitindo como movimentos neotectônicos desde os instantâneos ou sísmicos, até aqueles com idades superiores a 10 milhões de anos.

Para Saadi (1993) o período neotectônico pode ser delimitado como aquele que, em um referido território, mostra testemunhos e/ou evidências da atividade tectônica mais recente, mais ou menos associados às características geomorfológicas (fisiográficas e sedimentológicas) dominantes. A neotectônica representa as manifestações da dinâmica da expansão dos fundos oceânicos e da conseqüente mobilidade das placas litosféricas, que por sua vez, infere que em qualquer ponto do planeta está permanentemente submetido a esforços tectônicos.

Tendo a placa Sulamericana seguido o mesmo rumo durante a maior parte do Cenozóico, de leste para oeste, permite pensar que o regime tectônico não deve ter sofrido mudanças significativas, a não ser em termos de variação de intensidade, em função das mudanças que ocorreram no funcionamento da Cadeia Meso-Oceânica.

O deslocamento lateral da cadeia Meso-Oceânica Atlântica é considerado como uma das principais fontes de esforços intraplaca, em contraposição às forças colisionais entre as placas de Nazca e Sulamericana, expressas pela direção E-W do esforço horizontal máximo, ao longo de toda região andina (ASSUMPÇÃO, 1992). Existem ainda indícios de que a placa Sulamericana, sob regime de compressão horizontal e encurtamento, move-se coerentemente com o manto superior, resultando que o movimento absoluto, quanto os efeitos

do empurrão da cadeia meso-oceânica, são orientados segundo a mesma direção E-W (LIMA et al. 1997).

Lima (1999) apresenta um modelo conceitual que explica a deformação associada à compressão generalizada da placa Sulamericana, através de flambagem litosférica ou crustal, o qual relaciona sismicidade, anomalias isostáticas residuais e a retração de escarpas sedimentares. Isto pode ser empregado para as bacias continentais da placa Sulamericana evidenciando o fato que estas não são mais bacias. Elas são os restos erodidos de bacias onde as bordas foram soerguidas, atingindo cerca de 1.000 m, e onde os centros são deprimidos e localmente preenchidos por sedimentos quaternários. As grandes bacias quaternárias são comumente desenvolvidas ao pé de escarpas recuadas que delimitam os restos erodidos de bacias antigas, sendo assim associadas ao embasamento exumado. Sobre as bordas soerguidas, são encontrados restos de uma cobertura terciária que está sendo erodida, demonstrando que pelo menos uma parte do soerguimento produziu-se após o início do Terciário. A forte incisão da rede de drenagem pode formar vales de centenas de metros de profundidade.

Lima (1999) afirma ainda que o regime tectônico predominante (falhas inversas e transcorrentes) é variável na porção intraplaca, onde a sismicidade não é distribuída uniformemente, concentrando-se nos pontos de inflexão da flambagem litosférica que absorve o encurtamento. Os sismos, em geral, são pouco profundos (até 10 a 15 km, em média) e suas magnitudes são fracas a moderadas ( $m_b=3.0$  a  $6.3$ ).

Para Saadi (1993) a Plataforma Brasileira foi em toda sua extensão afetada por deformações tectônicas cenozóicas que aproveitaram preferencialmente as linhas de fraqueza crustal herdadas das éras geológicas anteriores, resultando em uma compartimentação em unidades neotectônicas, que o referido autor induz ao termo micro-placas. Estas estão delimitadas por descontinuidades crustais, com direções preferenciais NW e NE, apresentando movimentações relativas recentes, em regime transcorrente, nos lineamentos pré-cambrianos brasileiros. A Descontinuidade Crustal dos Dois “Brasis”(DCDB), que é um traço importante na Plataforma Brasileira, é um exemplo onde a partir dele se origina a hidrografia moderna do país e a evolução geomorfológica cenozóica. Os lineamentos oceânicos prolongam-se ao arcabouço continental, como podem ser evidenciados nas regiões Norte e Nordeste. A sismicidade atual teria relação com essa compartimentação, demonstrando que os esforços compressivos atuais estão direcionados preferencialmente NW e os distensivos NE.

Saadi (1993) propõe, em caráter preliminar, considerando a relação entre as idades admitidas para a sedimentação, seus eventuais controles tectônicos e as datações relativas das deformações posteriores, uma correspondência dos pulsos neotectônicos da Plataforma Brasileira com os eventos orogênicos andinos, fazendo uma correlação entre a cronologia e os valores das taxas de afastamento na Cadeia Meso-Atlântica, como segue:

- Ao evento andino *Incaic II* (Eoceno/Oligoceno) corresponde ao início do período neotectônico, com instalação do “Sistema de *rift* da Serra do Mar”, das bacias do Quadrilátero Ferrífero e com o começo da sedimentação da Formação Barreiras.

- O evento andino *Quetchuan II* (Plioceno), é considerado o segundo pulso neotectônico, responsável pela instalação do “*rift* de São João Del Rei”, da fase intermediária da sedimentação da Formação Barreiras e da Formação Solimões, além do soergimento de várias regiões e da formação de inúmeras bacias lacustres isoladas.

- O evento andino de *Yarmouthian*, (Pleistoceno Médio a Inferior), corresponde ao terceiro pulso orogênico, responsável pela emersão da maior parte do litoral e basculamento das camadas da Formação Barreiras, deslocamento das falésias nas regiões Norte e Nordeste, deformação e/ou inversão de bacias sedimentares anteriormente formadas (Bacia de São Sebastião da Vitória) e soergimento generalizado da plataforma Brasileira.

Zoback (1992) estabeleceu um mapa de tensões para a Placa Sulamericana, compilando dados de diversos trabalhos. A autora concluiu que os regimes compressivos (empurrões e transcorrências, com  $\sigma^1$  horizontal) dominam grande parte das porções interiores das placas. Os regimes extensionais (falhas normais, com  $\sigma^1$  vertical) são comuns em áreas de topografia elevada. No nível da crosta superior os campos de tensão são uniformes. Ocorrem amplas províncias regionais de esforços homogêneos. No interior das placas encontram-se os esforços de primeira ordem originados da tensão resultante entre as forças opostas entre a expansão do assoalho oceânico e o anteparo formado pela colisão continental no lado oposto da placa. As porções crustais mais espessas (escudos) apresentam esforços médios de magnitude mais baixa, enquanto que em áreas crustais mais antigas pode haver dispersão das tensões ou convergência. Os diferentes tipos de esforços de primeira ordem demonstram que os efeitos locais geralmente prevalecem. O fato de haver uma uniformidade regional caracteriza que o estado de esforços litosféricos atual depende de forças contemporâneas aplicadas ao longo do limite das placas.

Os esforços de segunda ordem geralmente superimpostos aos de primeira são definidos a partir das instabilidades litosféricas como as flexuras ligadas ao empilhamento de

sedimentos nas margens continentais, contrastes laterais de densidade e forças ascensionais relacionados às anomalias de densidade sob a litosfera, à variação lateral da espessura da crosta e ao contraste crustal no limite oceano/continente; contrastes laterais de resistência.

Para Saadi (1993) o controle do comportamento neotectônico da Plataforma Sulamericana, enfatizando a porção brasileira, pode ser esquematizado com base no arranjo das placas litosféricas, no caráter das tensões originadas pelos tipos de contatos que as interligam e das conseqüentes tensões intraplaca. O controle mais importante deve relacionar-se com a inserção da plataforma entre a margem continental atlântica passiva e a margem continental pacífica ativa.

Na margem pacífica, os efeitos resultantes da subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sulamericana são expressivos através das manifestações tectônicas e orográficas ligadas à Orogênese Andina. As tensões atuantes ao longo da Cordilheira Andina são comandadas, desde o Plioceno, por um vetor compressivo horizontal de direção E-W.

No lado oeste do continente Sulamericano ocorrem tensões distensivas, responsáveis pela geração das fossas tectônicas que acumulam centenas de metros de sedimentos. No lado leste predominam tensões compressivas evidenciadas pela reativação de importantes geossuturas em zonas de transcorrências e por atividades sísmicas concentradas em duas áreas principais da margem continental brasileira, a sudeste e nordeste (SAADI, 1993).

No caso da margem atlântica, mais especificamente a Margem Atlântica Brasileira, segundo Saadi (1993), deve-se considerar as diferenças entre as porções meridional e setentrional relativas ao afastamento desigual com relação à Dorsal Meso-Atlântica. As tensões atuais convergem em torno de um vetor compressivo horizontal de direção NW-SE, com algumas variações E-W e N-S, provavelmente relacionadas a tensões residuais locais. No interior da placa Sulamericana o caráter das tensões intraplaca varia de W para E.

Segundo Assumpção (1992) com relação ao movimento atual da placas Sulamericana, admite uma tensão compressional E-W, na quase totalidade da placa. Ele faz referência ainda às tensões compressivas N-S na região central amazônica e também na sismicidade gerada por movimentos transcorrentes do nordeste brasileiro. Os dados sísmicos indicam que o limite oeste da província Andina é o Cráton Amazônico e a Bacia do Paraná. No último caso, isto se confirma pelo fato de que os maiores eventos sismológicos locais de relativa magnitude circundam a Bacia do Paraná, sendo que aqueles posicionados a oeste

confirmam o *stress* compressivo E-W. Os dados do Quaternário obtidos próximo à costa do Atlântico apresentam evidências de falhamentos tanto compressionais quanto extencionais. Estes últimos foram interpretados como sendo pulsos de relaxamento dentro de um ciclo compressional (RICCOMINI et al. 1989). A Figura 4 mostra as principais zonas sismogênicas atuantes dentro do continente Sulamericano.

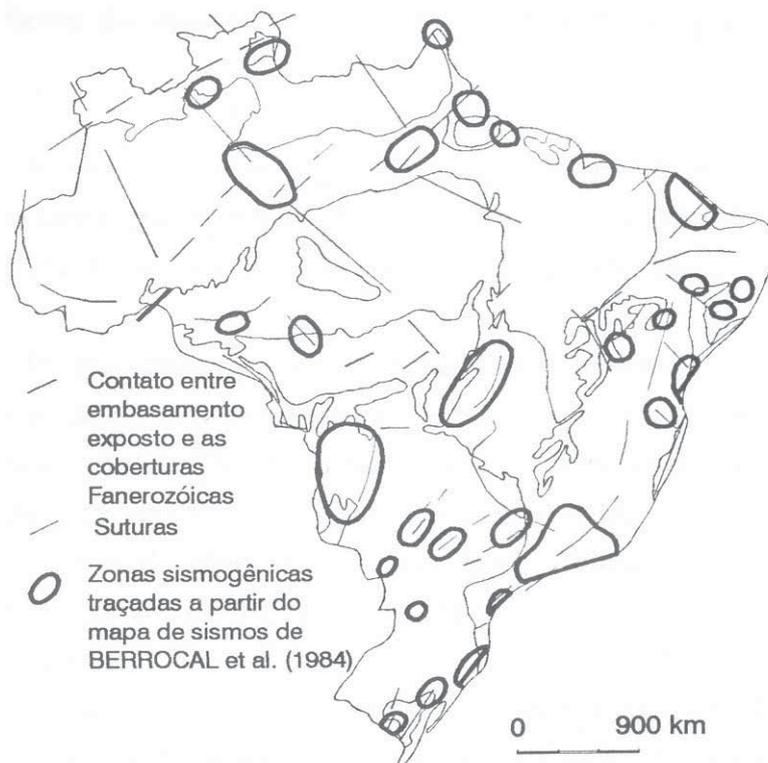


Figura 4: zonas sismogênicas do Brasil. (HASUI, 1990),

Em referência ao conjunto estrutural do Nordeste Brasileiro este se apresenta com uma forma de leque aberto em direção leste, mostrando, além de estruturas pré-cambrianas reativadas, uma série de falhas e zonas de cisalhamento superimpostas a essas, nas direções NE-SW, N-S, NW-SE e E-W. Esta última direção corresponderia a prolongamentos, em domínio continental, das zonas de falhas transformantes do domínio oceânico (SAADI & TORQUATO, 1992).

Associados às características tectônicas ocorrem um grande número de bacias sedimentares, de idade predominantemente mesozóica, espalhadas de forma diversas controladas por direções tectônicas variadas.

Os focos dos terremotos no Nordeste Brasileiro ocorrem com maior frequência sobre o continente, nas proximidades da costa setentrional de orientação NW-SE,

principalmente nas vizinhanças das bordas da Bacia Potiguar e nos arredores de Fortaleza (Figura 5) (SAADI & TORQUATO, 1992, FERREIRA et al., 1998).

Bezerra & Vita-Finzi (2000) mostram que os mecanismos focais indicam um regime transcorrente, com compressão paralela à linha de costa E-W a NW-SE (Figura 5). Na parte continental da Bacia Potiguar Lima (1999) afirma que há predomínio do regime compressivo de esforços nos primeiros 900 m de profundidade, enquanto que o regime transcorrente ocorre abaixo de 1400 m. Na porção submersa da Bacia Potiguar a distribuição é mais complexa, com o regime tendendo a ser compressivo.

Assumpção (1992) interpreta o regime transcorrente da Bacia Potiguar emersa como sendo a superposição de uma compressão regional, aproximadamente E-W, relacionada ao deslocamento lateral da cadeia meso-oceânica e uma extensão local perpendicular à linha de costa. Essa extensão lateral pode ser causada tanto por variações laterais de densidade na transição continente/oceano quanto por esforços periféricos flexurais ocasionados pela carga sedimentar na margem continental.

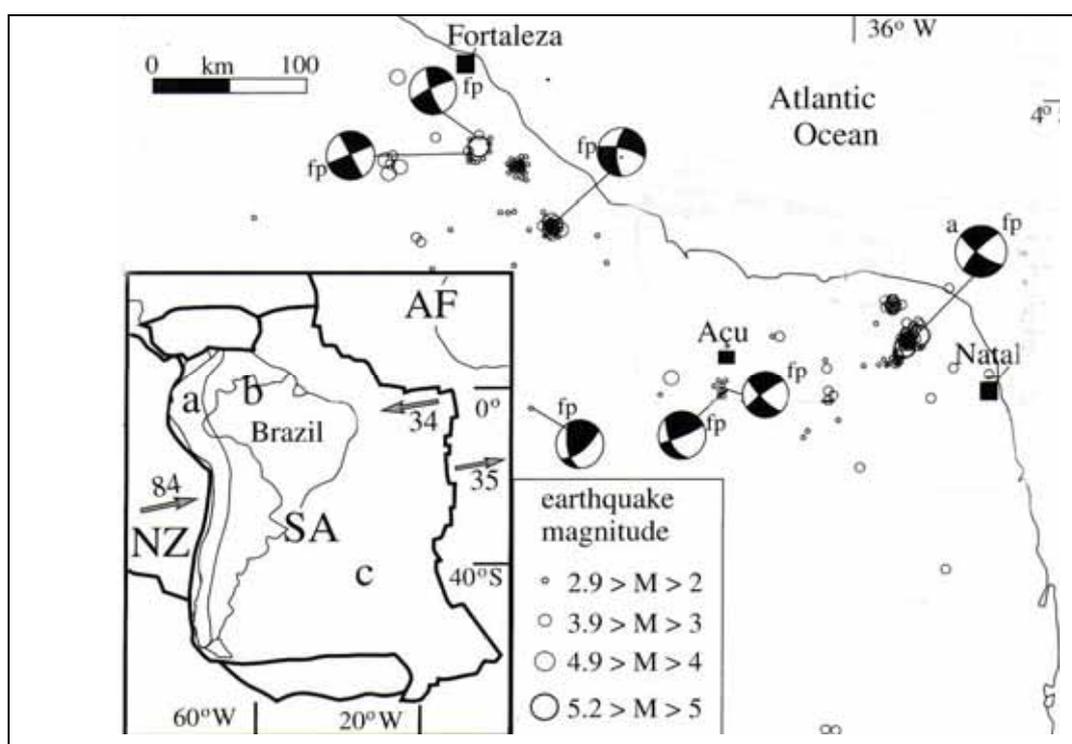


Figura 5: sismicidade do Nordeste brasileiro mostrando o mecanismo focal, instrumental e epicentros histórico (BERROCAL et al., 1984). NZ – Placa de Nazca, AF Placa Africana, SA Placa Sulamericana, a – Cinturão orogenético Meso-Cenozóico, b – Escudo Pré-Cambriano e Plataforma Paleo-Cenozóico, c – Crosta oceânica, fp – plano de falha. Setas indicam os vetores das placas (mm/ano). Modificado de Bezerra & Vita-Finzi (2000).

A sismicidade no Nordeste brasileiro ocorre predominantemente em exames que duram de meses a vários anos, com terremotos a profundidades menores que 12 Km e magnitudes que não excederam  $m_b=5.2$  no registro instrumental de redes sismográficas temporárias ao redor da Bacia Potiguar (ASSUMPTÃO, 1992).

Bezerra & Vita-Finzi (2000) observaram indícios de paleosismicidade no Rio Grande do Norte através de falhas e sismitos. As falhas são identificadas na costa afetando sedimentos da Formação Barreiras (Mioceno-Plioceno) e coberturas quaternárias, em alguns casos apresentando deslocamentos verticais de mais de 260 m. As idades, pelo  $^{14}\text{C}$ , calibradas para as falhas que afetaram os depósitos costeiros holocênicos, principalmente *beach rocks*, chegando a resultados em torno de 7.000 a 3.000 anos A.P. Os sismitos, que ocorrem nas planícies fluviais dos rios Açu e Jaguaribe (BEZERRA et al., 2001), indicam pelas evidências paleossísmicas, que os terremotos holocênicos teriam magnitude maior que a máxima histórica, com  $M_s \geq 6.8$ .

De acordo como o modelo de flambagem litosférica ou crustal, proposto por Lima (1999), também pode ser aplicado aos restos de bacias do Nordeste do Brasil, as quais mostram as mesmas relações entre sismicidade e anomalias isostáticas residuais que aquelas do sudeste, como nas bordas erodidas da Bacia Potiguar. Porém, nessa região, não existem dados sísmicos suficientes que permitam a reconstituição da estrutura litosférica profunda. Portanto, não podem afirmar, como o exemplo da Bacia do Paraná, se as bordas soerguidas são associadas a uma intumescência litosférica. Conforme Matos (1992) com a profundidade da descontinuidade sísmica de Moho, abaixo da Bacia Potiguar, de 28 km e o gradiente geotérmico de  $33^\circ \text{C/km}$ , pode-se esperar temperaturas maiores que  $900^\circ \text{C}$  em Moho. Segundo Lima (1999) para tais valores de temperatura a resistência do manto é pequena e a litosfera não apresenta mais que duas camadas, havendo a possibilidade da compressão intraplaca (dobramento) restringir-se à crosta.

Para Carneiro et al. (1989) há anomalias de fluxo e gradiente geotérmico na Bacia Potiguar, nos maciços do Ceará Central e nas proximidades de Fortaleza, que por sua vez, apresentam correlações com os alinhamentos, falhas, zonas de fraturamentos oceânicos e áreas de atividade ígnea nos últimos 30 Ma.

As datações efetuadas com traços de fissão realizadas no Nordeste são expressas por Lima (1999) que ressalta três picos de resfriamento os quais são interpretados como sendo os picos de denudação. Silva Filho (2004) correlaciona esta interpretação a

eventos geotectônicos e a algumas superfícies de aplainamento de Peulvast & Sales (2004), como vemos a seguir:

- ▶ Eocretáceo (~130 Ma): resposta à ruptura continental, correlacionável à Superfície Pré-rifte;
- ▶ Neocretáceo (~90 Ma): importante reorganização de placas no domínio atlântico correlacionável à Superfície Cenomaniana;
- ▶ Neógeno (entre 20 Ma e o Presente): compressão atual a subatual e flexura da margem equatorial, em parte correlacionável à Superfície Sertaneja.

No Rio Grande do Norte, o Projeto João Câmara (TORRES et al. 1990), evidenciou que a área da Bacia Potiguar foi, desde o Terciário Superior, submetida a falhamentos transcorrentes gerados a partir de sistemas de *Riedel* e controlados por um binário E-W. Durante o Quaternário, o mesmo passou de uma movimentação sinistral a dextral, que corresponde a atual. As falhas E-W, representadas principalmente pelo Lineamento de Lajes, podem corresponder aos prolongamentos continentais das zonas de fraturas oceânicas, como o Lineamento de Fernando de Noronha.

No litoral oriental do Rio Grande do Norte, os sedimentos posicionados em lados opostos ao Lineamento de Lajes, têm comportamentos diferentes: a norte, os sedimentos da Formação Barreiras foram intensamente cisalhados e dobrados enquanto que, ao sul, predominam duas direções de falhamento. A direção N40-60E, transcorrente, desloca a costa em sentido sinistral e báscula os blocos para SW. A outra direção, NW-SE, controla uma estrutura de *horst e graben*. A migração das dunas pleistocênicas é controlada pelo adernamento dos blocos litorâneos (SAADI 1993).

Bezerra et al., 1993 relataram que, no baixo vale do rio Açú, foram encontradas inúmeros falhamentos afetando os sistemas de terraços quaternários e controlando a geometria das desembocaduras fluviais. No litoral de Areia Branca, a NE do estado, os sedimentos da Formação Barreiras são basculados em direção ao continente e apresentam suaves dobras com eixo NE-SW.

Segundo Saadi & Torquato (1992) o Ceará se encontra localizado à margem NW do bloco nordestino, afastado da área de adensamento dos falhamentos ligados aos lineamentos de Patos e de Pernambuco, lhe conferindo, por isso, uma simplificação na organização tectônica em relação ao contexto estrutural nordestino. De maneira geral, a sua organização tectônica é caracterizada pela ocorrência de duas direções tectônicas principais:

zonas de cisalhamento NE-SW que interceptam falhas NW-SE, resultando o conjunto no isolamento de blocos cristalinos centrais relativamente preservado (Figura 6).

A sismicidade na parte emersa do Ceará atesta o funcionamento atual de falhas relacionadas aos dois *trends* ou feixes de fraturas que delimitam o Domínio Ceará Central: a terminação nordeste do Lineamento Transbrasiliano (incluindo as falhas Sobral-Pedro II, Café-Ipueiras e Forquilha) e aquelas associadas às faixas Orós e Jaguaribe (Sabonete-Inharé, Senador Pompeu e Jaguaribe) (SAADI & TORQUATO, 1993).

Berrocal et al. (1984), relacionam 74 eventos sísmicos no estado do Ceará, relatados ou instrumentalizados, ocorridos entre 1560 a 1981. A intensidade MM, nos casos em que foi possível ser feita alguma avaliação, variou de IV a VII. A distribuição espacial dos epicentros (Figura 5), mostra que estes se agrupam preferencialmente ao longo das zonas de cisalhamento NE-SW, nos setores tectônicos marginais NW e SW, ou na região da Serra de Baturité, a SW de Fortaleza. Os sismos ocorridos no município de Pereiro-Ce em 1968, com intensidade MM = VI e profundidade de 33 Km, tinham sua origem ligada às falhas de direção E-W. Segundo observações feitas por Assumpção et al. (1985), sobre o sismo ocorrido 1980, no NE do Ceará, determinaram intensidade MM = VII e profundidade focal de 5,1 Km, causada por uma compressão WNW-ESE. Porém, após análise da localização dos epicentros sísmicos da Região Nordeste e sua relação com as falhas de direção NE-SW, na porção setentrional, concluíram os autores a existência de um campo compressivo regional de direção entre E-W e WNW-ESE, e uma direção de extensão NNE-SSW, com profundidade focal dos sismos de 10 Km e relacionada com a movimentação de falhas transcorrentes em decorrência da movimentação da Placa Sulamericana.

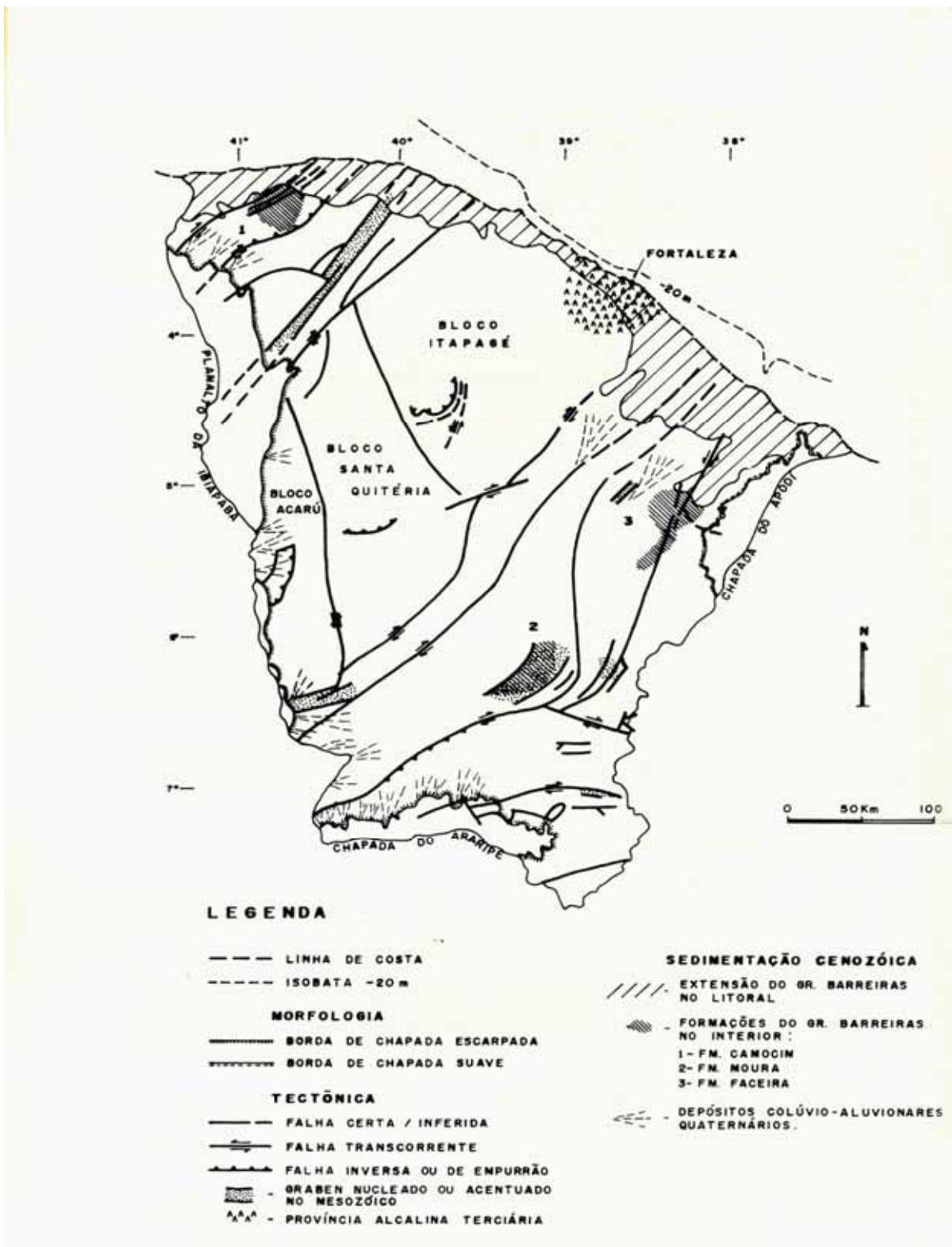


Figura 6: principais elementos tectônicos e geomorfológicos do Ceará (SAADI & TORQUATO, 1992).

Saadi & Torquato (1992) propuseram um modelo preliminar da interpretação morfotectônica para o estado do Ceará, baseado na análise das deformações dos sedimentos

do Mioceno e Pleistoceno, na interpretação de dados geomorfológicos, geológicos e sísmológicos. Estes autores observaram que após a sedimentação da Formação Barreiras, os blocos tectônicos do Domínio Ceará Central (Santa Quitéria e Itapagé – Figura 6) foram soerguidos por esforços transpressivos gerados por transcorrências dextrais de direção SW-NE, que os separaram das zonas deprimidas paralelas onde se concentra a maior parte da sedimentação terció-quadernária e a atividade sísmica atual, passando a ter um comportamento como altos estruturais, servindo como divisores da rede de drenagem cearense. O núcleo ou bloco cristalino central do Ceará Central corresponde à parte oeste do semicírculo interior do Anfiteatro Jaguaribe-Piranhas (PEUVAST & SALES, 2004).

O arqueamento dos blocos centrais provocou o escalonamento das superfícies de erosão e controlou o confinamento da sedimentação pleistocênica às margens rebaixadas. Os limites desses patamares escalonados são formados por degraus que coincidem com linhas de falhas e parecem representar escarpas de linhas de falhas mais ou menos evoluídas, no sentido continente-oceano. A morfologia do litoral deve-se ressaltar que tanto as planícies litorâneas, quanto os tabuleiros pré-litorâneos, estreitam-se na região de Fortaleza, demonstrando ser essa região mais elevada do que os setores W e E do litoral. Este processo está relacionado ao Vulcanismo Cabuji-Mecejana, de idade que chega ao Mioceno, que geraram uma província alcalina nos arredores de Fortaleza. Este efeito é também atribuído à reativação dos lineamentos E-W, que representam prolongamentos continentais das zonas de fraturas oceânicas da Paraíba e Fernando de Noronha.

Evidências da atividade neotectônica no Ceará são encontradas também nos sedimentos da Formação Camocim (Mioceno), a NW de Fortaleza, nos arredores da cidade que empresta seu nome, na praia do Farol. Trata-se de depósitos de seixos de quartzo de alta maturidade, cimentados por matriz laterítica silico-ferruginosa, formados em ambiente climático tropical úmido, em regime fluvial torrencial. Os conglomerados são afetados por falhamentos, aparentemente de caráter normal, entretanto em alguns setores sugere a ocorrência de estruturas em flor. Estes sedimentos apresentam-se ainda dobrados em forma de anticlinal com eixo de direção aproximada SSW-NNE, tendo o conjunto um forte caimento para SW, em direção ao continente. Outros afloramentos da Formação Camocim, a sul da cidade de Martinópolis, exibem falhas com direção entre N40E a N55E. Outra falha, com direção N-S, impõe forte flexura às camadas conglomeráticas (SAADI & TORQUATO, 1993).

Outras evidências dos movimentos neotectônicos são ainda encontradas em vários pontos de ocorrência da Formação Barreiras, onde a drenagem encontra-se fortemente encaixada de acordo com as direções dos lineamentos. No município de Icapuí, a SE de Fortaleza, próximo da área estudada, na praia de Ponta Grossa, expostos numa falésia viva, os sedimentos da Formação Barreiras encontram-se falhados (Figura 7). Sousa (1999) descreve a ocorrência de falhas extensionais N-S com mergulhos variando de alto a baixo grau predominantemente para W. As feições de estilo geométrico exibem falhas planas com arranjo em dominó. Ocorrem ainda falhas paralelas às camadas e estruturas de *roll-over* dando um caráter em parte sin-sedimentar para esta deformação. São também observadas zonas de cisalhamento mais tardias com direção WNW-ESE contendo estrias de alto *rake* e indicadores de movimento normal, evidenciando uma distensão N-S.

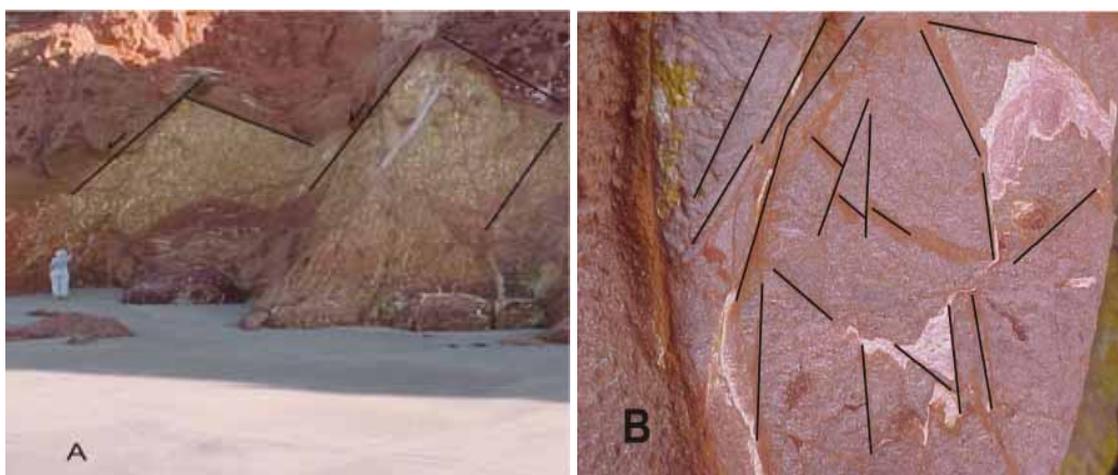


Figura 7: A - afloramento da Formação Barreiras, na praia de Ponta Grossa, no município de Icapuí – Ce apresentando falhas inferidas. A figura B mostra em detalhe pequenos fraturamentos no afloramento.

Várias outras evidências de fraturamento foram encontradas na Formação Barreiras e ao longo das falésias entre Canoa Quebrada e Retirinho (Figura 8). Próximo a Retirinho foram mapeadas falhas normais como atitudes, por exemplo, 158/35 e estrias(E) 158/35, 050/60 E 330/40, 300/40 E 300/40, 070/25 E 070/25. Falhas inversas 278/38 E 278/38, 050/50 E 050/50.



Figura 8: A - afloramento próximo a Retirinho onde observamos traços de juntas;  
B - detalhe do afloramento anterior apresentando plano de falha.

## 5 - ANÁLISE MORFOESTRUTURAL E MORFOTECTÔNICA

A superfície terrestre adquiriu sua forma a partir de resultados da interação de processos complexos, atuantes no tempo e no espaço, produzidos por fatores litosféricos (arcabouço litoestrutural, tectonismo, magmatismo, erosão/sedimentação) como também os relacionados aos sistemas hidrosfera-atmosfera-biosfera (níveis eustáticos, condições climáticas, atividades biológicas e antrópicas).

A Geomorfologia, neste contexto, objetiva o estudo da superfície terrestre e de sua modificação provocada pela ação dos agentes dinâmicos. As modificações contínuas da modelagem terrestre proporcionam o aparecimento de novas feições que podem tanto realçar como destruir feições anteriormente existentes. Essa contínua evolução contribui então para a elaboração de formas complexas e variadas, onde cada uma delas é resultado de uma evolução que lhe é peculiar.

Os fenômenos endógenos e exógenos, relacionados com a morfologia terrestre, são passíveis de serem identificados, principalmente aqueles que se manifestam nos primeiros quilômetros da superfície. As relações entre esses fenômenos e suas interações com a superfície terrestre podem ser obtidas a partir de modelos e métodos de representação da paisagem.

Sobre este panorama são definidos os termos morfoestrutura e morfotectônica como uma maneira de explicar as relações entre os processos litosféricos e a morfologia. Estes termos apresentam conceitos muito próximos e por isso têm provocado muitas discussões devido ao caráter ambíguo das definições apresentadas pelas diferentes escolas de Geomorfologia pelo mundo.

A análise morfoestrutural é um ramo da geomorfologia tectônica e constitui um paradigma nas escolas da Rússia e Europa oriental, onde foi definida por Gerasimov (1968) como “unidades de relevo geradas por uma combinação de atividades tectônicas e clima, obedecendo a um arranjo hierárquico abrangendo desde megaestruturas como, por exemplo, uma cadeia meso-oceânica, até microestruturas como um vale controlado por falha”. Gerasimov (1968) diz ainda que muitas das morfoestruturas são resultantes de ciclos alternados de soerguimentos, que acarreta dissecação, e estabilização, produzindo superfícies de aplainamentos regionais. Os terraços, as superfícies de aplainamento e os depósitos correlativos, segundo o autor, são fontes de dados imprescindíveis para a análise morfoestrutural.

O termo morfoestrutural caracteriza uma paisagem como uma resultante da evolução das formas estruturais. Portanto o conceito transpassa a idéia da relação entre um componente estável (estrutura) e um componente dinâmico (as formas de relevo) que dependem das características de atuação dos processos erosivos. Para Cotton (1968) as formas estruturais são desenvolvidas pela erosão sob controle da estrutura geológica, enquanto que as formas tectônicas resultam de movimentos crustais.

Saadi (1991) conceitua morfoestrutural como o compartimento morfológico cujas principais características demonstram a existência de um nítido controle exercido pelo arcabouço litoestrutural. O controle é passivo exercido por complexos litológicos envolvidos e delimitados por uma certa arquitetura tectônica. A forma final é resultante da elaboração do agente erosivo.

O termo morfotectônica, ou também morfoneotectônica, consiste de processos geradores de formas da paisagem que se desenvolve sob controle da tectônica (neotectônica) ativa. Dedicar-se ao estudo das relações de causa-efeito entre a atividade tectônica e a geomorfogênese, considerando os efeitos geomorfológicos da atividade tectônica (neotectônica) (SAADI, 1991). A geomorfologia, portanto, está fortemente condicionada pela morfotectônica. Os fatores climáticos atuantes sobre uma determinada região são responsáveis pela modelagem geomorfológica esculpindo a paisagem atual.

## **5.1 – Análise de relevo**

A abordagem metodológica para este fim pode ser sintetizada através de produtos cartográficos e imagens de sensores remotos fundamentada na análise morfoestrutural dos trabalhos de Naudin & Prond'Homme (1971), mais as técnicas de análise morfotectônica na abordagem das relações entre estruturas neotectônicas e formas de relevo (STEWART & HANCOCK, 1994).

As cartas topográficas fornecem uma imagem da superfície terrestre através da qual a maioria das relações importantes entre a forma do relevo e a estrutura do subsolo é conservada. São distinguidos nestes documentos dois grandes grupos de feições na qual a repartição espacial depende da heterogeneidade do substrato: variações litológicas e/ou faciológicas, descontinuidades nos litossomas, fraturas, dobramentos, etc. Estes dois grandes grupos são:

- Os relevos, convexidades, interflúvios ou partes altas que definem as superfícies;

► Os vales, concavidades, talvegues ou entalhes que são as partes baixas.

As escarpas de falhas são as feições mais importantes na análise de formas de relevo relacionadas com o quadro tectônico. Elas são geradas pelos regimes distensivos, compressivos e direcionais, relacionadas, respectivamente, com movimentos principais ao longo de falhas normais, inversas e transcorrentes. As escarpas de uma falha normal são mais preservadas e geralmente mais retilíneas. Apresentam facetas trapezoidais e triangulares que indicam, respectivamente, falhas mais novas e mais velhas. Quando as facetas triangulares são truncadas pelas trapezoidais indica recorrência de movimento ao longo da falha. Quanto a sua morfologia os planos podem ser do tipo em rampa ou em degrau. No primeiro tipo, em rampa, a sua inclinação pode gerar anticlinais, sinclinais ou linhas de escarpas descontínuas com reflexos na geometria dos depósitos, sendo que as falhas mais novas aquelas situadas imediatamente ao lado dos depósitos. No tipo em degrau o depocentro é mais profundo e permite maior acúmulo de sedimentos, sendo que sua espessura é proporcional à altura original da escarpa.

As escarpas das falhas inversas apresentam facetas menos preservadas e irregulares que as das falhas normais devido ao baixo ângulo de inclinação do seu plano que possibilita melhores condições de deposição de depósitos de tálus. Podem ocorrer associadas a estas escarpas testemunhos estruturais, janelas estruturais ou limbos de dobras.

As escarpas de uma falha transcorrente são descontínuas, menos desenvolvidas e com deslocamento lateral. Estão associadas a baixos e altos morfológicos em segmentos transpressivos podendo, respectivamente, apresentarem facetas trapezoidais e triangulares. Alguns dos critérios morfológicos utilizados para identificar falhas transcorrentes são: ausência de continuidade lateral das escarpas, truncamento de vales de rios por escarpas, rotação de curvas de nível, isolamento de vales e truncamento de canais de drenagem.

A separação dos diferentes conjuntos de relevos, em função dos padrões e anomalias reconhecidas, leva a compartimentação do relevo em domínios com propriedades comuns, associadas a morfologias erosivas ou deposicionais que devem ser comparadas com o mapa de drenagem, buscando reconhecer se os condicionantes de drenagem também são condicionantes dos compartimentos do relevo.

## **5.2 – Geomorfologia da área de estudo**

As imagens de satélites permitem uma ampla visualização da distribuição e continuidade espacial das formas de relevo, funcionando como elemento de grande utilidade na compartimentação das unidades geomorfológicas. Os critérios adotados para estabelecimento destas unidades baseiam-se na homogeneidade das formas de relevo e na sua gênese comum dependentes dos fatores litoestruturais e climáticos. O posicionamento altimétrico das unidades é um critério subsidiário de distinção entre elas. Na região foram identificadas sete feições geomorfológicas distintas: faixa litorânea, tabuleiros pré-litorâneos, planícies fluviais, planícies flúviomarinhas, chapada, depressão Sertaneja e maciços residuais. Essas estão representadas no Mapa Geomorfológico na Figura 9.

### **5.2.1 – Faixa Litorânea**

A faixa litorânea morfologicamente compreendendo todo um conjunto de feições distintas (faixa de praia e depósitos eólicos) interrelacionadas entre si, envolvendo ações marinha, fluvial e eólica. Sua largura é variável, chega a pouco mais de 5 km a NW de Canoa Quebrada e menos de 100 m em Retirinho. A maior extensão da faixa litorânea é ocupada por dunas parabólicas e transversais direcionadas preferencialmente para NW e NNW. A NW de Canoa Quebrada as dunas transversais apresentam alturas entre 30 e 40 m.

Os depósitos eólicos são constituídos por dunas fixas e móveis, compondo um cordão contínuo e paralelo à linha da costa, com direção preferencial NW-SE, recobrando os sedimentos da Formação Barreiras. Ocorre numa faixa que se estende por toda a faixa litorânea. Os campos de dunas são feições morfológicas de principal expressão espacial e que emprestam aspecto muito peculiar ao ambiente e à paisagem natural. Esboçam-se a partir do berma com os sedimentos sobrepostos aos depósitos da Formação Barreiras.



Figura 9: Mapa geomorfológico da área de estudo.

Os depósitos dunares apresentam diferentes colorações que segundo BRASIL (1981) estão relacionados com a sua idade, alteração e mobilidade. As dunas móveis possuem cores claras. Localmente recobrem depósitos arenosos de cores vermelho e castanho, como se observa a NW e SE de Canoa Quebrada. As dunas, caracterizadas por uma coloração variando de creme ao vermelho e formas transversais e parabólicas, em alguns locais próximo a Canoa Quebrada são parcialmente fixadas por vegetação arbustiva. As dunas de cor creme estão geralmente situadas mais próximas do mar sendo geralmente reativadas em consequência dos processos naturais eólicos Figura 10.



Figura 10: dunas de cor creme sobre a Fm. Barreiras parcialmente fixadas por vegetação arbustiva.

Recobrimo grande porção dos tabuleiros pré-litorâneos ocorrem as coberturas arenosas. São campos de areia com espessura pouco superior a 1 m fixados por vegetação arbustiva ou arbórea.

A faixa de praia está situada geralmente na base das falésias, no contato com os tabuleiros pré-litorâneos (Figura 11) ou no sopé de dunas que disfarçam o contato com os tabuleiros. É constituída por sedimentos inconsolidados holocênicos formados basicamente por quartzo de granulometria média a grossa, de origem continental e/ou marinha, formando extensos campos arenosos. Esse material é geralmente retrabalhado pelos processos eólicos formando pequenas dunas na região do berma.



Figura 11 : A - faixa de praia na base da falésia em Canoa Quebrada e B – faixa de praia próximo a Lagoa do Mato.

### 5.2.2 – Tabuleiros pré-litorâneos

Os tabuleiros pré-litorâneos correspondem a uma faixa de largura variável chegando à cerca 30 km, praticamente contínua, ao longo do litoral, sendo interrompida pelos estuários dos rios Jaguaribe e Pirangi. A altitude média varia entre 70 a 100 m. Estão situados à retaguarda e por baixo do cordão de dunas gradando sem ruptura topográfica para os sedimentos que compõem da Bacia Potiguar ou da depressão sertaneja. A intermitência da drenagem e seu aprofundamento muito fraco não permitem definir o contato entre os tabuleiros e a depressão sertaneja, sendo por este motivo estabelecido um limite aproximado. A sua denominação foi baseada na predominância de formas tabulares, identificadas pelos habitantes da região nordestina.

Os tabuleiros são constituídos litolostratigraficamente por sedimentos cenozóicos da Formação Barreiras, representados por materiais areno-argiloso ou argilo-arenoso, de cor creme amarelada a vermelha, com estratificação indistinta. Os sedimentos da Formação Barreiras têm uma morfologia monótona. Exibe-se como uma superfície rampeada com caimento topográfico suave na direção da linha de costa, com declive inferior a 5%, compondo um *glacis* de acumulação. Sob esse aspecto o *glacis* representa uma superfície agradacional que tem correlação com as superfícies de degradação da depressão sertaneja. O *glacis* de acumulação é entalhado pela rede de drenagem sendo dissecado em interflúvios, ainda que de modo incipiente, pelos rios e expõe feições tabuliformes que formam os tabuleiros pré-litorâneos.

Nos tabuleiros os solos mais comuns são os Podzólicos Vermelho-Amarelos propriamente ditos e Areias Quartzosas distróficas nos setores mais próximos do litoral, além de Solonetz Solodizado nas planícies fluviomarinhas. A vegetação é de Caatinga na chapada do Apodi e Cerrado nos tabuleiros propriamente ditos, associados à Mata Atlântica nas dunas mais elevadas e nas encostas dos tabuleiros. As matas ciliares, no baixo rio Jaguaribe, são dominadas pelo carnaubal e vegetação ribeirinha. O carnaubal é dominado pela palmeira carnaúba, árvore símbolo do Estado do Ceará. Compõem formações florestais devido às melhores condições oferecidas pelas partes marginais dos rios com solos aluviais mais férteis e detentores de melhores condições de umidade. A cobertura das áreas ribeirinhas e lagoas têm porte arbóreo e/ou herbáceo.

A Formação Barreiras pode, em alguns trechos, terminar abruptamente sob forma de paredões escarpados, esculpidos pelas marés ou ventos, formando belas falésias, como a da praia de Canoa Quebrada. O processo de recuo das falésias por solapamento, exhibe na faixa de praia alguns afloramentos rochosos que formam plataformas de abrasão. Sua coloração varia de acordo com a cor a rocha exposta na falésia, têm composição areno-argilosa a conglomerática (Figura 12 e 13).



Figura 12: plataforma de abrasão próximo à praia de Quixaba.



Figura 13: plataforma de abrasão (A) e testemunhos erosivos (B) evidenciam o recuo da linha de costa no Pontal de Maceió.

### 5.2.3 – Planícies fluviais

As planícies fluviais são formas de acumulação encontradas longitudinalmente nas áreas dos coletores de drenagem dos rios Jaguaribe, Palhano e Porangi, entalhados em terrenos cristalinos e na Formação Barreiras. Os aluviões que se formam são litologicamente representados por areias, cascalhos, silte e argilas, com matéria orgânica, encobrindo o embasamento de forma discordante. Estes sedimentos aluviais holocênicos estão distribuídos nas porções marginais dos cursos d'água. Alargam-se para montante, principalmente no baixo Jaguaribe a partir da confluência do rio Banabuiú com o coletor principal de drenagem à altura da cidade de Limoeiro do Norte. Os sedimentos aluviais formam a planícies fluviais e os baixos níveis de terraços. Essas feições, nas porções marginais do rio Jaguaribe próximo a Jaguaruana, têm cerca de 14 km de largura (Figura 14).



Figura 14: vista do morro Ererê da planície fluvial colonizada pela carnaúba. No primeiro plano o rio Palhano e no alto à esquerda o rio Jaguaribe.

#### 5.2.4 – Planícies flúviomarinhas

As planícies flúviomarinhas são resultantes da combinação de processos originados pela ação fluvial, marinha e eólica. As planícies desenvolvem-se pela deposição de sedimentos formados nas zonas estuarinas, como os que ocorrem nas desembocaduras deltáicas dos rios Jaguaribe e Pirangi. São constituídos predominantemente por materiais argilosos rico em matéria orgânica colmatados, onde há proliferação generalizada de manguezais. São representados por solos indiscriminados de mangues continuamente afetados pela preamar. Os mangues que revestem esta unidade encontram-se muito adensados, com porte arbóreo e se dispõem longitudinalmente em relação às calhas dos rios. No Jaguaribe ocorrem à margem direita, das proximidades da cidade de Aracati até a foz, formando uma densa e preservada floresta com cerca de 1.260 ha de manguezais. Os manguezais na foz do rio Pirangi, ao contrário do Jaguaribe, encontram-se quase totalmente dizimados uma vez que essa região vem sendo explorada há décadas, primeiramente por salinas e mais recentemente pela carcinicultura.

A influência marinha no rio Jaguaribe alcança distância de até 25 km para o interior. A planície fluviomarina deste rio, nas proximidades de Aracati, se desenvolve na margem direita, enquanto que na margem esquerda o canal encosta em uma falésia de cerca de 8 m de altura esculpida nos sedimentos da Formação Barreiras( Figura 15).



Figura 15: aspecto da falésia na margem esquerda do rio Jaguaribe próxima à cidade de Fortim.

Para jusante a planície se alarga em ambas as margens. Ao longo da planície fluviomarina o rio forma braços múltiplos que tendem a desaparecer em decorrência da colmatagem progressiva. Pequenos emissários, provenientes de lagoas situadas na margem direita, chegam ao canal principal contribuindo para intensificar o processo de colmatagem.

### **5.2.5 - Chapada**

O relevo de chapada é representado, na área, pela Chapada do Apodi. O relevo apresenta-se monótono, em função das próprias características dos sedimentos e da declividade dos estratos. Abrange a porção norte-oriental do Ceará, limitando-o com o Estado do Rio Grande do Norte.

Apresenta uma superfície bem conservada até um nível aproximado de 100 m. É constituída por sedimentos cretáceos pertencentes ao Grupo Apodi, com capeamento de sedimentos da Formação Barreiras próximo ao litoral. A Formação Jandaíra, no topo do grupo, forma uma pequena cornija responsável pelo desnível de cerca de 6 a 10 m com arenitos da Formação Açú, que por sua vez formam um patamar dissecado em interflúvios tabulares na base da cornija, na porção a sul do Lagamar São José. O topo é levemente rampeado para o litoral, conferindo ao relevo aspecto cuestiforme.

As áreas que circundam constituem patamares dissecados de modo incipiente, posicionados pouco acima da planície fluvial do baixo Jaguaribe. As vertentes voltadas para o norte e leste são íngremes, configurando a frente da cuesta. O reverso tem caimento topográfico suave em sentidos contrários e a superfície não exhibe marcas de dissecação. A ausência ou rarefação da drenagem superficial justifica esse fato. As condições seca/semi-aridez limitam o desenvolvimento de morfologias cársticas, limitando os processos de dissolução. Eventuais ocorrências de paleoformas, como colinas e dolinas, são justificadas por climas úmidos pretéritos.

A cobertura vegetal na chapada do Apodi nos setores em que as condições de semi-aridez são moderadas ou onde os solos têm melhor fertilidade, como os Cambissolos, há predominância da caatinga arbórea.

### 5.2.6 – Depressão Sertaneja

O domínio morfoestrutural do embasamento cristalino está correlacionado à depressão sertaneja e aos maciços residuais. São compostos de litologias do Pré-Cambriano submetidas de forma generalizada aos processos de dissecação. As formas de relevo que o integram exibem os reflexos de eventos tectono-estruturais remotos. Traduzem a relação da morfologia com os fatores litológicos e as evidências de flutuações climáticas cenozóicas. A área é constituída por rochas que compõem o Grupo Ceará e os terrenos Jaguaribeanos. Constituem seqüências parametamórfica de quartzitos, xistos e gnaisses. Ocorre no SW da área, próximo a cidade de Itaiçaba, marcado por deformações polifásicas.

A depressão sertaneja ocorre na porção SW da área, à margem esquerda do rio Palhano, na base e a SW do maciço residual do Ererê. Ocorre ainda em pequenos afloramentos dispersos dentro da planície aluvial do rio Jaguaribe a NW da cidade de Jaguaruana (Figura 16). É constituído por rochas predominantemente quartzíticas e rochas gnáissicas do embasamento cristalino. O posicionamento geográfico da depressão sertaneja revela um caráter periférico circundando os compartimentos elevados de relevo se estendendo a partir das escarpas da elevação do morro do Ererê. Apresenta-se como uma superfície plana com alto grau de dissecação, assinalando um processo de pediplanação de baixa altitude, recoberta por solos pedregosos e povoados pela caatinga arbustiva. A vegetação caducifólia apresenta-se nas faixas de contato com a depressão sertaneja, onde há maior deficiência hídrica e onde os solos são menos profundos. Limita-se com os tabuleiros de forma gradual e sem ruptura de declives. A morfogênese predominante é relativa aos processos mecânicos.



Figura 16: afloramento de gnaiss dentro da planície fluvial do rio Jaguaribe.

### 5.2.7 – Maciços residuais

Ocorrem na área dois maciços residuais (Figura 17): o morro Ererê e a serra Dantas. O primeiro está situado a W da cidade de Itaiçaba, compondo uma estrutura elevada de três picos, sendo o mais alto com cerca de 140 m, orientados na direção SE-NW, constituído basicamente por quartzitos esbranquiçados a creme. O segundo localiza-se ao extremo SE da área, próximo à fronteira com o Rio Grande do Norte. É constituído por quartzito de cor creme, com altitude de 232 m. Encontra-se circundado por rochas do Grupo Apodi, no contato entre os arenitos da Formação Açu e os calcários da Formação Jandaíra. Ambos se apresentam com formas dissecadas de topos aguçados exibindo rochas nuas com feições de desagregação. Destacam-se sobre a topografia plana emergindo como elevações residuais constituindo maciços isolados. Têm arcabouços constituídos por rochas do embasamento Pré-Cambriano cuja complexidade possibilitou o trabalho expressivo da erosão diferencial marcada por uma semi-aridez acentuada e uma morfogênese mecânica. Com relação ao setor SW do morro Ererê não há praticamente diferença significativa com a morfogênese que vigora na depressão sertaneja.

Nas vertentes dos maciços os solos têm pouca espessura, são pedregosos e é freqüente a ocorrência de blocos. A vegetação de caatinga coloniza praticamente toda a encosta.



Figura 17: A - vista do morro Ererê tendo em frente o rio Jaguaribe e a cidade de Itaipaba e B - serra Dantas.

### 5.3 – Análise do relevo da área de trabalho

Na análise da evolução da morfodinâmica do Nordeste brasileiro é senso comum afirmar a importância do controle tectônico e a influência das oscilações paleoclimáticas, que afetaram o hemisfério Sul durante o Quaternário, na determinação da morfologia da região.

Os depósitos sedimentares são as rochas de maior abrangência espacial na área de estudo constituindo vastos setores representados pela Bacia Potiguar, Formação Barreiras, sedimentos fluviais e flúvio-marinhos e da faixa litorânea. As variações litológicas entre eles não chegam a ser expressivas. Observa-se a ocorrência de arenitos, conglomerados, siltitos, calcário e argilitos. Tais variações, entretanto, chegam a se refletir em mudanças nas feições morfológicas, mesmo em sistemas morfoclimáticos semelhantes. O comum, no entanto, é a ocorrência de relevos tabuliformes (tabuleiro pré-litorâneo) ou cuestiformes (Chapada do Apodi), condicionados pela maneira de disposição dos estratos. Na faixa pré-litorânea os depósitos cenozóicos inconsolidados da Formação Barreiras têm distribuição extensiva, constituindo uma morfologia com peculiaridades próprias.

A diversificação litológica observada nos vários setores da área traz reflexos significativos no quadro geomorfológico. A elas se aliam os fatores diástróficos que tenderam a comandar as subdivisões morfoestruturais.

Uma análise geomorfológica da área revela que, apesar da predominância das superfícies degradacionais, onde se verifica o aplainamento indiscriminado da topografia com relevos residuais esparsos, as evidências tectônicas são ainda marcantes. A prova disso é a

existência de cristas cristalinas alinhadas, a retilinização de diversos trechos de rios e riachos, como o Jaguaribe e seus afluentes e o contato litológico retilíneo entre a cobertura dos sedimentos da Fm. Barreiras e os depósitos da Bacia Potiguar, confirmam o estreito vínculo entre a neotectônica e a morfologia da área.

Nos maciços residuais a superfície mostra-se intensamente dissecada com formas de topos convexos e aguçados dispostos com direções NW-SE e NE-SW, resultante do trabalho seletivo da ação erosiva que destaca os setores de rochas resistentes entalhados em rochas de menor resistência. O monte Ererê e serra Dantas o significado da litologia é nitidamente destacado. Composto-se de rochas com predominância de quartzitos e gnaisses o compartimento elevado do relevo ficou preservado e circundado por pedimentos rebaixados que coalescem para a depressão sertaneja ou para a planície fluvial. Os processos de pediplanação ao longo do Cenozóico, principalmente no Pleistoceno, atuando indiferentemente sobre os mais diferenciados tipos de rochas e estruturas degradaram as superfícies, restando então formas residuais que, além de se constituírem de rochas mais resistentes, podem ser explicadas pelo posicionamento ou por diferenciação textural ou mineralógica quando numa mesma unidade litoestratigráfica.

Nas áreas sedimentares pode-se observar a pediplanização resultante da erosão lateral em talwegues, mostrando que a drenagem principal, o rio Jaguaribe e seus afluentes, estão dissecando a área e ao mesmo tempo depositando sedimentos no vale de inundação principal. Mesmo assim é possível encontrar sinais de atuação dos agentes endógenos, que influíram na dissecção do relevo e passaram a orientar os cursos fluviais em épocas recentes. Um exemplo desta tectônica recente pode ser comprovado através da existência de uma série de afluentes do rio Jaguaribe, como também trechos deste, que se encontram orientados devido à tectônica compressiva WNW-ESE relacionada com os movimentos da Placa Sulamericana.

Nas áreas de cobertura sedimentar os relevos apresentam-se bastantes influenciados pela disposição das camadas, cuja inclinação costuma ser a mesma da topografia. Exemplos representativos é dado pelo sedimentos da Formação Barreiras e da Bacia Potiguar que formam rampas com caimento aproximadamente de  $5^0$  para o norte.

Na Chapada do Apodi, na área capeada pelos calcários da Formação Jandaíra, a pequena incidência dos processos cársticos justifica a conservação do relevo. Por outro lado, nas áreas circunjacentes, onde verificou-se a exumação dos arenitos da Formação Açú, a superfície está dissecada em amplos interflúvios tabulares seccionados por vales paralelos de

pequenas profundidades. A dissecação também não chega a atingir maior relevância nos tabuleiros costeiros, constituídos pelos sedimentos da Formação Barreiras, devido estes possuírem uma cobertura arenosa relativamente profunda e porosa que provoca uma densidade hidrográfica muito baixa.

#### **5.4 – Análise de Drenagem**

A rede de drenagem é uma das feições geomorfológicas mais sensíveis à movimentação tectônica, normalmente aparentando uma resposta aos movimentos neotectônicos, fornecendo informações básicas sobre a estrutura geológica e a seu estilo estrutural.

Redes de drenagens são formadas de extremidades (nascentes, confluências, desembocaduras, sumidouros e ressurgências) e segmentos, de tal forma que não existe mais que um segmento entre duas extremidades e que a extremidade a montante de cada segmento reúne-se a dois outros segmentos ou termina em uma nascente. Esta definição é bem geral, implicando em um fluxo dirigido da nascente em direção ao exterior, não se aplicando, entretanto, a canais de rios entrelaçados e anastomosados, mas podendo incluir perfeitamente os vales secos e as drenagens inativas.

Uma rede de drenagem pode ser definida como um sistema em evolução, sempre em busca de um equilíbrio que concilie os vários fatores controladores que determinam seu perfil. Dentro do arcabouço topográfico, os segmentos fluviais vão tender a buscar as direções de maior declividade, facilitando o escoamento. Porém, esse caminho natural poderá ser modificado pela heterogeneidades do terreno (obstáculos), como fraturas e outras estruturas, contatos litológicos e litologias mais resistentes, fazendo com que a rede de drenagem adquira sua simetria, tipologia e feições anômalas. Da mesma forma, observa-se que o número dos elementos da rede vai se ordenar de acordo com a permeabilidade das formações estratigráficas em superfície e subsuperfície (SILVA FILHO, 2004).

Na análise neotectônica é importante a compreensão das feições anômalas, aquelas que diferem do arranjo geral dos elementos. O movimento neotectônico exerce um papel relevante na evolução da paisagem devido aos seus movimentos de soerguimentos ou de subsidência que vão influenciar, principalmente, nas anomalias de drenagem. Estes movimentos provocam ainda modificações no perfil longitudinal da drenagem que influencia na declividade do canal, bem como no seu padrão e morfologia e nos parâmetros de descargas do seu conteúdo sedimentológico.

O soerguimento em rios meandrantos acarreta um aumento da sinuosidade a jusante da área soerguida. A montante canais retilíneos são formados apresentado provável padrão reticulado.

Jain (1980) exprime que o perfil longitudinal dos vales depende de variáveis hidrológica, litológicas e dos movimentos neotectônicos, que por sua vez, influenciam no nível de base e no arranjo da morfologia do perfil longitudinal. As feições morfológicas do perfil longitudinal e suas implicações tectônicas são como vemos a seguir:

- ▶ **Segmentos côncavos:** são indicadores da diminuição da granulometria do material de fundo, da competência do canal ou áreas com movimentos neotectônicos de subsidência observado em alguns trechos do rio Jaguaribe;
- ▶ **Segmentos convexos:** são indicadores do aumento da granulometria do material de fundo devido ao aporte de sedimentos dos tributários que cortam litologias mais resistentes, ou presença de rochas mais resistentes no leito do canal que formam corredeiras e cachoeiras, ou ainda movimentos neotectônicos ascensionais associados a arqueamentos e movimentos diferenciais de blocos tectônicos, como observado no Jaguaribe próximo a Itaiçaba. Nestas situações associam-se a convexidade do perfil longitudinal a vales estreitos e profundos com vertentes convexas;
- ▶ **Segmentos retilíneos:** ou pouco convexos: indicam o aumento de granulometria dos sedimentos do canal ou áreas de comportamento neotectônico estável, como pode ser visto no trecho a montante da cidade de Aracati e em alguns afluentes do rio Jaguaribe;
- ▶ **Perfis escalonados:** indicam a presença de fraturas ativas ou mudanças de tipo e composição de rochas, ou ainda, mudança de consumo de água em relação às desembocaduras de afluentes;
- ▶ **Knick Point:** representam rupturas de declives positivas, indicam a presença de saltos, corredeiras e cachoeiras. As rupturas de declive negativas caracterizam-se pela diminuição do gradiente e por áreas de deposição.

Os fatores morfológicos envolvidos no desenvolvimento de redes de drenagem podem ser internos (endógenos) ou externos (exógenos). Os fatores internos derivam do comportamento do substrato rochoso, controlado principalmente pela litologia e estrutura. A litologia influencia através das propriedades físicas e químicas das rochas. Os aspectos estruturais são manifestados de várias maneiras (DEFFONTAINES & CHOROWICZ, 1991):

► **Influência direta:** dá-se através da geometria original das unidades litológicas, incluindo espessura das camadas, alternâncias litológicas e compactação diferencial, assim como através de deformação que produz falhas, dobras e discordâncias.

► **Deformação recente ou neotectônica:** pode influenciar em escala regional ou local, através de movimentos de placas laterais e verticais que afetam toda a litosfera e modifica a topografia de superfície tendo um feito considerável nas redes de drenagem.

Em áreas de falhamento transcorrente, os padrões de drenagem têm formas que são relacionadas a movimentos laterais, como talwegues deslocados, alinhamentos de lagos, modificações do relevo circundante, presença de cones aluviais perturbados, cristas deslocadas, etc. Numa escala mais local, movimentos diapíricos, como tectônica de sal e lama, falhas, dobras e a movimentação de magma em profundidade podem ser reconhecidos por variações de pequena escala nos padrões de redes de canais. O controle estrutural exerce uma influência regional ou local, dependendo da escala da estrutura, sobre a drenagem.

Os fatores externos incluem principalmente clima, vegetação e atividades antrópicas. Fatores climáticos, como precipitações e temperatura, desempenham um papel dominante no intemperismo e ciclo erosivo, no presente e passado geológico. A vegetação, que é estreitamente ligada ao clima, também deve ser levada em conta. A ação do homem pode ser igualmente importante e pode ser responsável pela modificação da rede local e até de uma região inteira.

O declive regional, em suas diferentes manifestações, é um elemento crucial na determinação da orientação de cursos de água pela direção do fluxo. Quebras de declive em perfis longitudinais são igualmente dependentes de vários fatores. Mudanças na morfologia são causadas por variações eustáticas que afetam o balanço entre deposição e acumulação (potencial erosivo) na bacia de drenagem em decorrência de variações no nível de base geral.

Também as características hidráulicas de um curso de água podem modificar o padrão do canal (anastomosado, entrelaçado, reto, meandrante), a massa e granulometria da carga transportada, a localização de confluências e a decapitação de meandros.

Juntos com os fatores acima, uma rede de drenagem pode incorporar elementos de um padrão pré-existente através da herança de uma rede prévia, a qual pode ter sido de natureza hidrográfica, como no caso de drenagem antecedente e superimposta. Alternativamente, a rede não precisa ter sido hidrográfica, e algumas vezes vales glaciais ou topografias subaquáticas exumadas são envolvidas.

A análise da rede de drenagem é uma importante ferramenta em interpretação sinóptica, principalmente em áreas com baixa amplitude de relevo, tendo em vista a composição de panoramas morfoestruturais. Ela pode fornecer pistas para feições estruturais inativas expostas na superfície, feições estruturais em soerguimento e, possivelmente, feições estruturais soterradas. A densidade de drenagem pode fornecer informações sobre permeabilidade e textura de materiais, e pode ajudar na inferência da identidade dos materiais.

Um padrão de drenagem é o desenho formado pelo agregado de caminhos de escoamento fluvial numa área, não importando se são ou não ocupados por cursos d'água permanentes (HOWARD, 1967). Um padrão de rio é o desenho formado por um único caminho de escoamento fluvial. Um padrão básico de drenagem é aquele cujas características gerais distinguem-no prontamente dos outros padrões básicos, a maioria sendo controlada pela estruturação regional.

## **5.5 – Análise da drenagem da área estudada**

A análise da rede de drenagem consiste, essencialmente, no estudo da influência da tectônica e litologia no seu padrão. As direções preferenciais da drenagem acompanham, com frequência, as zonas de fraqueza ou aproveitam as estruturas sedimentares.

A rede hidrográfica também reflete diretamente as condições climáticas da região. Tratando-se de uma área em que o ritmo anual das chuvas é marcado pela sucessão de períodos úmidos e secos. Assim os rios apresentam débitos elevados durante a estação chuvosa. Cessando as chuvas, há uma redução drástica do fluxo hídrico que, ao longo da estação seca, os rios tendem a secar. A maioria dos riachos são intermitentes, fluindo somente durante o período das chuvas. Os mais próximos da costa, que sofrem a influência direta das marés ou que captam água dos lençóis freáticos das dunas ou lagoas, permanecem com seus leitos com água ao longo do ano. Os níveis altos das águas são atingidos entre os meses de fevereiro a maio, coincidindo com os meses de maior pluviosidade.

O rio Jaguaribe apresenta uma direção geral SW-NE, no alto e médio curso e, S-N no baixo curso. A bacia do rio Jaguaribe é a mais extensa e importante bacia hidrográfica do estado do Ceará, ocupando mais de 60% do estado. A maior parte da drenagem foi talhada em rochas Pré-Cambrianas, onde o relevo é mais acidentado e os solos mais rasos e menos permeáveis. Por isso, no alto e médio curso o rio apresenta-se tortuoso, com vales em “V”, com a drenagem mais densa e mal definida, predominando o padrão dendrítico. No baixo

curso, o rio Jaguaribe passa o correr sobre rochas sedimentares, mostrando um padrão de drenagem meandrante assimétrica até as proximidades da cidade de Aracati e paralelo daí até sua foz. Os seus afluentes, principalmente os da margem direita e os da margem esquerda após Itaiçaba, apresentam padrão de drenagem paralelo a subparalelo de drenagem, seguindo os lineamentos produzidos por juntas e falhas (Figura 18 e 19).

O padrão paralelo a subparalelo da rede de drenagem é produzido pelos lineamentos da tectônica compressiva de direção E-W, relacionada com a movimentação da Placa Sulamericana, que controla a drenagem que se instalou sobre os tabuleiros pré-litorâneos.

O termo lineamento é empregado aqui como sendo “uma feição linear mapeável, simples ou complexa, contínua ou descontínua, da superfície terrestre, cujas partes alinhadas em um arranjo retilíneo ou suavemente curvo e que difere distintamente dos padrões de feições que lhes são adjacentes e, presumivelmente, refletem um fenômeno se subsuperfície” ( O’LEARY et al. 1976, SOARES et al. 1982).

Observando-se as direções preferenciais da drenagem na área verifica-se que estas expressam-se como lineamentos(Figura 18), conferindo a elas um nítido controle estrutural na instalação dos cursos d’água, indicando que estes utilizaram planos de descontinuidades vizinhas ou paralelas.

A elaboração do quadro morfoestrutural da área foi realizado através da análise dos lineamentos de drenagem e das formas de relevo. Na figura 19 mostra que a configuração morfoestrutural é determinada principalmente pelo arranjo dos lineamentos E-W sobre os tabuleiros cenozóicos, NE-SW nos sedimentos mesozóicos e NW-SE no embasamento cristalino.

Os padrões de drenagem demonstram uma forte influência das descontinuidades estruturais, representadas por juntas e falhas e da litologia como, por exemplo, o Lagamar São José, córrego do Feijão, córrego dos Fernandes e córrego João Gonçalves, com direções aproximadamente N-S.

Pela análise da cartografia de detalhe e de imagens de sensoriamento remoto, é percebida a ocorrência de afluentes de várias ordens, além de áreas encharcadas. Desde o sul da área até próximo a cidade de Aracati o rio Jaguaribe meandra através de canais sinuosos, onde a partir daí segue retilíneo S-N por mais de 8 km quando, aproximadamente a 5 km da foz, a corrente fluvial inflete-se para NE, desembocando no oceano através de um único canal

retilíneo (Figura 18). O estuário do rio Jaguaribe sofre influências marinhas rio adentro, até onde a preamar possa exercer sua influência, chegando a atingir a passagem molhada na cidade de Itaiçaba, aproximadamente a 25 km da foz. Logo após a cidade de Aracati a margem direita do Jaguaribe é ocupada por uma floresta de mangue que se estende até a proximidade de sua foz, estando essa área recortada por inúmeros canais vindo a formar várias ilhas como a dos Veados, do Pinto, do Cordeiro e Grande.



Figura 18: lineamentos de drenagem (traço vermelho) e de relevo (traço azul).

Outro ponto que podemos ressaltar é que pouco antes a Aracati até quase a foz do rio Jaguaribe se observa que a margem esquerda é formada por uma falésia que se eleva cerca de 8 m em relação ao rio enquanto a outra margem é uma superfície baixa, afogada pelo

rio, possibilitando a formação de um manguezal. Provavelmente isto se deve a falhamentos que teriam soerguido a margem esquerda, mas não é observado no campo nenhuma estrutura que possa confirmar essa hipótese a não ser o fato de o rio nesse ponto se apresentar fortemente alinhado S-N e a assertiva de que a morfologia de um rio e o comportamento de seu canal podem ser resposta ao processo de ajuste tectônico. Maia (1993) analisando dados gravimétricos e perfis de sondagem elétrica vertical cruzando o rio Jaguaribe, observou que o embasamento é bastante irregular, com altos e baixos que correspondem a uma seqüência de falhas normais. A partir desses dados o autor elabora um mapa de controle tectônico onde ele traça nesta região falhas com direção N-S e aproximadamente E-W.

A aproximadamente 1 km a norte de Aracati, o rio Jaguaribe forma um cotovelo para oeste provocado por uma mudança brusca de direção do canal principal, formando ângulo reto em torno de  $90^0$ , devido a lineamento estrutural marcado pelo sistema de *trends* de junta que corta com direção E-W.

A densidade da drenagem, como pode ser vista na Figura 18, é baixa devido ser predominante a ocorrência da Formação Barreiras na área. Esta formação é constituída na sua maior parte por sedimentos areno-argilosos, recoberta por uma camada de areias com cerca de 1 m de espessura e com granulometria média a fina, que a torna muito porosa e permeável dificultando o escoamento superficial.

A planície fluvial do rio Jaguaribe se alarga a sul da cidade de Itaiçaba, chegando a ter cerca de 14 km de extensão próximo a Jaguaruana e com um gradiente baixíssimo. Essa área é recortada por uma complexa rede de canais e meandros abandonados, orientados caoticamente, evidenciando uma migração do leito principal da drenagem para leste. A Figura 19 mostra o mapa da rede de drenagem da área.

A partir do início da área a sul até a cidade de Itaiçaba, os vales são abertos, com fundo chato em “U”, de aspecto de assoreamento generalizado, apresentando extensas planícies aluviais assimétricas com terraços escarpados. A sedimentação ao longo das planícies é constituída por areias média a grossa de coloração bege a acinzentada, siltes e argilas, apresentando intercalações freqüentes de camadas orgânicas com coloração cinza-escura.

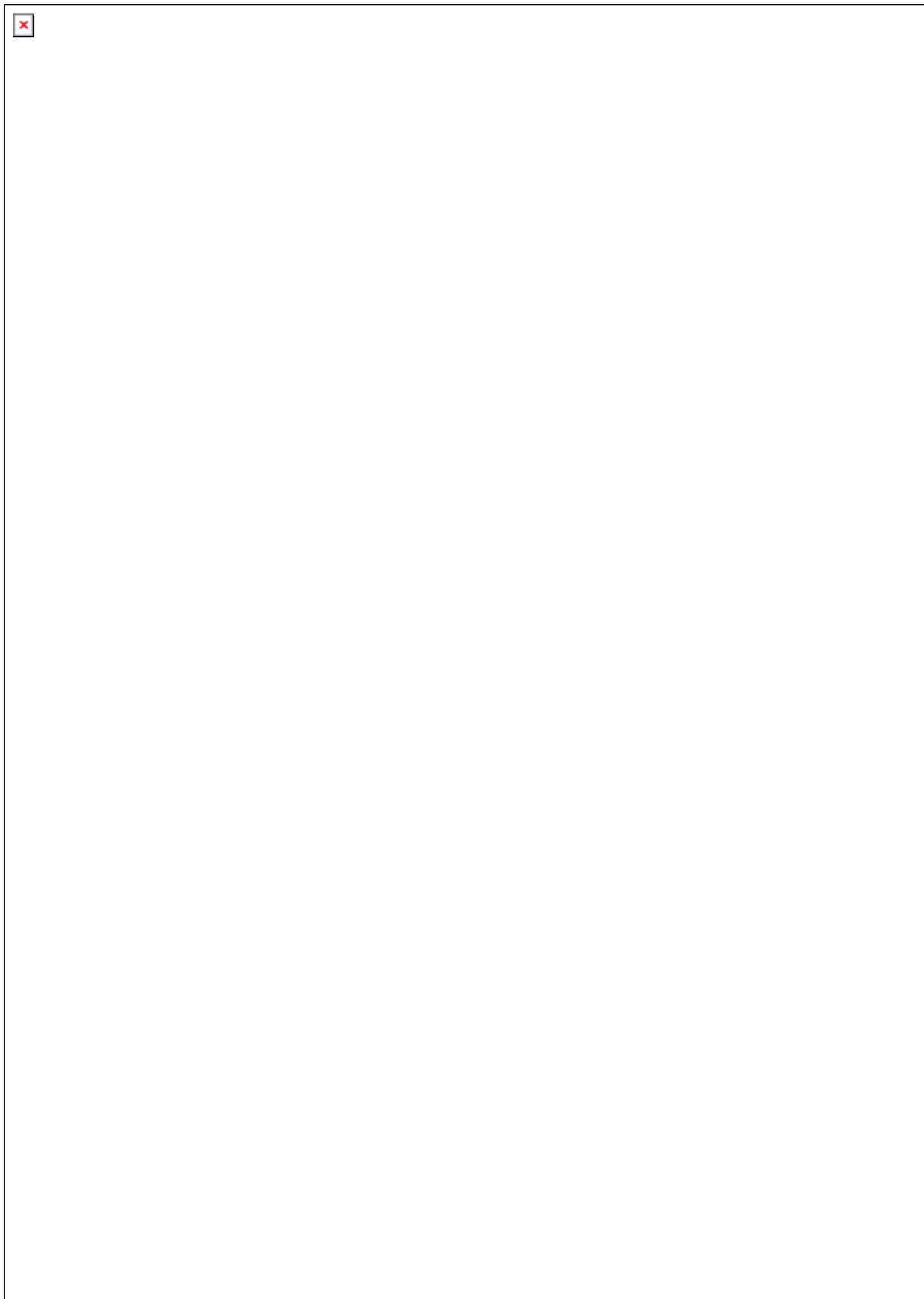


Figura 19: mapa da Rede de Drenagem da área de estudo.

Compõem a bacia do baixo curso do rio Jaguaribe os rios Pirangi e Palhano; os riachos Saquinho e Arahibu e os córregos Feijão, João Gonçalves, Cabeça Branca, dos Fernandes e Maceió. O rio Pirangi não é afluente do Jaguaribe. Ele tem seu curso a norte da área, no sentido W-E e deságua diretamente no oceano Atlântico. Boa parte dos afluentes e lagoas da região estão direcionados para E-W ou WNW-ESE.

A lentidão do fluxo hídrico motivado por perfis longitudinais com baixos declives, contribui para a formação de inúmeras lagoas, principalmente nas áreas sedimentares das planícies fluviais, dos tabuleiros pré-litorâneos e planície litorânea. Na área destaca-se o Lagamar São José, Barreira do Viana, Alagamar, Saco da Velha, Tanque Salgado, Córrego e São Bento.

Na planície litorânea, as lagoas ficam geralmente situadas na faixa de pós-praia, embutidas nos campos de dunas ou nos níveis dos tabuleiros (Lagoa Santa Tereza). Tem em grande parte, também, alimentação pluvial e fluvial. Nos campos de dunas são frequentes as lagoas freáticas que resultam da interseção do nível piezométrico com a superfície topográfica constituindo exutórios.

Quanto ao quadro morfotectônico da área sua determinação basea-se na análise conjunta das feições da rede de drenagem e de relevo e a configuração atual dos registros sedimentares cenozóicos, indicativos de atuação tectônica cenozóica e recente. A atividade tectônica cenozóica vem promovendo, ao longo do tempo, à área um forte controle tectono-estrutural, modificando o arranjo da rede de drenagem e das formas de relevo.

Essa modificação vem sendo desenvolvida pela movimentação predominantemente ao longo de grandes descontinuidades estruturais desenvolvidas ou reativadas durante a abertura do oceano Atlântico, os quais foram em parte reativados pela tectônica intraplaca de caráter transcorrente a partir do Terciário Superior.

## 6 - GEOLOGIA REGIONAL E DA ÁREA DE ESTUDO

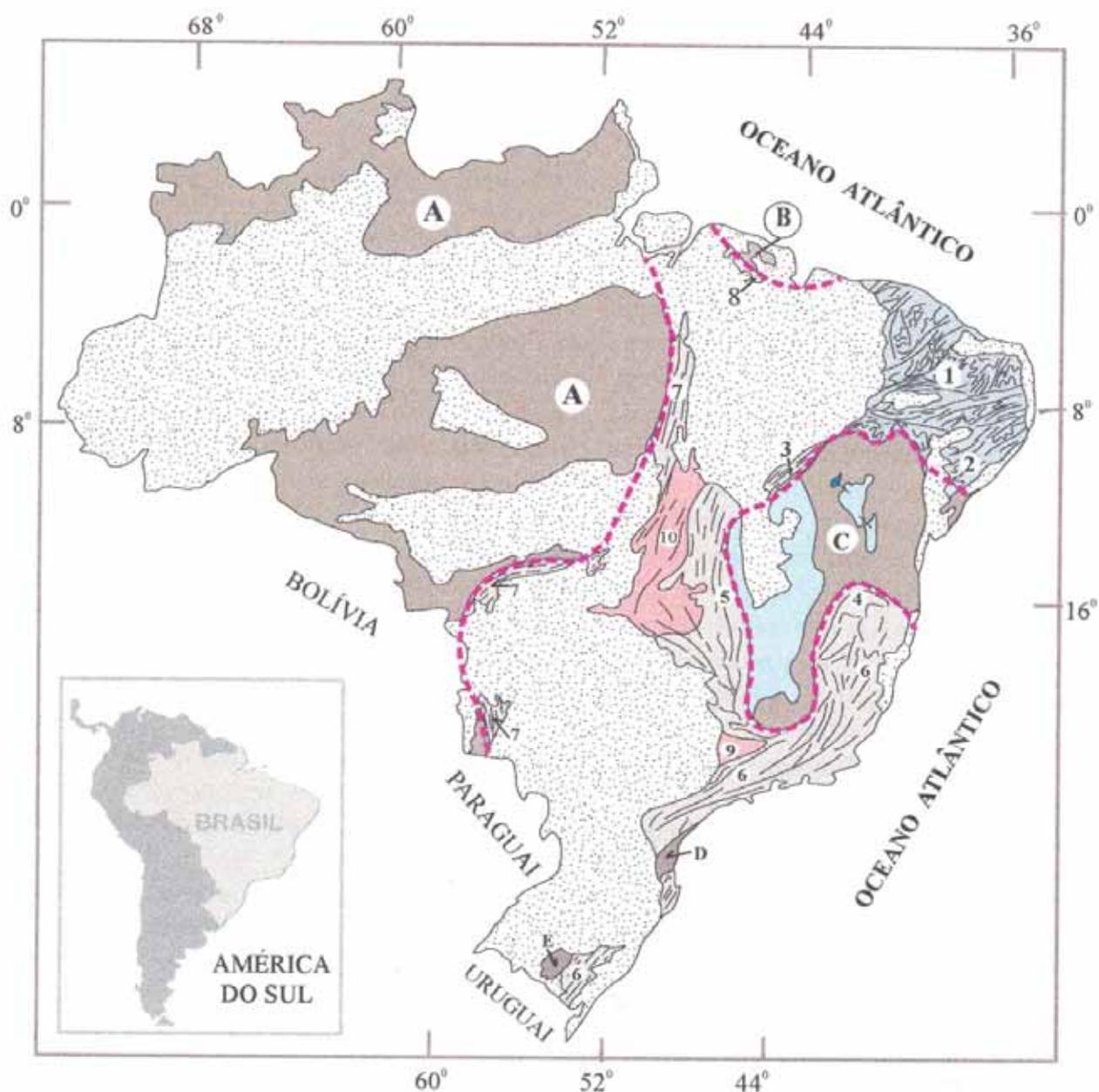
### 6.1 - Província Borborema

A área de estudo encontra-se geologicamente posicionada no Domínio Tectônico Setentrional da Província Borborema (ALMEIDA et al. 1977), no nordeste brasileiro, encontrando-se posicionada entre as unidades cratônicas do São Francisco-Congo e São Luís-Oeste África (Figura 20 e 21). Os arranjos estruturais, metamorfismo e magmatismo granitóide, registrados nos *schist belts*, têm sido relacionados a eventos geotectônicos do Neoproterozóico e relacionados ao Ciclo Brasileiro/Pan-Americano.

A Província Borborema é constituída por faixas supracrustais dispersas em terrenos gnáissico-migmatítico, com direções preponderantes estruturais a N e S das Zonas de Cisalhamento de Patos e Pernambuco, constituindo sistemas de dobramentos, correspondendo ao Ciclo Brasileiro, resultantes da superposição de diversos eventos tectônicos, metamórficos e magmáticos sobre sedimentos e rochas vulcânicas do Proterozóico Médio e o Superior. Encontra-se recortada por zonas cisalhamento com direções predominantemente NE-SW e E-W e secundariamente NNW-SSE (ALMEIDA & HASUI, 1984).

A macroestruturação da Província Borborema apresenta um arranjo de diversos blocos limitados por zonas de cisalhamento dúctil, com cinemáticas transcorrentes ou transcorrente-transpressivas e contracionais, em parte interpretadas como rampas laterais e frontais. As mais importantes, de rejeitos direcionais, têm sido reconhecidas como de escala litosférica (CABY & ARTHAUD 1986, CABY 1988, CABY et al. 1991, CASTAING et al. 1993, VAUCHEZ et al. 1995, JARDIM de SÁ 1994, CAVALCANTE 1999).

Atualmente é discutido para a evolução geodinâmica da Província da Borborema, como elemento da Cadeia Brasileiro/Pan-Africana, como sendo marcado por dois ciclos orogênicos para edificação das principais faixas xistosas, o Cariris Velho/Kibarano-Grenville (1,1 - 0,95 Ga) e Brasileiro/Pan-Africano (0,75 - 0,56 Ga) (BRITO NEVES et al. 1995, SANTOS 1995 e SANTOS et al. 1997). Por outro lado, Tompette et al. (1993), admitem dois ciclos orogênicos pan-africano/brasilianos distintos,

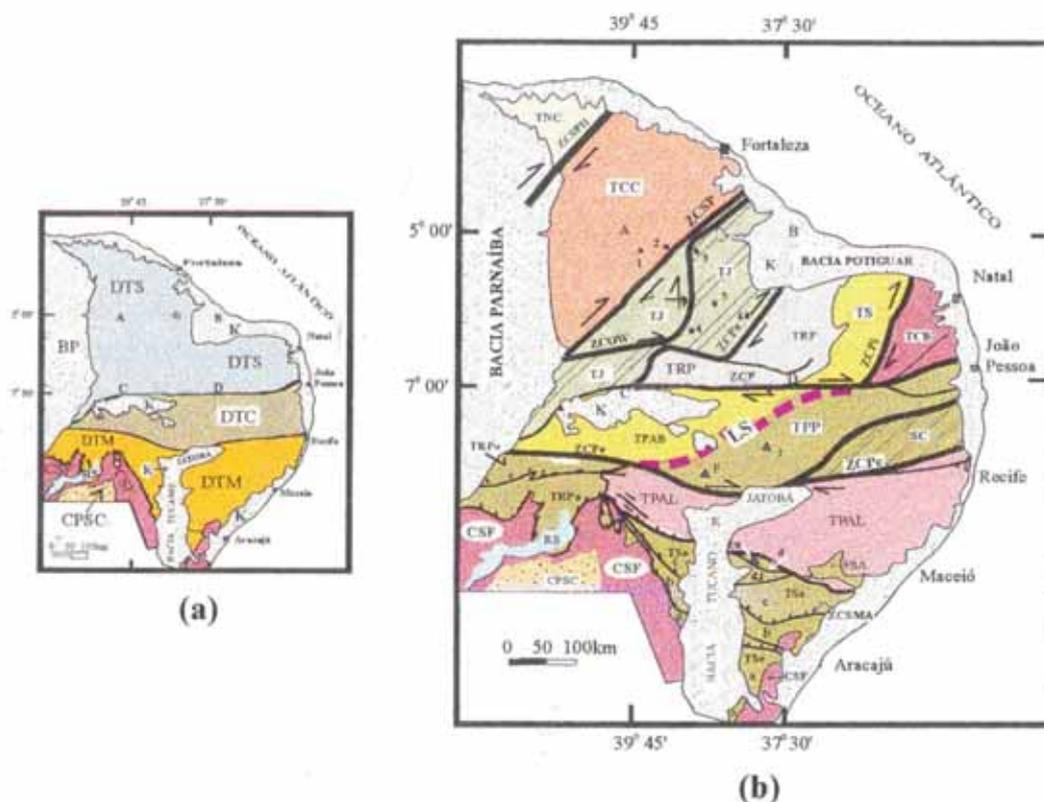


**Figura 20** - Posicionamento da Província Borborema (1 + 2, tonalidade cinza-azulada) no contexto dos sistemas de dobramentos neoproterozóico-eopaleozóicos do Brasil (base: Schobbenhaus 1984).

Legenda:

(Cavalcante, 1999)

-  Coberturas fanerozóicas post-ordovicianas.
-  Sistemas (regiões, faixas) de dobramentos neoproterozóico-eopaleozóicos (1 - Nordeste, 2 - Sergipano, 3 - Rio Preto, 4 - Araçuaí, 5 - Brasília, 6 - Sudeste ou Ribeira, 7 - Paraguai-Araguaia, 8 - Gurupi). Maciços: 9 - Guaxupé, 10 - Goiás.
-  Coberturas sedimentares continentais / cratônicas, neoproterozóicas e relacionadas ao Ciclo Brasileiro.
-  Crátons brasileiros: A - Amazônico, B - São Luiz, C - São Francisco, D - Luiz Alves, E - Rio de La Plata.
-  Limites aproximados das principais unidades cratônicas brasileiras.



**Figura 21** - Província Borborema: (a) Domínios tectônicos maiores: DTS - Domínio Tectônico Setentrional; DTC - Domínio Tectônico Central; DTM - Domínio Tectônico Meridional. (b) Associações de Terrenos Tectonoestratigráficos (Sistemas de dobramentos e/ou maciços granito-gnáissico-migmatíticos): TSe - Terrenos Sergipanos (a - cobertura pericratônica neoproterozóica - Grupo Estância; b - grupos Miabas e Vasa Barris - ca. 1,0 Ga; c - Grupo Macururé; d - Terreno Canindé do São Francisco); TRPo - Terrenos Riacho do Pontal (e - sítio das unidades Monte Orebe e Brejo Sêco); FSA - Faixa Sul-Alagoana; TPAL - Terrenos Pernambuco-Alagoas; TPP - Terrenos Pajeú-Paraíba (sc - sequências metassedimentares ou metavulcanossedimentares tipo Surubim, etc, incluindo ortognaisses mesoproterozóicas - 1,6 a 1,5 Ga - "Terreno Rio Capibaribe"); TPAB - Terrenos Piancó-Alto Brigida - unidades (complexos) Olho D'Água, Cachoeirinha, Salgueiro, Riacho Gravatá e Poço dos Cachorros; TCB - Terrenos Caldas Brandão; TS - Terreno Seridó; TRP - Terreno Rio Piranhas; TJ - Terrenos Jaguaribeanos (hachúria na parte que inclui segmentos com cronologia radiométrica e tateriana); TCC - Terrenos Ceará Central (Sistema de Dobramentos Rio Curú-Independência+ maciços Santa Quitéria e Tróia (Tauá); TNC - Terrenos Noroeste do Ceará (Sistema de Dobramentos Médio Coreaú (na Fig. 2.3, informações adicionais sobre as unidades do DTS).

**Outras chaves:** complexos magmáticos de idades entre 750-800 Ma: ca - Canindé; F - granito próximo a Floresta; I - Irajá; BP - Bacia do Parnaíba (Fanerozóico, post-Ordoviciano); SL - Linha (*trend*) Sienitóide; K - Coberturas/bacias pericontinentais e interiores, meso-cenozóicas; CSF - Cráton São Francisco; CPSC - Coberturas proterozóicas do Cráton São Francisco (principalmente relacionadas ao Grupo Chapada Diamantina); Zonas de cisalhamentos (ZC): ZCSPII - Sobral-Pedro II (= Lineamento Transbrasiliense); ZCSP - Senador Pompeu; ZCOW - Orós Oeste; ZCPa - Portalegre; ZCP - Patos; ZCPi - Picuí; ZCPe - Pernambuco; ZCSMA - São Miguel do Aleixo. RS - Reservatório da barragem de Sobradinho. ABCD - Pontos de cantos da área estudada (Geologia + Geofísica). Cidades: 1 - Pedra Branca; 2 - Quixeramobim; 3 - Banabuiú; 4 - Orós; 5 - Jaguaribe; 6 - Pau dos Ferros. (Base: Brito Neves *et al.* 1995, Van Schmus *et al.* 1995 e 1997, Jardim de Sá 1994 e Santos 1995 e 1996).

na escala do Gondwana Ocidental. Um ciclo longo e antigo, de maior manifestação e

abrangência, iniciado por fases *rifting* (de cronologia não bem determinada, entre 1,0 - 0,9 Ga) e com fechamento em uma orogênese em torno de 0,6 Ga; e um segundo ciclo, de curta duração, que iniciou próximo desta última idade e terminou no Cambriano Médio, 0,54 - 0,53 Ga. A Orogênese Transamazônica (Proterozóico Inferior) é caracterizada por deformações polifásicas e plutonismo de composição granítica e tectônica recumbente. Na Orogênese Brasileira (Proterozóico Superior) ocorre importante retrabalhamento tectometamórfico e formação de rochas graníticas (SÁ 1984).

Porém, para Van Schmus et al. (1997), os eventos tectônicos da Província Borborema foram registrados entre 1,8 a 0,56 Ga, os quais citam: Brasileiro (Pan-Africano, Cadomiano) - plutonismo pós-tectônico, entre 0,56 e 0,6 Ga; deformações e metamorfismo de alto grau, no intervalo de 0,6 a 0,65 Ga; Pré-Brasiliano - magmatismo intraplaca e sedimentação entre 0,9 e 0,65 Ga; Orogenia Cariris Velhos (Sunsas, Kibarano tardio, Grenvilliano) - sedimentação *flysch*, vulcanismo e plutonismo (*rifting*), entre 0,95 a 1,1 Ga; Seqüência Jaguaribeana (Espinhaço Inferior, Gorotire-Beneficiente, Svecofenniano, Mazatzal-Yavapai) - sedimentação intracratônica, vulcanismo félsico e plutonismo no intervalo de 1,7 a 1,8 Ga.

Cavalcante (1999) chama a atenção para importantes indefinições crono e litoestratigráficas relativas às seqüências quartzitos-pelitos-carbonáticas, de alto grau metamórfico, ocupando importantes tratos dos Terrenos Ceará Central (geralmente incluídas no Grupo/Complexo Ceará) e dos Terrenos Noroeste do Ceará (Fm. São Joaquim).

## **6.2 - Pré-Cambriano-Cambriano**

Procuramos expor aqui algumas características geológicas da Província Borborema, dando ênfase as unidades pertencentes a área de estudo e do seu entorno.

### **6.2.1 - Domínio Tectônico Setentrional (DTS)**

Uma grande porção oeste deste domínio é uma das áreas menos estudada da Província da Borborema, ocorrendo extensos vazios de ordem cronológica. As unidades de interesse neste trabalho são descritas a seguir (Figura 21a):

**6.2.1.1 - Terreno Ceará Central - TCC** (Sistema de Dobramentos Rio Curu-Independência + Maciços Santa Quitéria e Tauá - SANTOS & BRITO NEVES 1984; Domínio Ceará Central - JARDIM de SÁ 1994; Terreno Cearense – SANTOS 1996) (Figura 30b).

Santos & Brito Neves (1984) propõe que esta unidade exhibe seus limites entre as zonas de cisalhamentos Senador Pompeu e Sobral-Pedro II. Litoestratigraficamente corresponde a uma associação de quartzito-pelito-carbonato (QPC) sobrepondo-se aos segmentos de cronologia arqueano-paleoproterozóica ( $\geq 2,0$  Ga), ocorrendo com metamorfitos básicos-ultrabásicos. Para esta unidade são ainda dadas as denominações de grupos/complexos Ceará, Independência, Itataia, Itatira, Novo Oriente e Aracoiaíba, (CAMPOS et al. 1979, BRAGA et al. 1977, GOMES et al. 1981, MENDONÇA et al. 1982, SCHOBENHAUS et al. 1982, SANTOS et al. 1984, SANTOS & BRITO NEVES 1984).

Para a associação de quartzito-pelito-carbonato é atribuída de fácies anfíbolito a granulito, com zonas migmatíticas, no Grupo/Complexo Ceará. Cavalcante et al. (1983), Caby & Arthaud (1986), estabelecem que para a associação quartzito-pelito-carbonato superior a pré-existência de um amplo ambiente deposicional iniciado no Paleoproterozóico, de assoalho continental, preenchido por seqüências transgressivas e regressivas, com provável episódio de sedimentação evaporítica.

Os dados cronoradiométricos são deficientes, o que faz com que o posicionamento cronoestratigráfico seja controvertido, variando entre o Paleo e o Neoproterozóico. Fetter & Van Schmus (1996) se reportam a idades Sm-Nd com valores  $T_{DM}$  entre 1,27 e 2,1 Ga. Porém, Gorayeb & Abreu (1989 e 1998) datando rochas dos Terrenos Ceará Central, entre Reriutaba-Forguilha-Amontada, onde a seqüência quartzito-pelito-carbonato, em alto grau, associa-se a granulitos, obtiveram cronoradiometria paleoproterozóica para os ortognaisses ( $> 1,9$  Ga).

O Maciço (Terraço) Santa Quitéria é marcado por um espessamento crustal decorrente de um empilhamento de *nappes* neoproterozóicas envolvendo metassedimentos proterozóicos do Grupo Ceará + gnaisses sieníticos + granitos sin e pós-tectônicos e ortognaisses + *greenstones* arqueanos.

**6.2.1.2 - Terrenos Jaguaribeanos - TJ** (Faixa/Sistema de Dobramentos Jaguaribeano - BRITO NEVES 1975, Faixas Orós-Jaguaribe-Oeste do RN - SÁ et al. 1984, Faixa Orós-Jaguaribe – JADIM de SÁ 1994, Orós-Jaguaribe *Schist Belt* - CABY et al. 1995, Sistema Orós-Jaguaribe – PARENTE & ARTHAUD 1995, Terreno Jaguaribe - Santos 1996) (Figura

30b).

Os Terrenos Jaguaribeanos são ocupados por estreitas e contínuas faixas de supracrustais separadas por blocos gnáissicos-migmatíticos (blocos de Banabuiú, Jaguaretama e Iracema – (CAVALCANTE et al. 1983), com intercalações de micaxistos, rochas calciossilicática, anfibolitos, quartzitos e mármore encaixando jazimentos de granitóides neoproterozóico-cambrianos de dimensões variadas (complexos granitóides de Pereiro, Senador Pompeu, Saboeiro, Mel, São Paulo e Catarina). Normalmente, estes granitóides se encontram formando suites magmáticas de cedo- a sin e tardi- a pós-tectônicas, com idades distribuídas entre 800 e 500 Ma.

A cronologia isotópica desses complexos gnáissicos-migmatíticos estabelece idades entre o Arqueano (idades Rb-Sr, RT, e Pb-<sup>206</sup>Pb em zircão, entre 2,35 e 1,9 Ga – (BRITO NEVES 1975, GOMES et al. 1997, CAVALCANTE et al. 1998). Idades Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) de 2,5 e 2,6 Ga são exibidas por MAGINI et al. (1997) para ortognaisses do extremo oeste Potiguar.

A seção inferior do grupo homônimo da Faixa Orós é marcada por uma associação de vulcânicas bimodais (metandesitos/metabasalto-metariolito. Estes últimos dominantes, com idades Rb-Sr e U-Pb em torno de 1,8 Ga e com assinatura geoquímica de produtos de fusão crustal – SÁ 1991) espacialmente sobreposta a paragnaisses (metagrauvacas), quartzitos, micaxisto, hornblenda gnaiss e *augen* gnaisses e sotopostos a sedimentos parálicos-plataformais (parálico-deltáico) – (PARENTE & GUILLOU 1995 e PARENTE & ARTHAUD 1995). Característicos da associação quartzito-pelito-carbonato (pelito e psamitos), dominantes, secundados por carbonatos – calcários e magnesita/evaporitos, sedimentos carbonosos e margas, com pouca participação de magmatitos básicos e conglomerados – estes últimos citados por Pereira (1988) e Figueiredo Filho (1994).

Como intrusivas plutônicas, de idades distintas, são encontrados granitos porfiríticos (*augen* gnaisses de  $1673 \pm 23$  Ma, derivados de magmatitos de caráter metaluminoso de tendência alcalina, comparável aos dos granitos, sienogranitos (relacionáveis aos granitóides alcalinos e peralcalinos continentais) metagabros e granito microporfirítico gnaissificado ( $665 \pm 40$  Ma) (SÁ 1991). As vulcânicas máficas exibem assinaturas de basaltos transicionais, comparáveis aos basaltos shoshoníticos modernos. Os meta-andesitos basálticos, a sudoeste da Sequência de Orós (entre Antonina do Norte e

Campos Sales – sudoeste do Estado do Ceará), são de baixo teor de potássio, plotado no campo dos magmatitos de ambiência intraplaca (SOUZA 1993).

Na Faixa Jaguaribe, excetuando-se um estreito segmento meridional (região de Icó), predomina uma suite magmática de *augen* gnaisses, seguida das formações vulcânicas e, em menor quantidade, as sedimentares (quartzitos, em parte ferruginosos e feldspáticos, e micaxistos). Para a tipologia geoquímica dos metamagmatitos dessa faixa, Figueiredo Filho (1994) chegou a resultados similares aos reconhecidos por Sá (1991), mas assinalando uma grande complexidade quando do tratamento conjunto das metavulcânicas básicas dessa faixa com as da Faixa Orós, com posicionamentos tanto no campo intraplaca como orogênico. Para Sá et al. (1997), aqui, também, os *augen* gnaisses admitem assinatura geoquímica de granitos intraplacas. Uma coluna estratigráfica colocando os *augen* gnaisses abaixo do conjunto metavulcanossedimentar é exibida por Silva (1997) e Sá et al. (1997).

A cronologia absoluta das rochas da Faixa Jaguaribe, a partir dos *augen* gnaisses e metariolitos, pelos métodos U-Pb e Rb-Sr (FIGUEIREDO FILHO 1994, SÁ et al. 1997), situa-se entre 1,7 a 1,8 Ga.

O Grupo/Complexo Ceará, na Faixa Arneiroz (Signóide de Zorra - MEDEIROS et al. 1993 e OLIVEIRA & CAVALCANTE 1993), é representado por seqüência metamórfica de pressões intermediárias (zona da cianita), com registros da fácies anfíbolito a anatexia (paragêneses biotita-granada, biotita-granada-estaurolita, biotita-silimanita, biotita-muscovita-silimanita-feldspato potássico), derivada de sedimentos plataformais (arenitos puros e impuros, pelitos, calcários, margas e prováveis grauvacas argilosas feldspáticas), similar a diversos trechos do mesmo grupo no Sistema de Dobramentos Rio Curú-Independência. São descritos ainda *sheets* de leucognaisses ortoderivados e algumas lentes de anfíbolitos e talcoxistos.

A associação quartzito-pelito-carbonato superior exhibe um complexo arranjo lateral e vertical com as rochas gnáissico-migmatíticas do embasamento, formando um imbricamento de pequenos blocos, decorrentes de uma tectônica transcorrente-transpressiva (estrutura em flor positiva), acompanhada da colocação de diversos corpos graníticos (pulsos de cedo a pós-tectônicos) num pequeno espaço crustal (CAVALCANTE 1999). Pelo lado ocidental, se sobrepõe ao embasamento por intermédio da Zona de Cisalhamento Hebron e pelo lado oriental pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu.

Outras ocorrências metassedimentares, cartografadas como pertencentes ao

Grupo Ceará (BRAGA et al. 1977) e denominadas pela fácies areno-quartzosa (quartzitos, micaxistos quartzosos, por vezes com feldspatos e fibrolita), raramente metacalcários e rochas calciosilicáticas, em graus distintos de recristalização e de deformação, são encontradas na porção norte da faixa Jaguaribe, especialmente as vizinhanças da vila Bixopá (Ce) e no segmento SE-NW próximo a cidade de Itaiçaba (Ce) e o morro do Ererê. Estes segmentos são englobado pela área específica de estudo deste trabalho. O mapa geológico desta área é apresentado na figura 22.



Nas proximidades de Itaiçaba, localizada na passagem molhada sobre o rio Jaguaribe (Figura 23), são encontradas rochas gnáissica/miloníticas, bastante deformadas, bandadas, apresentam granulação fina a muito fina, porfiroclásticas com cristais arredondados de microclínio.



Figura 23: aspecto do afloramento gnáissico milonítico próximo a Itaiçaba no leito do rio Jaguaribe.

O bandejamento composicional é marcado por trama de granulação mais fina, com minerais micáceos fortemente orientados, definindo trama composta S-C com assimetria dextral para o conjunto deformacional. Neste afloramento também é visto dobras do bandamento composicional, fechadas a isoclinais, indicando deformação por cisalhamento, com foliação de micas paralelas ao plano axial.

No morro Ererê predomina quartzitos cremes amarelados, bastantes deformados por juntas, falhas e dobras. É comum a presença de veios pouco espessos de quartzos. Apresenta forte lineação mineral e de estiramento mineral (Figura 24)..

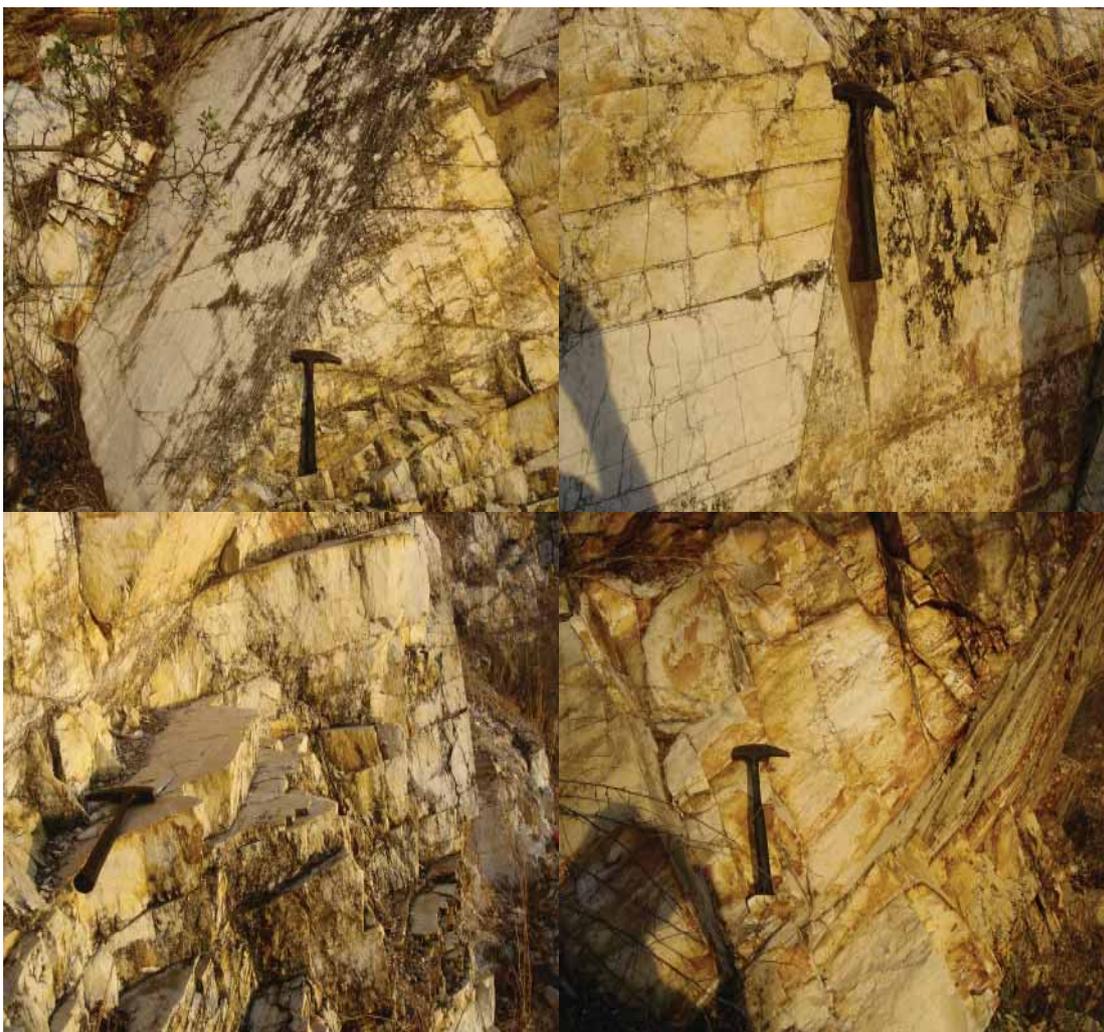


Figura 24: afloramentos de quartzitos no morro do Ererê. É nítida a presença da foliação, juntas e, no canto superior direito, falha inversa dextral.

Em trato vizinho à porção norte-oriental da Faixa Orós, delinea-se um padrão de dobras fechadas (isoclinais), com traços axiais NNE, subparalelos aos fotolineamentos e fotolineações deste subsetor e envolvendo rochas do Bloco Jaguaretama.

As zonas de cisalhamento dúctil têm seus elementos estruturais reconhecidos, tanto no embasamento contíguo como na faixa xistosa. As metassupracrustais do Grupo Orós as dobras isoclinais de pequeno  $\lambda$  de superfícies axiais de alto ângulo são progressivamente giradas até a transposição nas zonas de cisalhamentos. Os sigmóides de K-feldspatos e de unidades rochosas ou de foliação, são indicadores de sua cinemática, que apontam para uma transcorrência dextral. A lineação de estiramento mineral é mais bem visualizada nas rochas com francas

evidências de cisalhamento não-coaxial, sendo geralmente subhorizontal. Seu desenvolvimento avançou até tempos pós-cristalização dos granitóides porfiríticos, cujas relações de campo sinalizam para um *emplacement* sin-tectônico (CAVALCANTE, 1999).

Em ternos de litotipos derivados, são encontrados protomilonito, milonito gnaiss e milonito xisto. Unidades brechóides e silicosas (lentes de sílica de dezenas a centenas de metros) parecem representar pulsos cisalhantes transtrativos relacionados às fases de colocação de magmas granitóides. As atitudes são de alto ângulo ( $> 70^\circ$ /tendência E) com trajetórias dos traços da foliação milonítica entre NNW e NNE.

Superfícies de falhas em torno de E-W (mergulhos com tendência S), ligados a extensões norte-sul, provavelmente mesocenozóicas e, por vezes, associadas às pequenas fraturas preenchidas por carbonatos, marcam rotações (basculamentos) de blocos no sentido horário.

A mais marcante zona de cisalhamento é a de Jaguaribe. Sua extensão, de NS, a partir da região de Icó até as proximidades NE de Castanhão, é bem marcada, tanto em imagens de sensoriamento remoto como no campo. Dessa última região até NW de Limoeiro do Norte, a análise de sua representatividade é fortemente prejudicada pela extensiva cobertura sedimentar meso-cenozóica, onde se destaca um fotolineamento que parece traduzir uma estruturação cenozóica que alinha restos de coberturas terció-quaternárias e controla o curso do Rio Jaguaribe, após a desembocadura do Rio Banabuiú.

### **6.3 - Fanerozóico**

Nas áreas do entorno e dentro da região de objeto desta pesquisa, são encontradas rochas desta unidade de tempo, representados pelos depósitos sedimentares mesozóicos da Bacia Potiguar (denotada pelas formações Açú e Jandaíra), pelos sedimentos cenozóicos da Formação Barreiras e coberturas sedimentares do Quaternário inconsolidados subatuais e atuais como os depósitos eólicos, terraços no ambiente praias, aluviões, planícies de inundação e depósitos marginais no ambiente fluvial e mangues, barras de desembocadura.

Aparecem secundariamente, gerações antigas de terraços, dunas e lagoas, associados às flutuações antigas do nível do mar.

### **6.3.1 - Mesozóico - Bacia Potiguar**

A Bacia Potiguar constitui-se na mais oriental das bacias da margem equatorial atlântica sul-americana. Geneticamente corresponde a uma série de bacias neocomianas intracontinentais que compõem o Sistema de Riftes do Nordeste Brasileiro (BERTANI et al. 1990). Os riftes intracontinentais da Província Borborema têm suas origens como sendo uma resposta a um processo de estiramento e afinamento da crosta terrestre atuante durante a fragmentação da Gondwana, seguido de uma fase de subsidência termal (MATOS, 1987).

A Bacia Potiguar está localizada na quase toda sua extensão no estado do Rio Grande do Norte e em uma pequena parcela no NE do estado do Ceará. Sua área total é de 48.000 km<sup>2</sup>, sendo que cerca de 21.000 km<sup>2</sup> é área emersa e a parte restante na plataforma e talude continental até a isóbata de 2.000 m.

A forma geométrica geral da seqüência sedimentar é a de uma cunha que se espessa para norte em direção ao mar, atingindo espessuras superiores a 1.000 m ainda na parte emersa da bacia, com mergulhos subhorizontais. No continente, seu eixo maior segue uma direção, E-W, com aproximadamente 320 km e largura variando entre 45 e 140 km.

Apresenta superfície bem conservada até um nível aproximado de 100 m. É capeada por calcários pertencentes à Formação Jandaíra que forma pequena cornija responsável pelo desnível com arenitos da Formação Açu. O topo é levemente rampeado para o N, conferindo ao relevo um aspecto cuestiforme. As áreas que o circundam constituem patamares dissecados de modo incipiente, posicionados pouco acima da planície fluvial do baixo Jaguaribe.

A partir das primeiras descobertas de hidrocarbonetos no mar (Campo de Ubarana em 1973) e em terra (Campo de Mossoró em 1979), a região passou a ter grande importância econômica e desde então tem despertado interesse de muitos pesquisadores na compreensão de sua geologia.

A arquitetura da bacia é composta de três unidades básicas: grabens, altos internos e plataformas do embasamento, que comportam seqüências sedimentares neocomianas até o Recente, com interrupções representadas por discordâncias regionais, distintas para cada compartimento morfoestrutural (Figura 25).

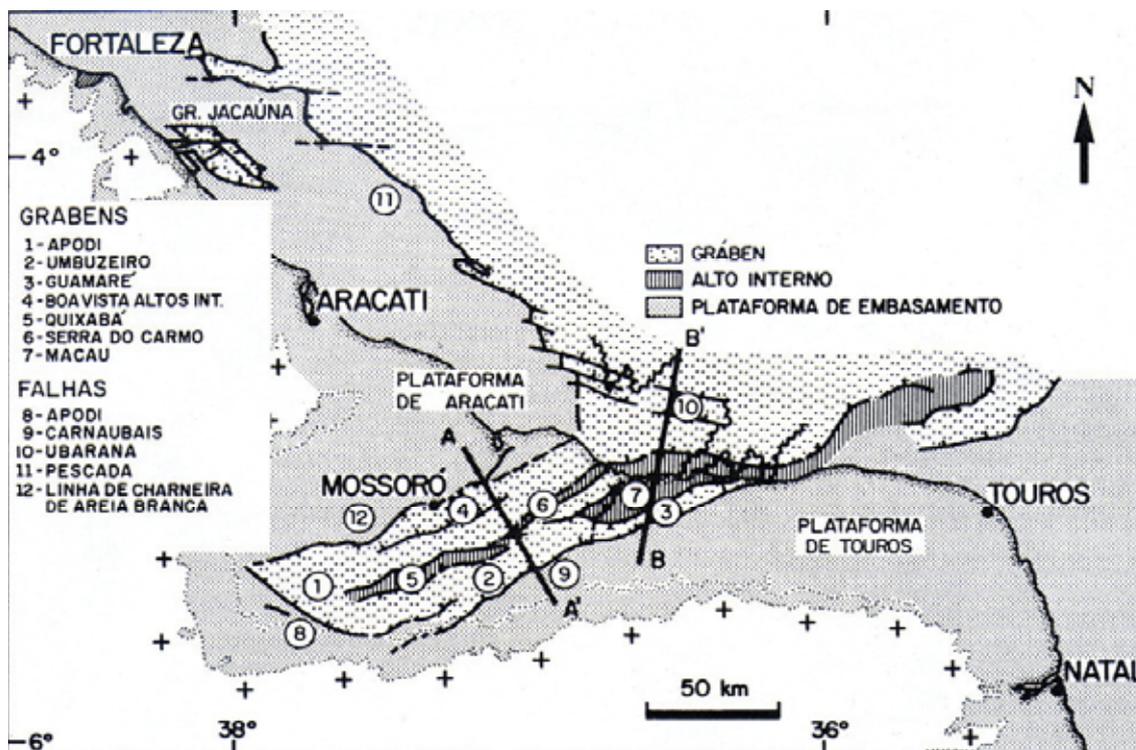


Figura 25: Arcabouço tectônico da Bacia Potiguar (BERTANI et al. 1990).

A Bacia Potiguar é composta, na parte emersa, pelos grabens de Apodi, Umbuzeiro, Guamaré e Boa Vista. São preenchidos por seqüências sedimentares do Cretáceo Inferior. Estes grabens geometricamente apresentam-se com feições lineares com eixos orientados NE-SW, mais ou menos paralelos à linha de costa, possuindo *trend* próximo de E-W, são assimétricos, limitados a SE e SW por falhas com cerca de 5 km de rejeito e com direções oposta com as linhas de charneiras com falhas normais de pequenos rejeitos. Na parte submersa os grabens são também assimétricos, com os eixos orientados quase paralelos à atual linha de costa, coincidindo com o Sistema de Fraturas de Fernando de Noronha (BERTANI et al. 1990).

Os altos internos são cristas alongadas do embasamento, subparalelas aos eixos dos grabens adjacentes, separando os principais grabens, constituídos por blocos rochosos de gnaisses, migmatitos e xistos soerguidos por falhas normais. A formação destes altos internos se deve a formação dos grabens através de grandes falhamentos lístricos, com rotação de blocos até que as tensões concentradas na placa flexurada sejam aliviadas através de falhas

normais antitéticas (BERTANI et al. 1990). Os principais altos internos são: Altos de Quixaba, Serra do Carmo e Macau. Não são encontradas seqüências sedimentares do Cretáceo Inferior sobre os altos inferiores devido à erosão ou a não deposição desses sedimentos.

As plataformas do embasamento são recoberta por seqüências sedimentares de idade Aptiano e Cretáceo Superior na parte terrestre e por sedimentos terciários na porção submersa. O embasamento mergulha gradualmente até a profundidade de cerca de 1.500 m junto às bordas dos grabens da parte submersa. São encontradas falhas de direção aproximadamente E-W, como feições típicas de transcorrência com estrutura em flor, cortando e deslocando os lineamentos e altos internos orientados na direção SW-NE (BERTANI et al. 1990). A Figura 26 mostra dois perfis geológicos AA' e BB', marcados na Figura 24, da parte continental e marinha da Bacia Potiguar.

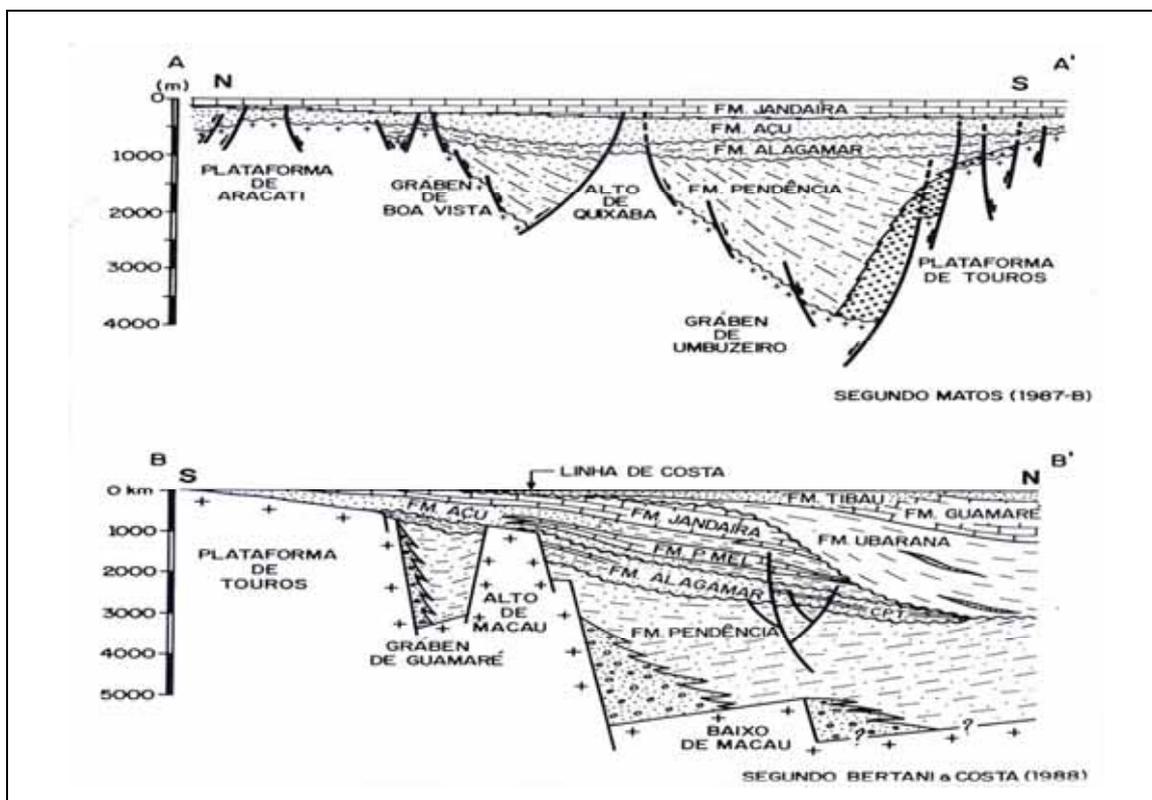


Figura 26 – Perfil geológico AA' mostrando a parte emersa e BB' a parte submersa da Bacia Potiguar (BERTANI et al., 1990).

Na área de estudo os sedimentos da Bacia Potiguar são representados na superfície pelas formações Açú e Jandaíra. Na Figura 27 está representado a coluna Cronolitoestratigráfica da Bacia Potiguar.

### 6.3.1.1 - Formação Açú

O termo Formação Açú é utilizado para designar o pacote sedimentar clástico basal da Bacia Potiguar. No topo desta unidade, formado por um sistema deltáico estuarino, é constituído, predominantemente, por sedimentos argilosos, composto de folhelhos cinza com intercalações de arenitos e siltitos, gradando para calcarenitos no contato com a Formação Jandaíra. Ocorre numa faixa circundando a bacia, sotaposto ao embasamento, na base da escarpa que delimita seu contato com a Formação Jandaíra. Na área de estudo está mais bem representada nas falésias vivas entre as praias de Ponta Grossa e Retirinho.

O topo desta formação reflete as condições paleogeográficas no período que precede à deposição dos sedimentos da Formação Jandaíra. O subsequente processo sedimentar transgressivo, mesmo sob relativa calma tectônica, foi adaptado às feições geomorfológicas termais modeladas ao cabo da fase rifteana. As áreas deprimidas central e ocidental da bacia, correspondentes aos baixos de Pendência e Quixaba, são evidenciadas por uma invaginação das curvas de contorno que também acompanham o contorno das isópacas da Formação Jandaíra. A transgressão turoniano-santoniana alcançou a mais extensa ingressão no continente como também impôs como característica um espessamento da seqüência sedimentar. Como consequência deste processo resultou a formação de uma área com plano axial de direção NE.

Regali e Gonzaga (1982) determinam a idade Cenomaniano para esta formação, a partir de dados palinoestratigráficos obtidos na parte emersa da bacia. O ambiente deposicional desta seqüência, apesar da relativa tranqüilidade tectônica que então prevalecia, o subsequente processo sedimentar transgressivo foi adaptado às feições geomorfológicas terminais moderadas ao longo da fase rifteana.

Litologicamente os arenitos apresentam-se com coloração avermelhada, finos a médios, mal selecionados, maciços e impuros, gradando para o topo para calcarenitos creme, com recristalização. Sua espessura varia entre 65 a 105 m. Os minerais pesados associados a estes arenitos são ilmenita, hornblenda, monazita e em menor quantidade topázio, granada, rutilo, silimanita e biotita. Os folhelhos possuem coloração esverdeada a cinza escuro, laminados e por vezes silicosos, intercalados com calcários, detríticos impuros (GOMES et al. 1981).

Na área de estudo os arenitos da Formação Açú ocorrem a sul do Lagamar São Jose, encoberto por depósitos sedimentares quaternários que dificulta a sua análise em superfície por falta de afloramentos significativos.

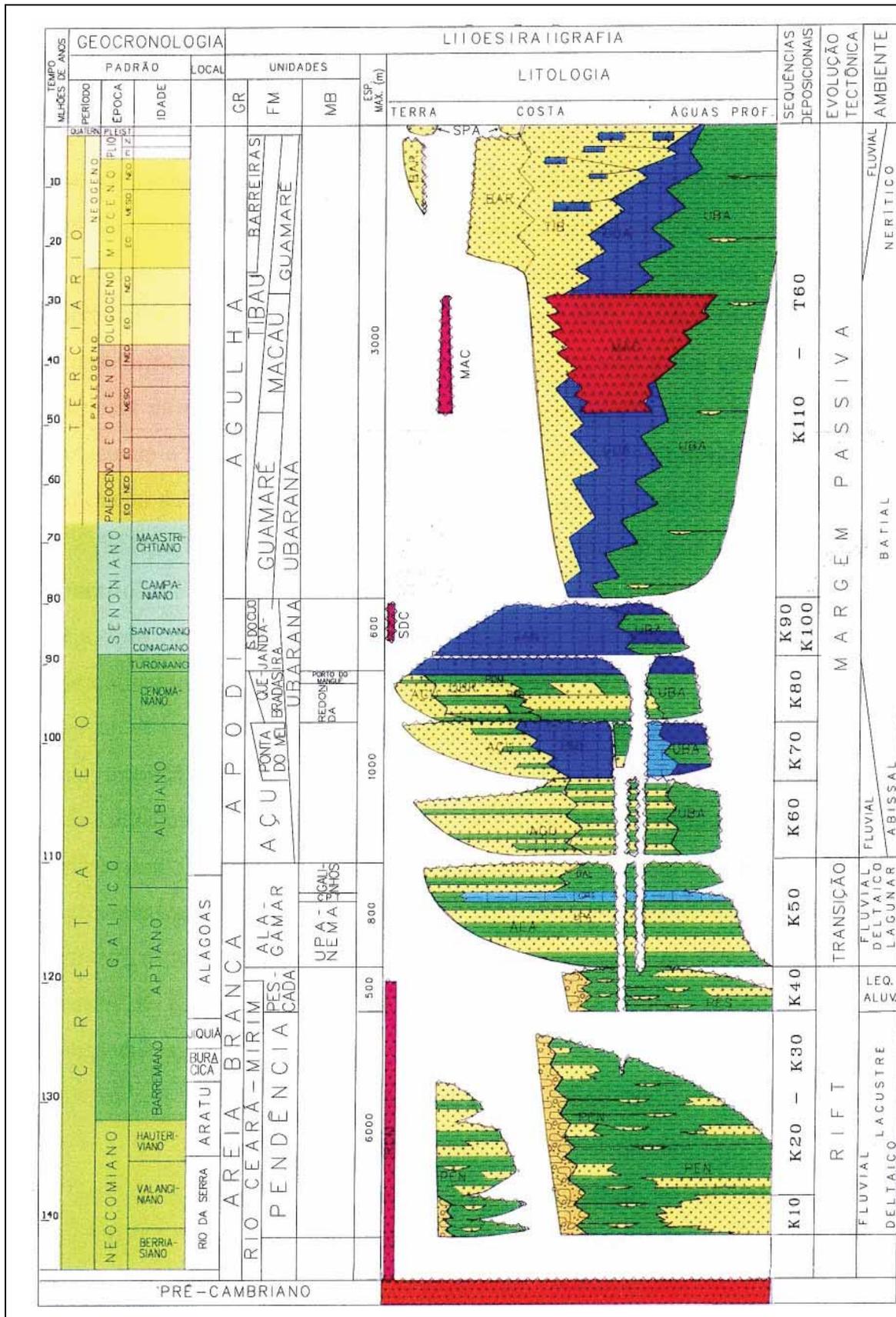


Figura 27: Coluna Cronoestratigráfica da Bacia Potiguar. Adaptado de ANP (2002) por Silva Filho (2004).

### 6.3.1.2 - Formação Jandaíra

A Formação Jandaíra tem sua área de ocorrência sobre uma vasta região com direção geral E-W. Na sua porção ocidental, forma uma extensa chapada com mergulho suave para N e NE, onde a plataforma teria sido mais extensa predominando uma sedimentação carbonática e cálcica com pouca influência terrígena, enquanto que, na porção oriental, apresenta uma pequena quebra de relevo em relação à Formação Açú, com mergulhos suaves para N. A plataforma teria sido mais estreita, predominando rochas dolomíticas, com influência terrígena. A Sequência sedimentar é discordantemente recoberta por sedimentação da Formação Barreiras ou sedimentação mais recente, formando um conjunto extenso de platô. O contato é gradacional com o Membro Aracati da Formação Açú, a S e a E da bacia.

O regime sedimentar caracteriza um ambiente transgressivo de mar raso, com águas quentes e relativamente calmas, progredindo sobre uma vasta planície costeira do tipo *tidal flat*. O ambiente paleogeográfico, de plataforma interna, tinha comunicação restrita com o mar aberto, tendo em vista a rara presença de fauna plantônica (BERTANI et al. 1990).

Litologicamente esta unidade sedimentar é composta por calcários bioclásticos, calcoarenitos e calcários dolomíticos. A sucessão sedimentar, predominantemente carbonática admite, entretanto, pelo menos duas fases de sedimentação pelítica, registradas na porção ocidental da bacia. Estas mudanças impostas ao regime sedimentar podem estar relacionadas às oscilações regressivas episódicas durante o Turoniano-Santoniano.

Apresenta-se na área formando pequena cornija soerguida cerca de 10 m em um aspecto de patamar. Os afloramentos são pequenos e orientados SW-NE. Ocorre com estratificação plano-paralela com espessuras variadas e com cloração cinza azulada (Figura 28).



Figura 28: afloramento do calcário Jandaíra com estratificação plano paralela.

## **6.4 - Cenozóico**

### **6.4.1 - Formação Barreiras**

Foi Branner (1902) quem pela primeira vez denominou de Barreiras os sedimentos clásticos, de natureza variegada com variações de argilas e conglomerados ocorrentes no litoral brasileiro, desde o Amapá até o Rio de Janeiro. Posteriormente Oliveira & Leonardos (1943) os denominaram de Série Barreiras. Oliveira & Ramos (1956) e Kegel (1957) denominaram informalmente de Formação Barreiras e Infra-Barreiras às camadas inferiores. Bigarella & Andrade (1964), efetuando estudos mais sistemáticos e específicos, reconheceram, na faixa costeira de Pernambuco, uma subdivisão do Grupo Barreiras, constituído pelas Formações Guararapes (inferior) e Riacho Morno (superior), separadas por uma superfície de erosão.

Na pesquisa realizada pela SUDENE - ASMIC (1967) na região, os sedimentos aflorantes na área foram definidos como eluviões e paleocascalheiras fluviais do rio Jaguaribe, denominados de Formação Barreiras e posteriormente agrupados como pertencentes à Formação Guararapes por Campos e Silva et al. (1971). Mabesoone et al. (1972) redefiniram o Grupo Barreiras, passando as Formações Riacho Morno e Potengi à categoria de unidades edafoestratigráficas. No mapa geológico do Ceará (DNPM, 1983) estes depósitos são definidos como Formação Faceira pertencentes ao Grupo Barreiras. Andrade (1986) definiu as falésias no município de Icapuí como sendo a Formação Guararapes do Grupo Barreiras. Mabesoone et al. (1987) retoma a denominação original da Formação

Barreiras para os sedimentos Terciários/Quaternários que ocorrem nos estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, em virtude de sua litologia predominantemente arenosa associada a processos fluviais, entre Recife e Natal. No mapeamento geológico da Bacia Potiguar realizado por Fortes (1987), os depósitos foram definidos como terraços fluviais Tércio-Quaternários, estando associados à Formação Barreiras. Meireles (1991) e Teixeira & Paiva (1993) mapearam a seqüência sedimentar que forma as falésias costeiras do município de Icapuí como Formação Barreiras. Sousa et al. (1999 e 2000) denominam de Formação Barreiras à exposição em falésias, na região de Ponta Grossa, em Icapuí, no litoral oriental do Ceará, os sedimentos finos a médios avermelhados e amarelados, com intercalações de níveis conglomeráticos e siltico-argilosos.

Em alguns trabalhos de caráter regional realizados sobre a Formação Barreiras, que tomaram como base para análise o empilhamento das diversas unidades litoestratigráficas, afirmam que este processo ocorreu como conseqüência da evolução do relevo, dos movimentos tectônicos e dos diferentes paleoclimas que se sucederam ao longo de sua deposição.

Nos trabalhos posteriores, que baseiam-se em estudos palinológicos (ARAI et al. 1988), indicam que a Formação Barreiras começou a ser depositada no Mioceno, entretanto, a maioria dos autores aceita a idade como Pliocênica a Plestocênica.

Durante o período de sedimentação das fácies da Formação Barreiras havia a predominância de clima úmido e quente conforme é caracterizado pela presença de argilominerais das fácies finas e de grande maturidade petrográfica das fácies conglomeráticas, além das camadas intemperizadas dos seus topos (SAADI & TORQUATO, 1992).

Sales (2002) suscita que os depósitos da Formação Barreiras não têm origem somente através de processos de natureza continental, como é considerado nos trabalhos clássicos, mas também pela ação de processos litorâneos, devido as variações do nível do mar durante o Neógeno. Considera ainda que as fácies litorâneas dos sedimentos que compõem o Barreiras resultaram na incorporação, ao longo dos períodos de progradação das praias, de construções na linha de costa tais como barreiras, lagunas e flechas litorâneas. Estas formas devem ter sido acrescidas aos depósitos pré-existentes pela ação de dunas transgressivas migrando sobre as lagunas presentes entre as barreiras e a linha de costa, resultando nas camadas argilosas e areno-argilosas basais (depósitos de fundo de lagunas colmatadas) e as camadas arenosas de topo (os sedimentos de dunas eólicas) que caracterizam uma parte dos

depósitos do Barreiras. Afirma também que a presença de níveis conglomeráticos associados às camadas arenosas e argilo-arenosas resultaram do retrabalhamento dos diversos depósitos por cursos d'água.

Os sistemas deposicionais dos sedimentos que compõem a Formação Barreiras têm-se mostrado variado ao longo da costa brasileira, com fácies variando desde leques aluviais à planície de maré.

Na área de desenvolvimento desta pesquisa a Formação Barreiras demonstrou ser os depósitos mais expressivos, tendo suas características sedimentares bem marcadas nos afloramentos ao longo das falésias litorâneas que definem normalmente o limite da planície costeira, nos barrancos que margeiam o rio Jaguaribe e em algumas cavas usadas no empréstimo de material para a construção de estradas e viveiros de camarões para a região. As suas características sedimentológicas apresentam algumas variações as quais podemos definir de forma sucinta como um conjunto de sucessivos leques aluviais.

Maia (1993) propõe a individualização dos depósitos, baseando-se na descrição de fácies ambientais, de acordo com o trabalho de Selley (1970). Os depósitos consistem de um conjunto de fácies de leques aluviais formado por depósitos residuais de canais e de corrida de detritos (Fácies Proximal), sobrepostos por sistema fluvial entrelaçado (Fácies Mediana/Distal).

#### **6.4.1.1 - Fácies Proximal**

##### **6.4.1.1.1 - Depósitos Residuais de Canais**

Ocorrem à margem esquerda do rio Jaguaribe, entre as cidades de Itaiçaba e Limoeiro do Norte, na forma de terraços alongados acima do nível atual do rio, apresentando 70 km de comprimento na direção SE e 15 km de largura. Sua espessura é cerca de 8 m e apresenta-se no local em contato erosivo com o embasamento aflorante (Figura 29).



Figura 29: afloramento dos depósitos residuais de canais (superior) em contato com o embasamento cristalino (inferior).

Os materiais que compõem esta unidade são granulometricamente muito variados tanto lateralmente como na vertical. Possuem coloração vermelha por estarem cimentados por óxido de ferro. A matriz é formada por siltes e areias imaturas, mal selecionadas, angulosos, compostos por quartzo, feldspato e concreções ferruginosas. Apresenta seixos acamados com grau de arredondamento variando de baixo a até arredondado, com tamanhos variando até 13 cm (Figura 30). Devido as condições hidrodinâmicas do meio deposicional aparecem formas de estratificações cruzadas e gradacionais. As gradacionais são incipientes e apresentam uma diminuição da granulometria em direção ao topo. As estratificações cruzadas se apresentam com planos inclinados mergulhando aproximadamente  $30^\circ$  para NE, indicando a direção da paleocorrente. A ocorrência de estratificações gradacionais evidencia que estes depósitos foram formados em um ambiente com variação de energia. Normalmente, a estes sedimentos, estão associados minerais pesados como a ilmenita, turmalina e andaluzita.



Figura 30: detalhes dos depósitos residuais de canais mostrando seu aspecto conglomerático com seixos de quartzos de granulometria variada.

#### 6.4.1.1.2 - Depósitos de Corrida de Detritos

Estes depósitos são encontrados na faixa litorânea, entre as praias de Fontainha até Canoa Quebrada (Figura 30), com cerca de 13 km de comprimento e poucos metros de largura. Ocorrem formando recifes arenosos, devido à evolução das falésias vivas, ou na parte basal das falésias. A exposição destes depósitos é restrita pelas limitações impostas pela variação das marés, que esculpe a superfície de abrasão e pelos contatos erosivos com os depósitos mais recentes.

Os depósitos de corrida de detritos são constituídos por arenitos amarelados e avermelhados, não consolidados, maciços, de baixa a média esfericidade, com seixos e grânulos mal selecionados de quartzo e blocos de argila retrabalhada. Os recifes ocorrem paralelamente à linha de costa ou, às vezes, perpendicular a ela penetrando centenas de metros para dentro do mar. Devido aos processos resultantes da concentração de óxido de ferro a material argiloso na sua diagênese, estes recifes apresentam-se bastante endurecidos, Normalmente a sua superfície é irregular encontrando-se sulcadas e com marmitas resultantes da atividade erosiva marinha.

Nestes sedimentos o principal elemento detrítico é o quartzo com cerca de 87% do conteúdo terrígeno. O feldspato é o segundo com 8% e em menores quantidades os fragmentos de rochas, micas, cianita e minerais pesados (Ilmenita, estauroлита, zircão, epidoto, rutilo, silimanita). Em lâmina delgada o conteúdo do material argiloso é em média 18%,

constituindo a matriz (MAIA 1993). Os grãos são mal selecionados e apresentam esfericidade de baixa a média. Quanto a sua textura são imaturos, e mineralogicamente imaturos a submaturos classificados como grauvacas arcossianas (PETTIJOHN *et al.* 1973).

Segundo Maia (1993) conteúdo mineral indica que a rocha fonte para este material foram rochas metamórficas em associações com cianita, no fácies anfibolito. O transporte ocorreu em condições climáticas áridas a semi-áridas, o que levou a preservação dos minerais instáveis de alterações significativas.

A caulinita é o mineral de argila predominante que geralmente é encontrada bem cristalizada, indicando que o mineral foi formado em condições continentais ácidas. GRIM (1968) completa dizendo que o clima da época de sua formação era subtropical a equatorial, com características quente e úmido, com alternâncias de estações chuvosas e secas. Para Suguio (1980), a caulinita, no geral, reflete condições de intensa lixiviação, pH ácido e meio muito pobre de cátions, o que caracteriza ambientes fluviais de clima tropical úmidos.

#### **6.4.1.2 - Fácies Mediana/Distal**

##### **6.4.1.2.1 - Sistema Fluvial Entrelaçado**

Ocorre sotaposto à fácies proximal nas falésias entre as praias de Fontainha e Quixaba (Figura 31), em contato erosivo bem marcado por níveis de seixos, formando paleocanais. O contato inferior é marcado por estruturas sedimentares predeposicionais, formado por canais erosionais, seguido de estratificação cruzada acanaladas, mutuamente truncadas, de portes variados, com linhas de seixos evidenciando uma paleocorrente em direção ao mar.

O sistema fluvial entrelaçado apresenta como característica as intercalações de barras fluviais longitudinais, onde os canais vão migrando ativados por pulsos, destruindo parcialmente os canais anteriores.



Figura 31: contato entre a fácies depósito de corrida de detritos (inferior) e fácies sistema fluvial entrelaçado (superior) com estratificação cruzada.

#### 6.4.4 - Depósitos Eólicos

Na área de estudo ocorre três campos diferenciados de dunas. O primeiro, mais interno, é constituído por dunas inativas, em cotas de até 35 m, sem contato atual com o litoral, recoberta por uma espessa vegetação do tipo arbórea. Ocorrem em lençóis mais ou menos paralelos a linha de costa, com rastros de deslocamento de barcanas que penetram no continente em até 6 km, algumas ainda preservam suas formas, enquanto outras estão totalmente dissipadas. Nas áreas interdunares é comum a presença de pequenas lagoas freáticas.

O segundo campo localiza-se na região litorânea, entre as praias de Retirinho e Canoa Quebrada, sobre as falésias vivas, em cotas de 7 a 11 m. Ocorre ainda na planície à esquerda da desembocadura do Rio Jaguaribe, nas proximidades do Farol até o lugarejo de Maceió. São edafizadas e recobertas por vegetação pioneira pouco espessa, do tipo arbustiva de pequeno porte associadas às inúmeras espécies de cactáceas. Estas dunas possuem coloração amarelada. Ocorrem de forma intercalada com as dunas móveis formando corpos alongados, paralelos à linha de costa.

O terceiro tipo de campo de duna é caracterizado pela presença de dunas ativas (móveis) e inativas (fixas). Essas últimas apresentam diversas formas, principalmente em lençol de barcanas simples e conjugadas e parabólicas. As mais recentes são do tipo barcana sucessivas e de precipitação. Ocorrem desde Canoa Quebrada até a foz do rio Jaguaribe, acima dos terraços marinhos holocênicos. Chegam a avançar para dentro do continente em até

6 km. As dunas ativas ocorrem com comprimento de aproximadamente de 400 m, formando um sistema do tipo “vagões”, com lagoas interdunares no flanco de sotavento. A maioria destas lagoas são intermitentes, ocorrendo apenas nos períodos de maior pluviosidade, sendo também geradas por exutórios. São formadas por areias brancas quartzosas, médias a finas, com grau de seleção moderado a muito bem selecionado, grãos subarredondados a arredondados, foscas a polidos. As altas velocidades dos ventos provocam a migração para NW desses pacotes de areias sobre extensas áreas de manguezais localizados à margem direita do rio Jaguaribe, defronte a cidade de Fortim.

As paleodunas têm distribuição restrita ao sul da cidade de Marjorlândia, recobrando os terrenos da Formação Barreiras. Foram depositados no Pleistoceno. São constituídas por sedimentos quartzosos inconsolidados, variando entre bem a moderadamente selecionados, com granulometria fina a média e apresentam coloração vermelho-amareladas. Apresentam-se em faixas contínuas e alongadas, com largura entre 1,5 e 2,5 km. Sua espessura é variável, diminuindo para o interior. Apresenta um elevado grau de pedogênese com solos bem desenvolvidos.

As dunas fixas ocorrem predominantemente à retaguarda dos campos de dunas móveis.

Estes três campos de dunas estariam associados à variação do nível do mar. O primeiro estaria associado ao nível alto do Pleistoceno, o segundo ao Máximo da transgressão do Holoceno e o terceiro ao nível do mar atual (MORAIS & MEIRELES, 1992).

#### **6.4.5 – Terraços Marinheiros**

Os terraços marinhos constituem depósitos e superfícies de praia formados durante o ciclo regressivo posterior a última transgressão. Estão formados por areias com granulometria média, com graus subarredondados, polidos e com esfericidade média. Ocorrem paralelos à costa, com largura entre 400 e 800 m. Estão presentes nas planícies costeiras com ausência das dunas atuais. Morfologicamente consiste de uma superfície de topo plano, com cotas variando entre 4 e 6 m acima do nível do mar. Estão formados por dois níveis distintos: o inferior são depósitos de praia com estratificação cruzada e materiais mais grossos, conchas e níveis de minerais pesados; a parte superior apresenta areias médias bem selecionadas, indicadoras de uma deposição eólica (MAIA, 1993).

Os terraços marinhos ocorrem ao longo da planície litorânea. São holocênicos representando as variações do nível do mar no Quaternário. A leste da área de estudo, no

município de Icapuí, ocorre terraços que evidenciam flutuações relativas do nível do mar durante os últimos 120.000 anos A.P. ocorrendo terraços a 8 m de altura. A regressão subsequente foi responsável pela construção das falésias mortas, as quais se distanciam da linha de preamar em até 6 km.

No Pontal de Maceió os terraços ocorrem como falésias vivas paralelas à linha de costa atual. Os topos aplainados destes terraços encontram-se entre 4 e 6 m acima do nível do mar (Figura 32). São superfícies contínuas e planas cobertas por areias quartzosas de granulação média a fina com laminação plano paralela horizontal a sub-horizontal.



Figura 32: aspectos do terraço marinho no Pontal de Maceió. Observa-se o recuo da falésia por solapamento.

#### 6.4.6 - Depósitos Fluviais

As aluviões do baixo curso do rio Jaguaribe são os mais expressivos do estado e ocupam nesta bacia uma área de 1.000 Km<sup>2</sup>. A NE de Russas a faixa aluvial atinge uma largura máxima de 14,5 Km. As aluviões são constituídas basicamente por sedimento da planície e dos canais. São compostos por sedimentos de granulometria variada indo desde argilas a blocos líticos.

O canal do rio Jaguaribe apresenta padrão meandrante, podendo ser facilmente observado um grande número de meandros abandonados. Na cidade de Itaiçaba o rio corre diretamente sobre o embasamento, com pequena cobertura formada de seixos angulosos e arredondados com até 13 cm de comprimento. A jusante de Itaiçaba predomina a fração areia grossa. Na foz é comum a presença de pelotas de material argiloso, arrancado das margens e arredondada durante o transporte (MAIA 1993). Durante os meses de maior pluviosidade, aumenta em demasia a capacidade de transporte, quando pode ser observada a erosão das margens e o arrasto de blocos lamosos de até 50 cm. O leito do rio é escavado durante esse período, para em seguida ser novamente entulhado por areias migrantes.

#### 6.4.4 - Depósitos Flúvio-marinhos

Os depósitos flúviomarinhos da área de estudo são formados na foz do rio Jaguaribe, onde ocorre a interação entre as características fluviais e marinhas, se estendendo até as proximidades da cidade de Itaiçaba. Nesta região ocorrem dois tipos de depósitos: o primeiro é composto pelos manguezais que ocorrem, principalmente na margem direita, com uma área aproximadamente de 1.260 hectares; o segundo tipo de depósito é formado pelo esporão (*spit*) da margem direita e pela seqüência de barras de lavagem (*wash*) defronte a foz do rio Jaguaribe (MAIA, 1993) (Figura 33).



Figura 33: foz do rio Jaguaribe. No centro observa-se as barras de lavagem.

Os mangues limitam a zona submetida a afogamentos cíclicos por águas com forte salinidade que compõe o estuário do rio. Os sedimentos são predominantemente lamosos, com percentuais de até 85%, e com elevado conteúdo de matéria orgânica formado por restos de troncos, raízes e folhas.

Na plataforma interna defronte a embocadura do rio Jaguaribe ocorre barras seqüenciadas de espraiamento nas margens direita e esquerda da pluma de sedimentação, formando diques. Estas estruturas de descargas em presença da energia de onda bastante alta, causada pela quebra das ondas ainda em águas profundas. Com a rápida desaceleração da água doce, quando esta se encontra com a água salgada, provoca a deposição dos sedimentos, com os mais grosseiros sendo depositados na zona de mistura, com a formação de barras em forma de crescente.

O retrabalhamento destas barras de espraiamento ou de *swash*, pelas ondas, transporta o material para formar uma série de barras de espraiamento, dando por este motivo, à foz, uma morfologia de delta. Outra característica é notada na morfologia litorânea adjacente, composta de feições arenosas retilíneas, é a progradação da linha de costa para W. Esta zona de progradação é definida como frente deltáica e a forma geral da embocadura do rio Jaguaribe é classificada de delta dominado por ondas (BACOCOLI, 1971 e SUGUIO, 1980).

#### 6.4.5 - Depósitos Praiais

Os sedimentos da faixa litorânea da região estudada refletem as características sedimentológicas das falésias adjacentes (que são a principal fonte de material das praias) e a hidrodinâmica local vigente. No geral, domina a fração areia média, predominantemente quartzosas, com grãos subarredondados, polidos e com esfericidade média. A granulometria decresce na direção da foz do rio, atestando forte influência na deriva litorânea e nas praias do tipo dissipativas.

As acumulações de cascalhos ocorrem entre as praias de Fontainha e Marjolândia, onde as falésias são compostas pelos depósitos fluviais entrelaçados ricos em seixos. As outras acumulações concentram-se na praia de Canoa Quebrada que está em estado de erosão e na desembocadura do rio Jaguaribe, refletindo uma mistura de material fluvial grosseiro com os sedimentos marinhos.

A fração fina (silte + argila) aparece em proporções elevadas (até 36%) na zona de acumulação gerada por difração das ondas iniciada em Ponta Grossa, com influência até a Praia de Retirinho, num total de 7 Km. Nas praias onde ocorrem as planícies de abrasão da fácies distal da Formação Barreiras e na região a oeste de Ponta Grossa, também, a fração fina, aparecem pequenas percentagens.

O conteúdo de carbonato de cálcio nas areias apresenta uma média de 5%, com variações influenciadas por parâmetros oceanográficos. O teor aumenta consideravelmente na direção da desembocadura do rio Jaguaribe (com máximo de 36%), mostrando-se proporcional, neste caso, ao aumento da fração fina (MAIA, 1993).

## **7 – ANÁLISE ESTRUTURAL**

### **7.1 – Quadro estrutural**

O quadro estrutural da área estudada é marcado pelas feições deformacionais das rochas pré-cambrianas, que apresentam várias evidências de reativação, pelas estruturas das rochas sedimentares mesozóicas e pelas estruturas reconhecidas na Formação Barreiras.

Por representarem diferentes conjuntos e diferentes produtos de deformação das rochas, serão apresentadas nesta ordem e com este primeiro agrupamento.

#### **7.1.1 – Estruturas do embasamento**

O embasamento aflora em diferentes porções da região estudada, representando maciços residuais nas regiões da serra do Ererê (porção NW), da serra dos Dantas (porção SE) e pequenos afloramento do embasamento na região central da área, próximo à Itaiçaba. Na porção Sul da área, poucos afloramentos do embasamento permitiram uma avaliação do padrão de fraturamento.

##### **7.1.1.1 – Setor NW – Setor da serra do Ererê**

Este conjunto de rochas, representado principalmente por quartzitos com algumas intercalações de xistos, que chegam a aflorar na parte baixa da serra, apresenta como estrutura principal o bandamento composicional com foliação de micas paralela ou subparalela. A direção preferencial está em torno de NW com mergulhos altos para NE (N25W/80NE – Figura 34).

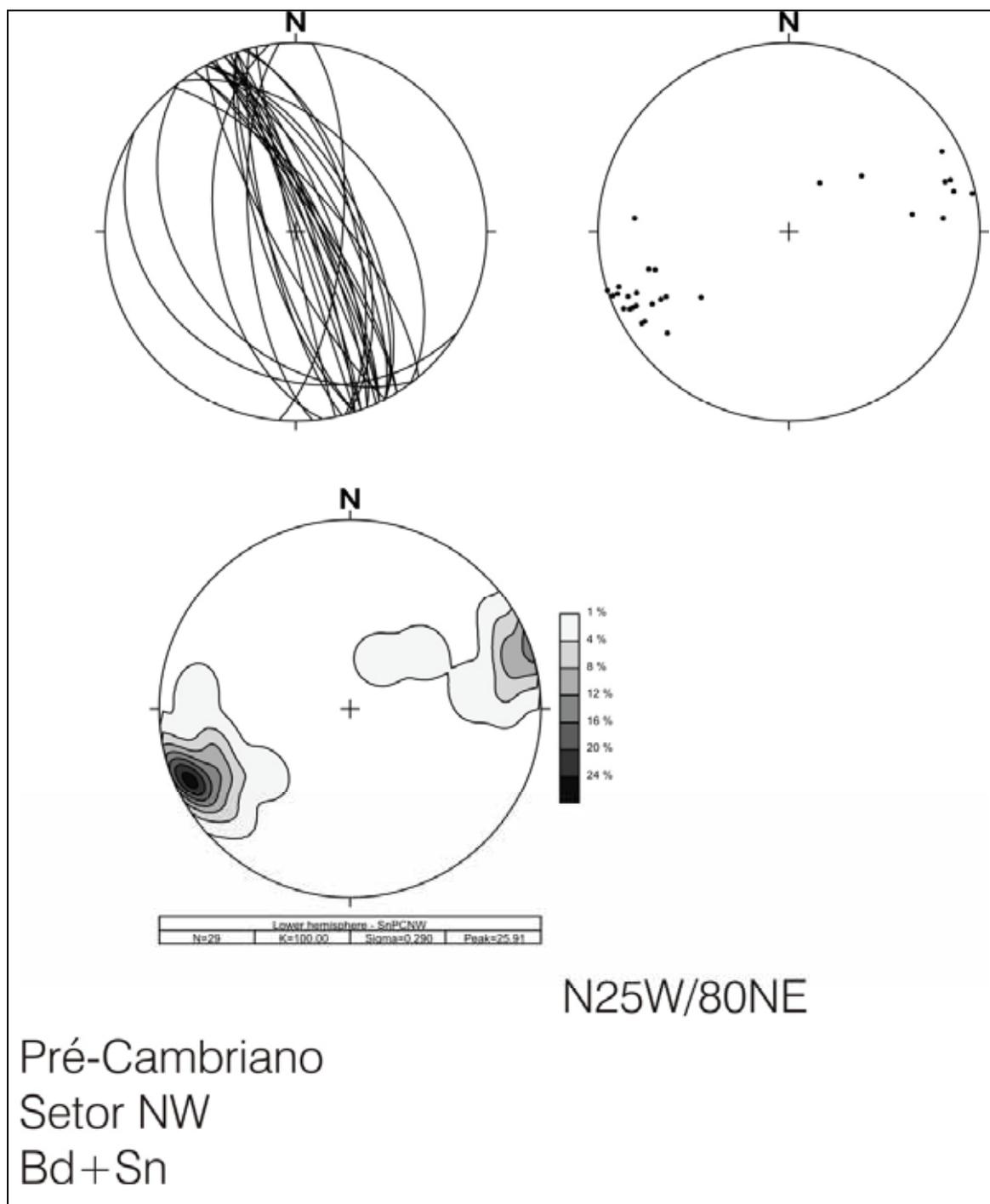


Figura 34: estereogramas do dobramento composicional e foliação do setor NW, serra do Ererê (projeções ciclográficas, pólos e diagrama de frequência em hemisfério inferior).

São comuns dobras do bandamento, com foliação de micas paralelas ao plano axial. São dobras com plano axial vertical (Figura 35a) e eixo subhorizontal (Figura 35b), aproximando-se de dobras normais, fechadas a isoclinais, com charneira mais espessa que os flancos e orientados em torno de N25W (Figura 36).

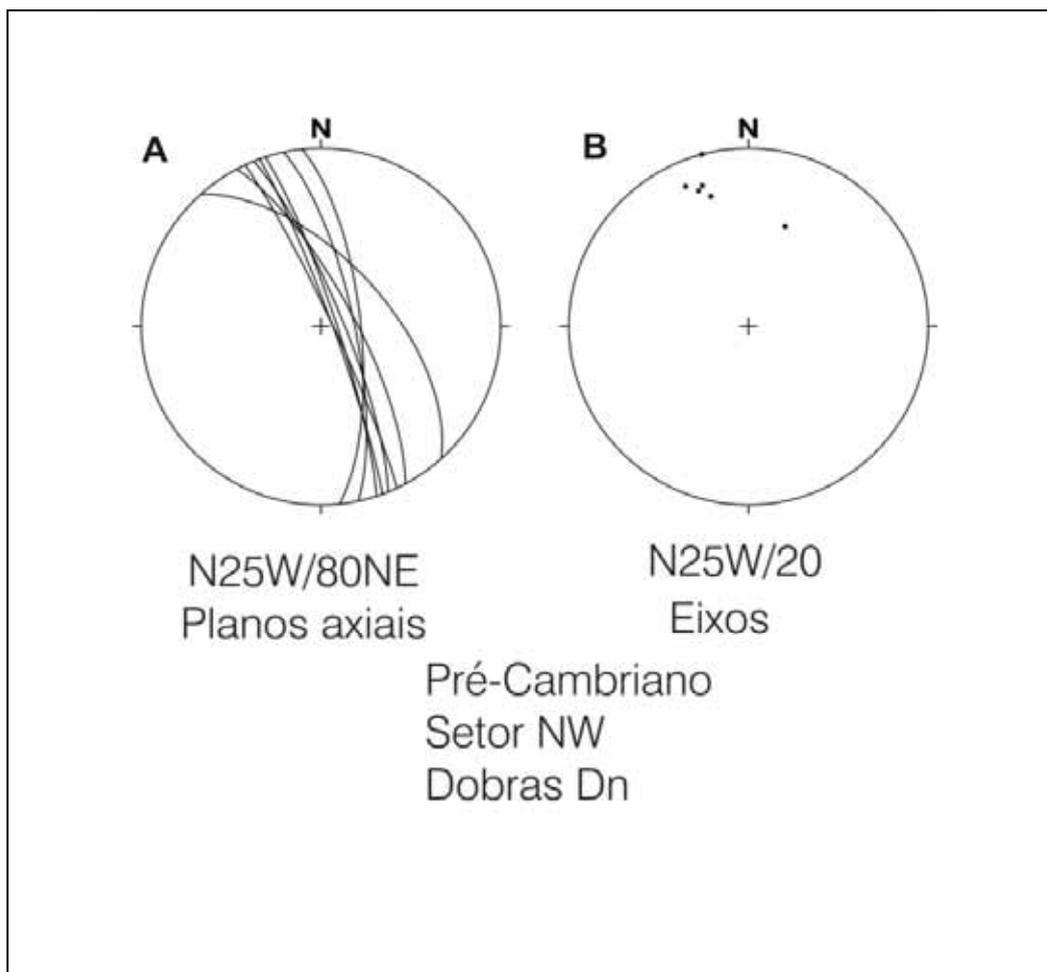


Figura 35: a) Estereograma de projeção ciclográfica de planos axiais de dobras do bandamento composicional do setor NW da área. b) Estereograma dos eixos das dobras acima (projeção no hemisfério inferior).

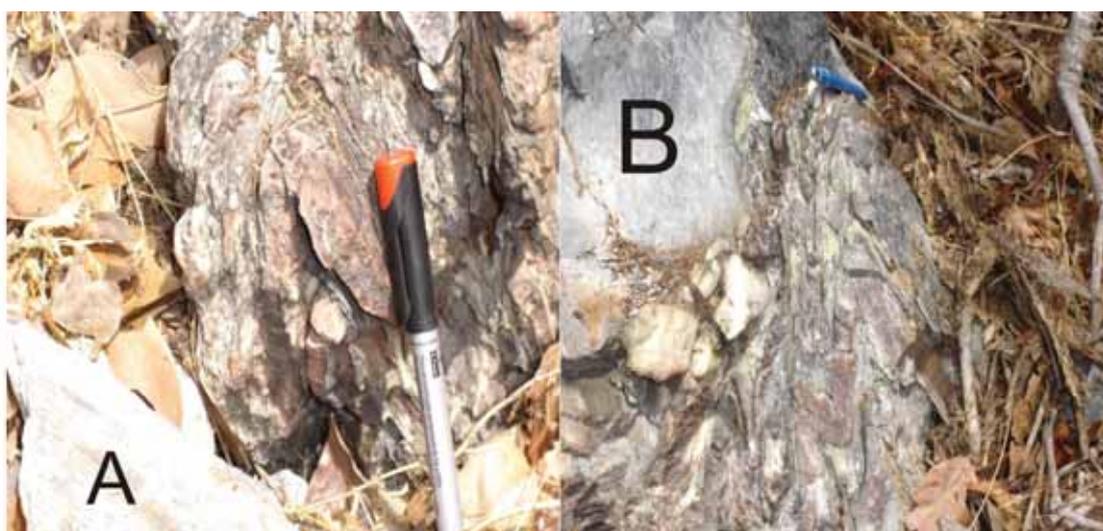


Figura 36: dobras do bandamento composicional aproximando-se de dobras normais, fechadas a isoclinais.

A borda leste da serra do Ererê parece definir o flanco de uma estrutura antiformal deste conjunto de dobras, representando a envoltória do bandamento composicional e, portanto, dos contatos litológicos, com forte mergulho para ENE (em torno de 75 a 80°).

As rochas apresentam forte lineação mineral e de estiramento mineral (Figura 37). A orientação de lineação de estiramento é forte, em torno de N18W/23 (Figura 38D), sendo que a lineação mineral apresenta uma variação maior ao longo dos planos de foliação ou bandamento.



Figura 37: afloramento de quartzito mostrando a lineação mineral.

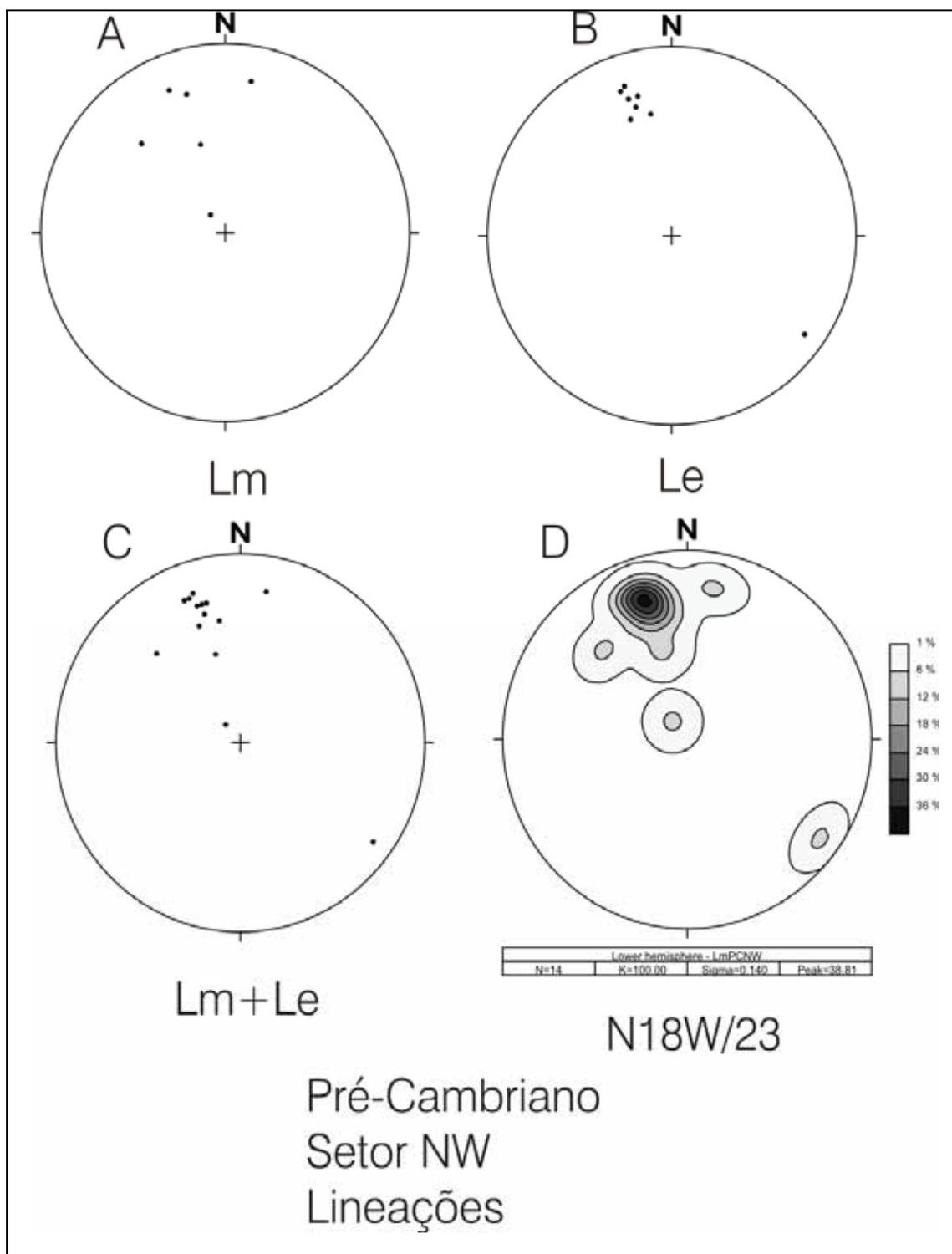


Figura 38: Lineações do setor NW. A) Lineação mineral. B) Lineação de estiramento. C) Lineações mineral e de estiramento. D) Diagrama de frequência das lineações (projeção no hemisfério inferior).

Os quartzitos da serra do Ererê apresentam veios de quartzo, pouco espessos e de extensão métrica, com orientação geral próxima a NS e subverticais (Figura 39D).

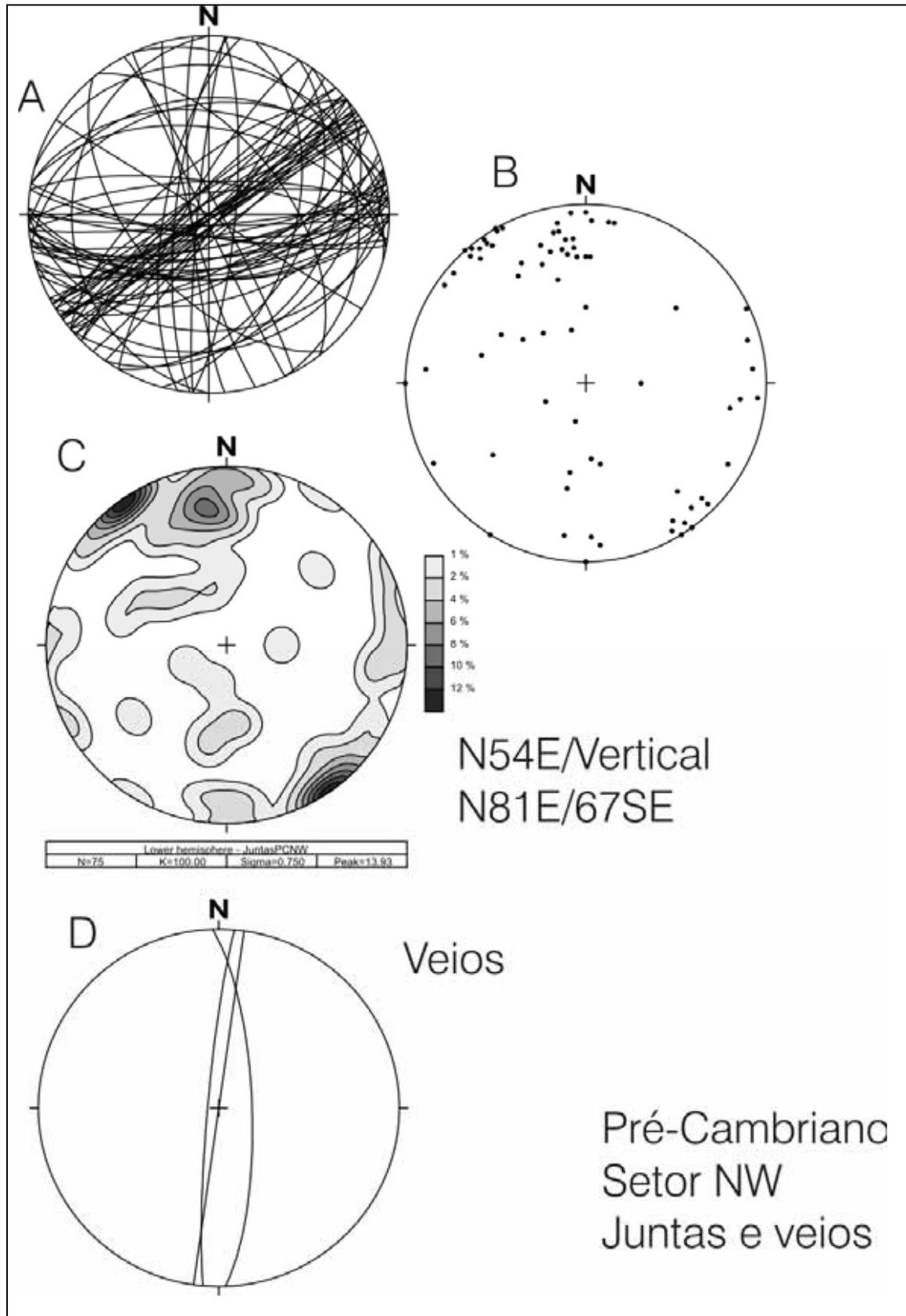


Figura 39: estereograma das juntas do setor NW. A) Projeção ciclográfica. B) Polos. C) Diagrama de frequência. Em D estereograma dos veios de quartzo. (projeção no hemisfério inferior).

O padrão de fraturamento do setor é marcado por três famílias principais, sendo a principal N54E/Vertical (Figuras 39A, 390B e 39C) seguida pela família próxima a EW (N81E/67SE) e por uma família definida próxima a NS, também de alto ângulo de mergulho.

As falhas reconhecidas neste setor são representadas por falhas normais predominantes, falhas inversas e falhas transcorrentes dextrais (Figura 40).

As falhas normais formam dois conjuntos principais, um NNW-SSE e outro NE-SE. As falhas inversas apresentam também dois conjuntos, NNW-SSE e próximo E-W, e as falhas transcorrentes tem orientação próxima a N-S.

A influencia da direção NNW-SSE tanto para as falhas normais quanto falhas inversas indica mais de um pulso de deformação.

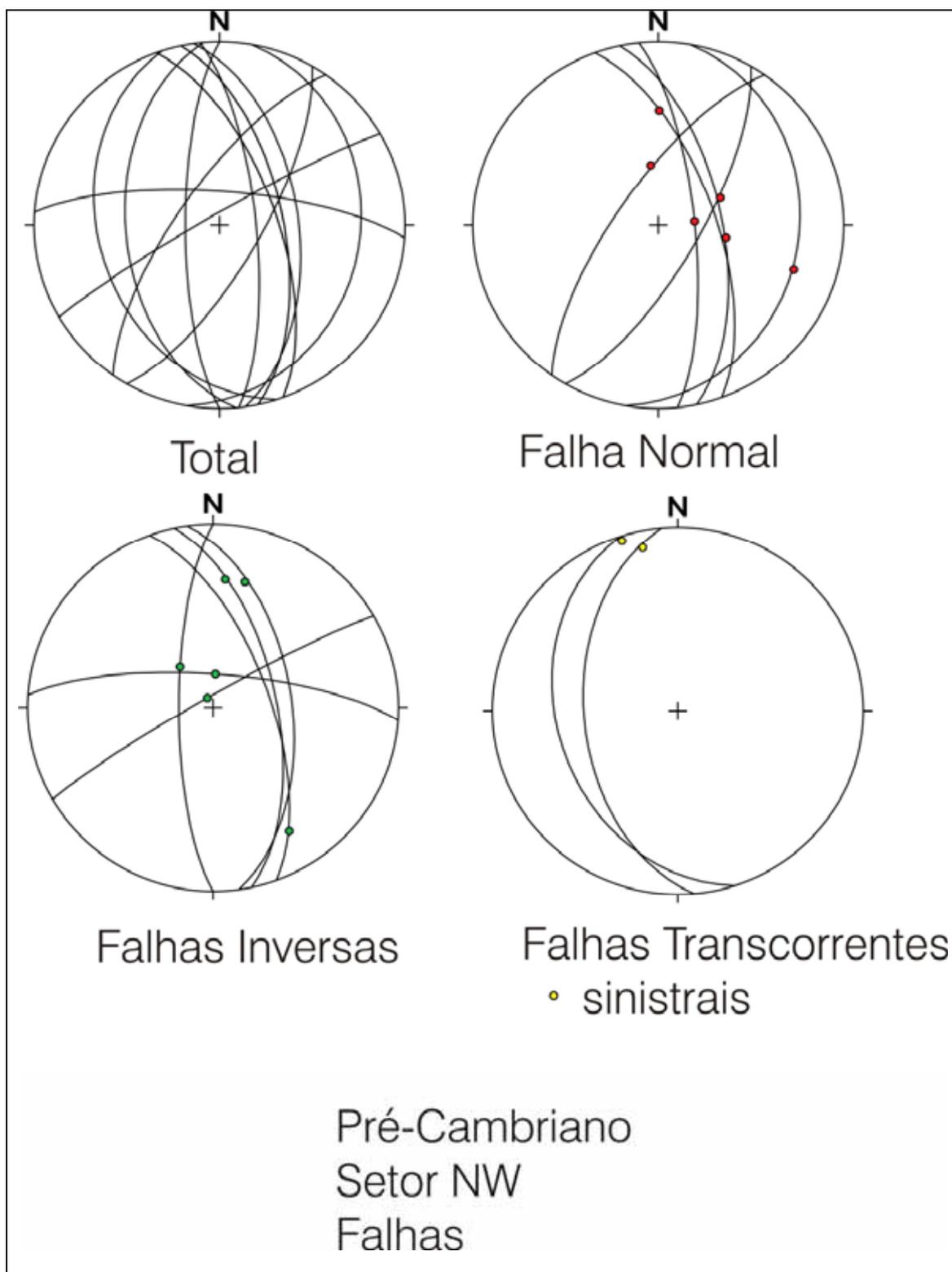


Figura 40: estereogramas de falhas do setor NW – serra do Ererê. (projeção ciclográfica e estrias em hemisfério inferior).

### 7.1.1.2 – Setor SW – próximo a Jaguaruana

O setor SW é marcado por afloramento rasteiros, sem continuidade e isolados (Figura 41). Apesar disto, apresentam marcante padrão de fraturamento que se ajusta muito bem à organização do Baixo rio Jaguaribe e de seus afluentes.

O padrão reconhecido é marcado por duas famílias principais, orientadas em torno de NS/85W e N58E/Vertical (Figura 42). Além destas direções marcarem as anomalias de relevo e de drenagem desta região, a família NE-SW deve ter relacionamento direto com a formação da Bacia Potiguar, pela orientação e pela posição de alinhamento com os traços daquela estrutura, conforme reconhecido na literatura (MCKENZIE, 1978; SÁ, 1984; ALMEIDA & HASUI, 1984; MATOS, 1987; BERTANI et al., 1990).



Figura 41: aspectos do afloramento na planície aluvial do Jaguaribe a NW Jaguaruana.  
A direita detalhe da rocha falhada e com veios.

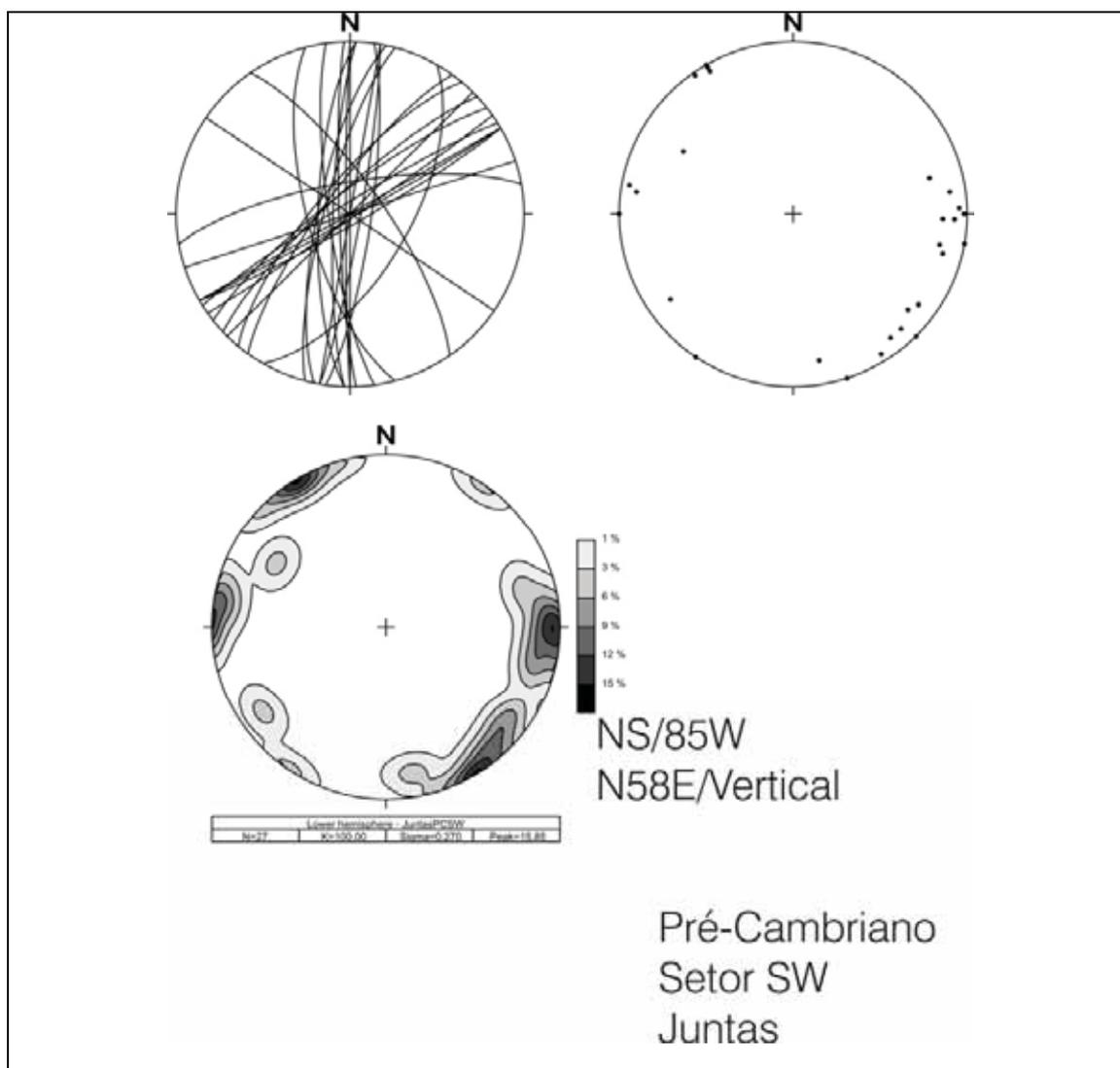


Figura 42: estereogramas das juntas das rochas pré-cambrianas do setor SW da área (Projeção ciclográfica, pólos e diagrama de frequência, no hemisfério inferior).

### 7.1.1.3 – Setor SE – Serra dos Dantas

Os afloramentos do setor SE também são representados por quartzitos, onde a feição marcante é o bandamento composicional acompanhado ou não de uma foliação plano axial de micas (Figura 43). Dois máximos de concentração são reconhecidos com orientação N10E/40NW e N10E/80NW (Figura 44A), formando um padrão que poderia se aproximar de uma guirlanda de distribuição SW. A lineação mineral tem orientação próxima a NS, com baixo ângulo de inclinação (Figura 44B). Semelhante ao setor NW, são reconhecidas também dobras fechadas a isoclinais do bandamento composicional, com foliação de micas paralela ao plano axial (N20E/Vertical – Figura 44C) e eixos de baixo ângulo (Figura 44D). O padrão de dobras do bandamento composicional com foliação

plano axial, minerais horizontais com lineação paralela aos eixos, é comum e muito semelhante nos dois setores principais das rochas metassedimentares aflorantes na área, setor NW e SE.



Figura 43: afloramento de quartzito na base da serra dos Dantas.

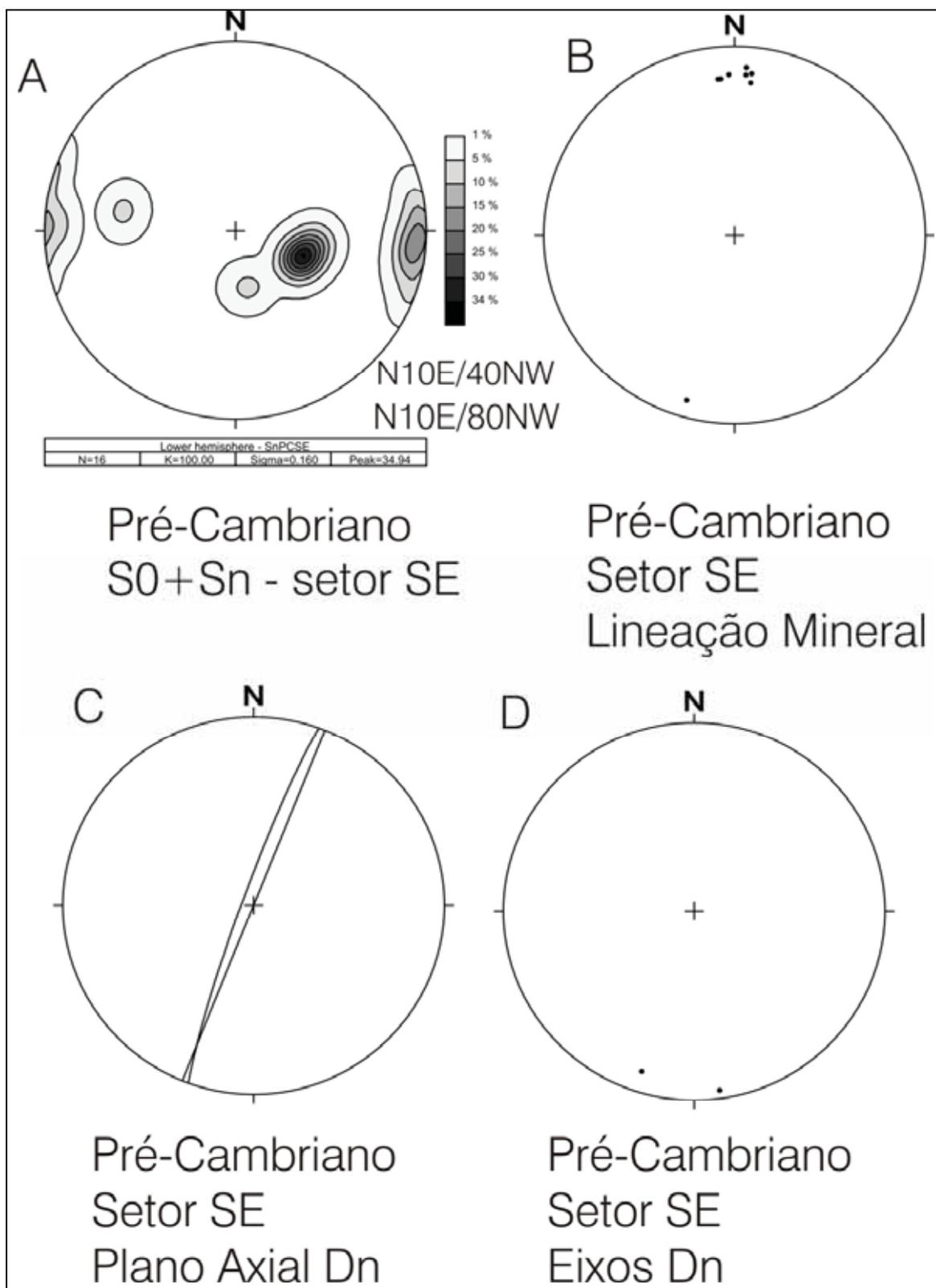


Figura 44: estereogramas do setor SE. A) diagrama de freqüência do bandamento composicional e da foliação plano axial. B) Diagrama da lineação mineral. C) Diagrama dos planos axiais das dobras (projeção ciclográfica). D) Eixos das dobras Dn (projeção no hemisferio inferior).

O padrão de fraturamento reconhecido nas rochas pré-cambrianas deste setor é semelhante ao reconhecido no setor SW. São reconhecidas três famílias principais de juntas, NS/85W, N55E/Vertical e N53W/Vertical (Figura 45), sendo as duas primeiras paralelas aos traços principais da paisagem hidrográfica regional. A família de juntas NW-SE, apesar de poucas medidas, apresenta concordância com os traços principais da região da Itaiçaba, que será representada a seguir.

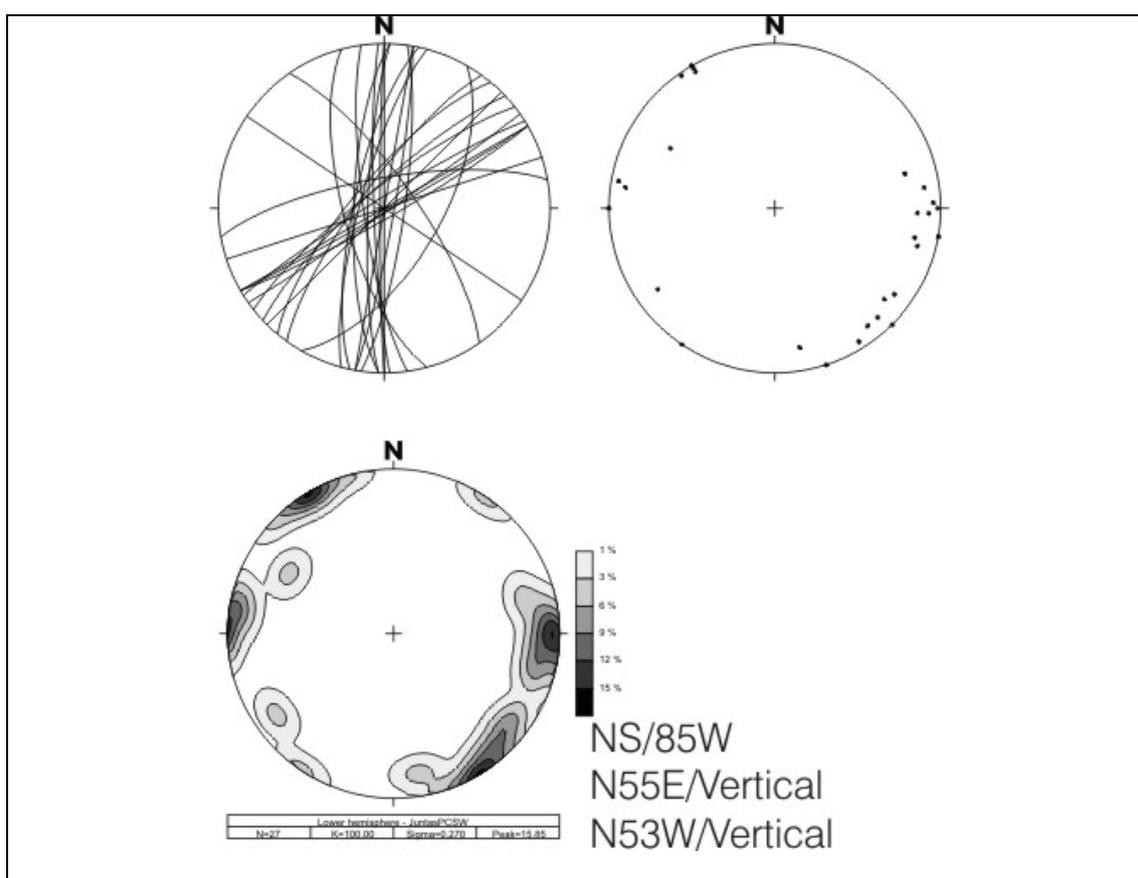


Figura 45: estereogramas das juntas das rochas pré-cambrianas do setor SE. (Projeção ciclográfica, pólos e diagrama de frequência, projeção no hemisfério inferior).

#### 7.1.1.4 – Setor Central – Itaiçaba

Os afloramentos do pré-cambriano na região central da área estudada ocorrem na passagem molhada de Itaiçaba (Figura 46) onde o rio Jaguaribe tem seu leito sobre rochas gnáissicas e migmatíticas fortemente estruturadas por zona de cisalhamento. As rochas mostram variação de intensidade de deformação, sendo possível reconhecer porções que foram de pouco a muito deformadas. Caracteristicamente, a trama deformacional é

assimétrica e sistematicamente aponta para movimentação dextral nas diversas escalas e por diversos indicadores de sentido de cisalhamento.



Figura 46: aspecto do afloramento no leito do rio Jaguaribe em frente à cidade de Itaiçaba apresentando gnaisses e migmatitos fortemente estruturado por zona de cisalhamento.

A caracterização textural do conjunto leva a uma descrição de milonitos, desde protomilonitos até ultramilonitos, sendo o traço principal orientado NW-SE, com mergulho de alto ângulo para NE (Figura 47 e 48). Marcam esta orientação preferencial o bandamento composicional (Figura 49 – N45W/75NE), que é paralelo à foliação de cisalhamento N42W/56NE (Figura 50).



Figura 47: detalhe do bandamento composicional mostrando a foliação milonítica na zona de cisalhamento.



Figura 48: aspecto do bandamento composicional mostrando estrutura sigmóide no alto da foto.

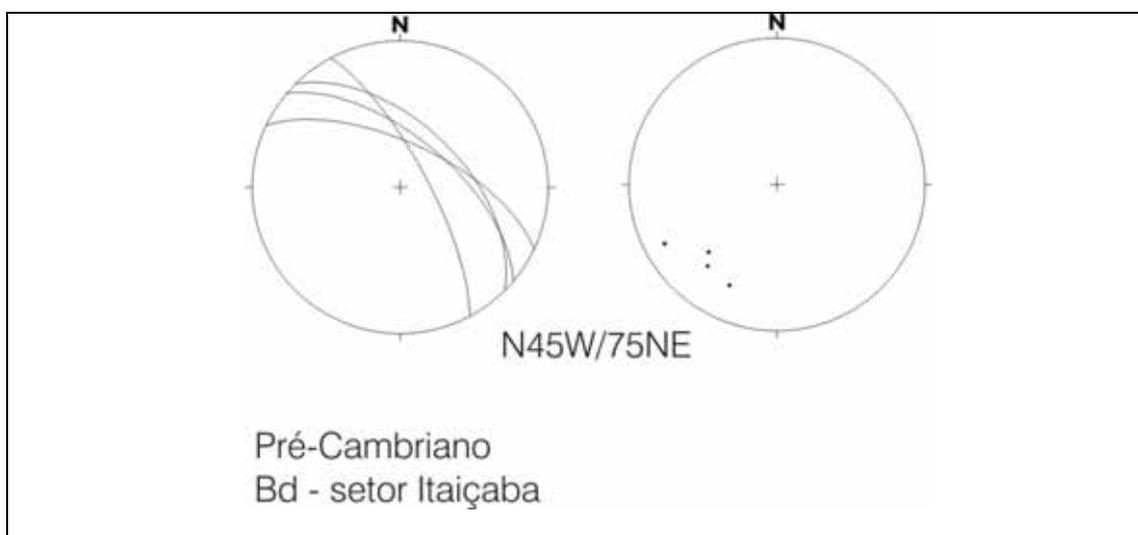


Figura 49: estereogramas de badamento composicional no setor central, na região de Itaiçaba (projeção ciclográfica e pólos no hemisfério inferior).

É reconhecida também com facilidade a trama composta S-C com assimetria dextral bem caracterizada e foliação de achatamento (S) em ângulo em relação ao bandamento e à foliação de cisalhamento (C) (Figura 50). Em direção às zonas mais deformadas (marcadas pela diminuição geral da granulação da rocha) os planos S são mais rotacionados em direção ao paralelismo com C. Assim, a foliação de achatamento (S) apresenta maior variação na orientação preferencial, com máximos de concentração N45SW/58NE (Figura 51 e 52A) nas regiões próximas a C, e N25W/48NE nas regiões menos deformadas ou nos planos axiais das dobras.

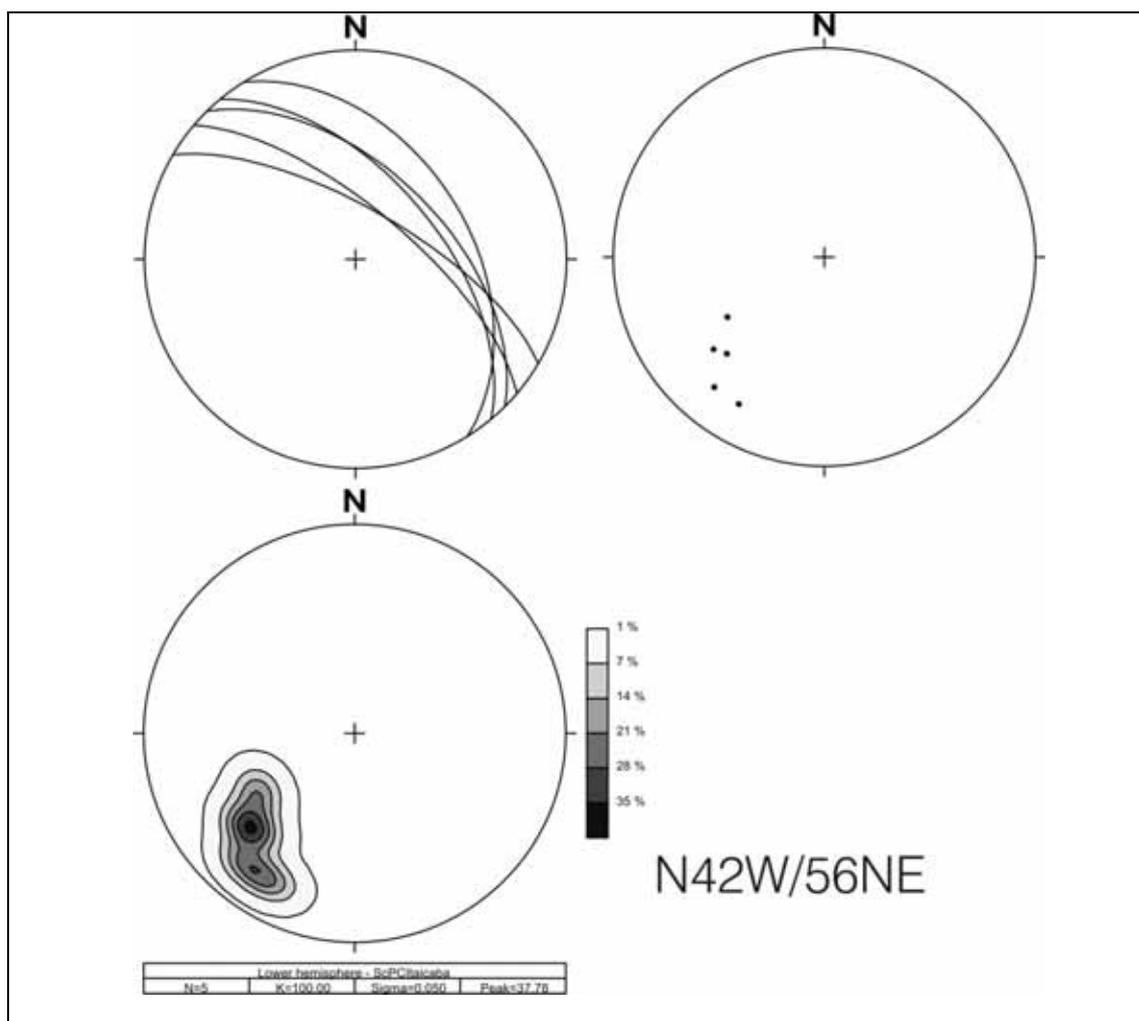


Figura 50: estereogramas da foliação de cisalhamento (C) da trama deformacional composta do setor central, região de Itaiçaba (projeção ciclográfica, pólos e diagramas de frequência no hemisfério inferior).



Figura 51: foliação de achatamento (S) em ângulo com o bandamento e à foliação de cisalhamento (C).

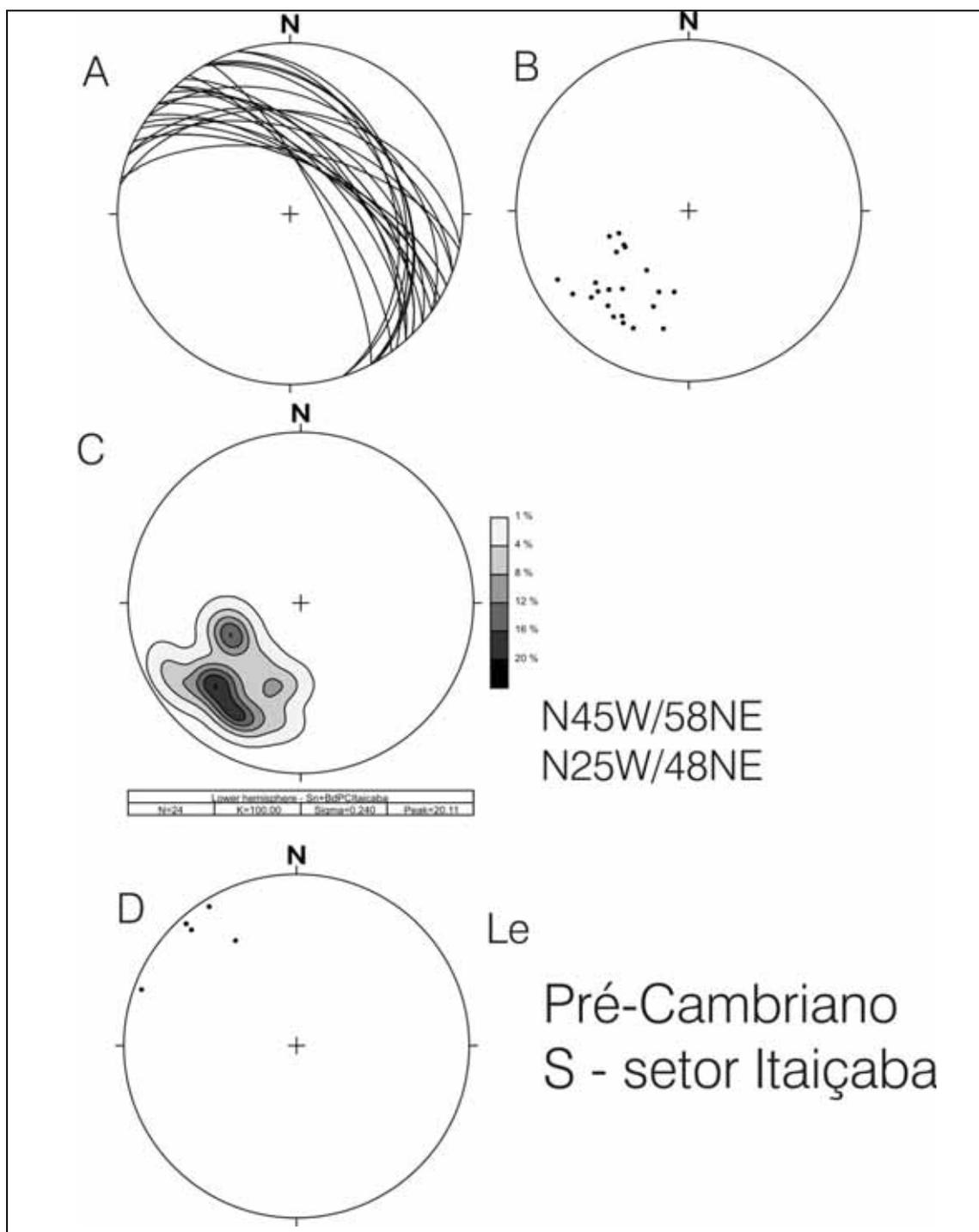


Figura 52: estereogramas de foliação de achatamento (S) da trama composta do setor central, região de Itaipava. A) Projeção ciclográfica; B) Pólos; C) Diagrama de frequência. D) Lineação de estiramento. (Projeção no hemisfério inferior).

A lineação de estiramento (Figura 53) deste setor apresenta orientação próxima a N45W de baixo ângulo de inclinação, apresentando para movimentação transcorrente.



Figura 53: lineação de estiramento na zona de cisalhamento.

As rochas apresentam granulação fina a muito fina, porfiroclástica com cristais arredondados de microclínio rosado, com 2 mm a 5 mm em média (Figura 54 e 55). O bandamento é a feição planar mais marcante, em amostras de mão e afloramentos, marcado pela alternância de bandas escuras com bandas claras, sendo que nas escuras se destacam os porfiroclásticos rosados.



Figura 54: detalhe dos porfiroclastos com cristais arredondados de feldspato do tipo sigma ( $\sigma$ ) e do tipo delta ( $\delta$ ).



Figura 55: porfiroclasto (ao microscópio) de feldspato potássico com franjas de recristalização distorcidas (nicois //) e porfiroclasto, foto anterior, com sombra de deformação ou sombra de pressão lateral ao grão maior, indicando rotação (nicois X).

Em bandas isoladas é possível reconhecer trama deformacional composta, com arranjos de biotita, na forma de cristais agregados fusiformes de cristais micáceos, formando ângulo agudo com o bandamento composicional. O bandamento composicional é marcado por trama de granulação mais fina, com minerais fortemente orientados. O conjunto define trama composta S-C, com assimetria dextral para o conjunto deformacional (Figura 55). Outras amostras mostram dobras do bandamento composicional fechada a isoclinais, similares (indicando deformação por cisalhamento), com foliação de micas paralelas ao plano axial.



Figura 56: trama composta S-C, associada a arranjo de porfiroclastos de feldspato com sombras de deformação e franja de recristalização (nicois //). Arranjo de *mica-fish* de biotita, clorita e muscovita, em agregados fusiforme com orientação paralela a S. Formas sigmoidais marcadas por cordões e lentes de quartzo (nicois X).

Ao microscópio os minerais apresentam as seguintes características:

Quartzo – pequenos cristais de granulação fina, arredondados, límpidos; cordões de quartzo recristalizados (Figura 57); recristalização em sombras de pressão ou de deformação laterais aos

porfiroclastos de feldspato potássico. Os cordões de quartzo são lenticularizados e apresentam orientações paralelas ao bandamento composicional ou sistematicamente oblíquas, na mesma orientação dos planos da foliação (planos S).

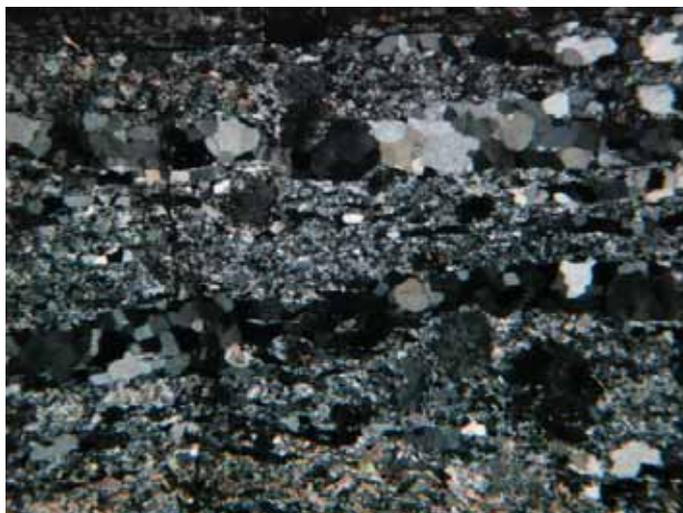


Figura 57: cordões de quartzo recrystalizado paralelo à trama principal (nicois X).

Microclínio – porfiroclastos arredondados a ovalados, com textura de recrystalização nas bordas ou internas, nas franjas de recrystalização assimétricas, ou dispersos na matriz, em pequenos cristais equidimensionais. Dois tipos de porfiroclastos são reconhecidos: tipo  $\sigma$  (sigma), com franjas alongadas no sentido dos planos de cisalhamento (plano C); e tipo  $\delta$  (delta), com distorção das franjas de recrystalização e rotação do sistema porfiroclasto e franja no mesmo sentido da trama deformacional (dextral). Outra feição assimétrica presente na textura das rochas é o arranjo de grãos maiores fraturados e deslocados, com pequena rotação inversa, formando estrutura do tipo dominó (Figura 58), com fraturas preenchidas por quartzo recrystalizado. Além disto, o mineral mostra-se sistematicamente afetado por processos de metamorfismo retrógado.

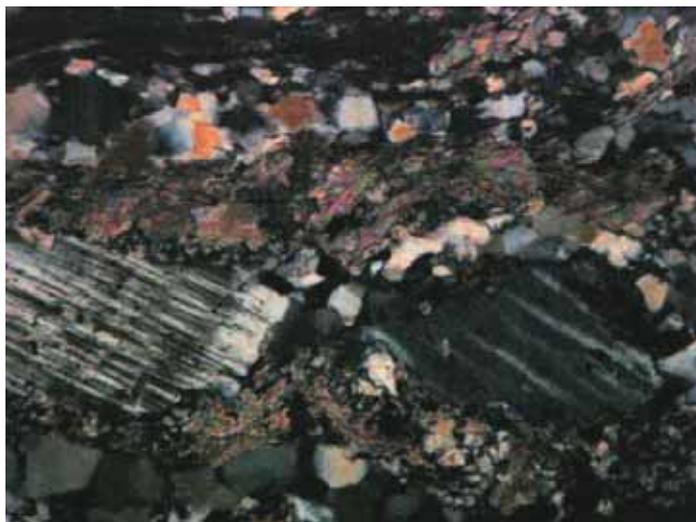


Figura 58: trama assimétrica dextral indicada pelos planos de recristalização do quartzo e de muscovita mais carbonato, acompanhado de plano de deslocamento antitético sinistral em clastos de feldspato potássico, formando arranjo de indicador tipo dominó.

A **saussuritização** é intensa, com formação de **epídoto**, **carbonatos**, **muscovita** e **albita** sobre o feldspato, chegando em alguns segmentos a substituir totalmente o mineral original (Figura 59). São reconhecidos agregados poliminerálicos com os minerais acima finamente granulados, formando massa de saussuritização, mas também são reconhecidos cristais maiores de **muscovita** aproveitando planos de fratura (clivagem?) do feldspato, crescimento de epidoto em agregados fibro-radiados.



Figura 59: porfiroclasto de feldspato saussuritizado, porfiroclasto de biotita fusiforme em arranjo tipo *mica-fish* (nicois //).

**Biotita** – pequenos cristais fortemente orientados em duas posições principais, com cristais menores paralelos ao bandamento composicional e aos planos de cisalhamento, e cristais maiores orientados em ângulos agudos com o bandamento, mostrando uma distorção em direção a estes planos de cisalhamento. Localmente aparecem cristais ou agregados fusiformes com bordas distorcidas para os planos de cisalhamento, constituindo arranjos de *mica-fish* (Figura 60). Apresentam-se na maior parte das lâminas transformadas para **clorita**, com substituição paralela aos planos das micas primárias. A substituição por clorita em algumas das lâminas é intensa, quase que total, coincidindo com a presença de feldspato intensamente saussuritizado. A substituição ao longo dos planos micáceos parece indicar a atuação da foliação como um dos planos favoráveis para a percolação dos fluídos metamórficos no processo de retrometamorfismo.

Nas amostras com estruturas dobradas, as dobras são reconhecidas pelas bandas quartzo feldspáticas e por bandas ricas em biotita, cloritizadas ou não. É notável e bem definida a posição da biotita iso-orientada paralela ao plano axial destas dobras (Figura 60).

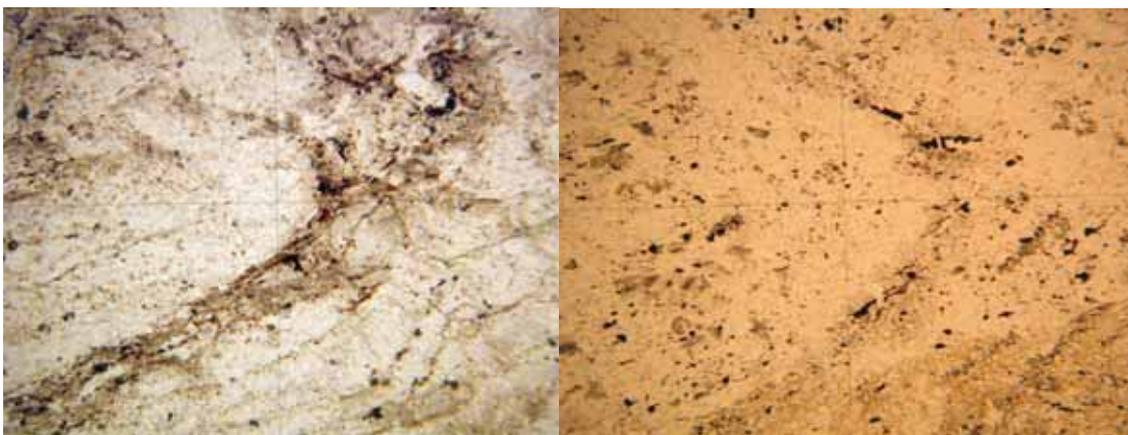


Figura 60: dobras do bandamento composicional, delineado por bandas quartzo-feldspáticas alternadas com bandas biotíticas intensamente cloritizadas. Notar foliação dobrada, com biotita e clorita acompanhando a dobra (nicóis //). Na foto da direita, dobra aberta do bandamento composicional acentuada pela intensa saussuritização, mais intensa nos minerais máficos (nicóis //).

As rochas apresentam uma deformação intensa com formação de textura milonítica, desenvolvida em fácies anfíbolito, indicada pela recristalização do feldspato potássico.

A deformação deve ter atingido também fácies anfíbolito, para formar grande parte da foliação caracterizada pela biotita isorientada.

O retrometamorfismo é intenso, marcado pela saussuritização, epidotização, cloritização. A percolação de fluidos que promoveu o retrometamorfismo deve ter ocorrido aproveitando os planos da foliação, porém sem deformação associada, pois são aproveitados planos de clivagem e de geminação dos feldspatos, planos de foliação e, em algumas amostras, o epidoto chega a crescer formando cristais isométricos fibro-radiados (Figura 61).

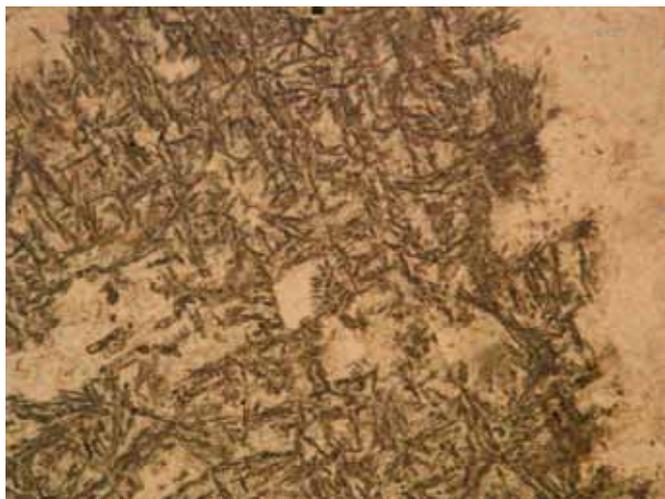


Figura 61: cristais fibro-radiados de epidoto crescido sobre feldspato, indicando passagem de fluidos retrometamórficos com pouca ou nenhuma deformação associada (nicóis //).

As dobras reconhecidas, em sua maioria, são sin-deformação principal, mostrando foliação plano axial bem desenvolvida e paralela aos planos de foliação de achatamento. São abertas a isoclinais, com rotação do plano axial mais acentuadas nas dobras mais fechadas, como era de se esperar numa zona de cisalhamento com deformação progressiva. Exemplos destas feições estão apresentados na Figura 62.



Figura 62: dobras mostrando foliação plano axial bem desenvolvida e paralela ao plano de foliação de achatamento.

mostrando uma seqüência de estruturas de menor para maior deformação. Como detalhe, o entendimento da maior deformação é feito para aquelas com maior rotação do plano axial em relação à foliação de cisalhamento C, em acordo com Hasui & Mito (1991). Os planos axiais têm orientação preferencial N62W/57NE, com eixo de baixo ângulo de inclinação para SSE (Figura 63).

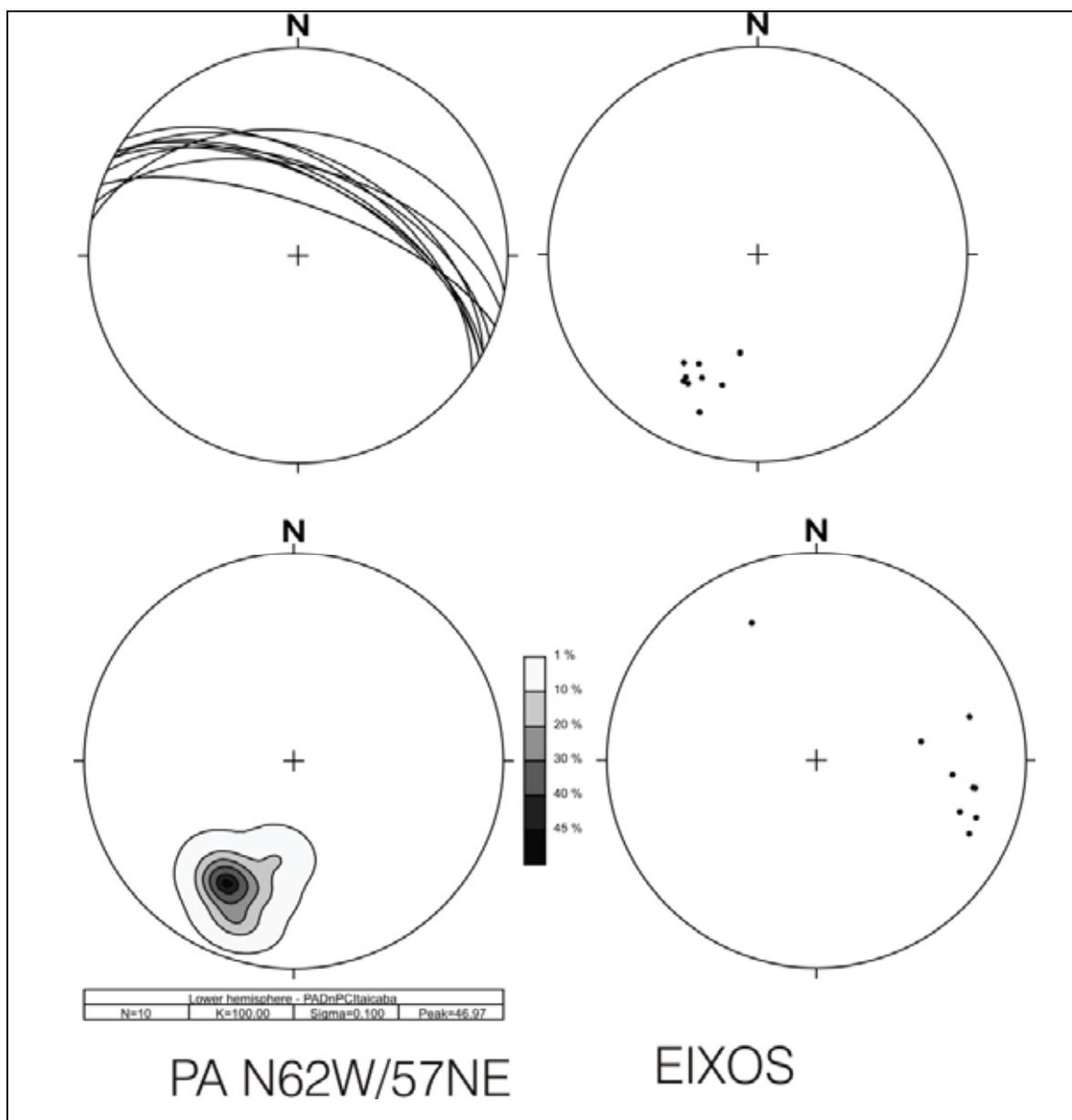


Figura 63: estereograma de planos axiais e eixos de dobras associados à zonas de cisalhamentos (projeção ciclográfica, pólos e diagrama de frequência A a C) e de eixos (D) (projeção no hemisfério inferior).

São reconhecidas também dobras tardias, por deformarem a foliação plano axial, e que são exemplificadas pela Figura 64, com planos axiais empinados orientados NE e eixos inclinados a favor da foliação geral (Figura 65). Também são estruturas esperadas nas zonas de cisalhamento, podendo ser desenvolvidas no processo de deformação progressiva dela própria (zona de cisalhamento).



Figura 64: dobras tardias por deformarem a foliação do plano axial.

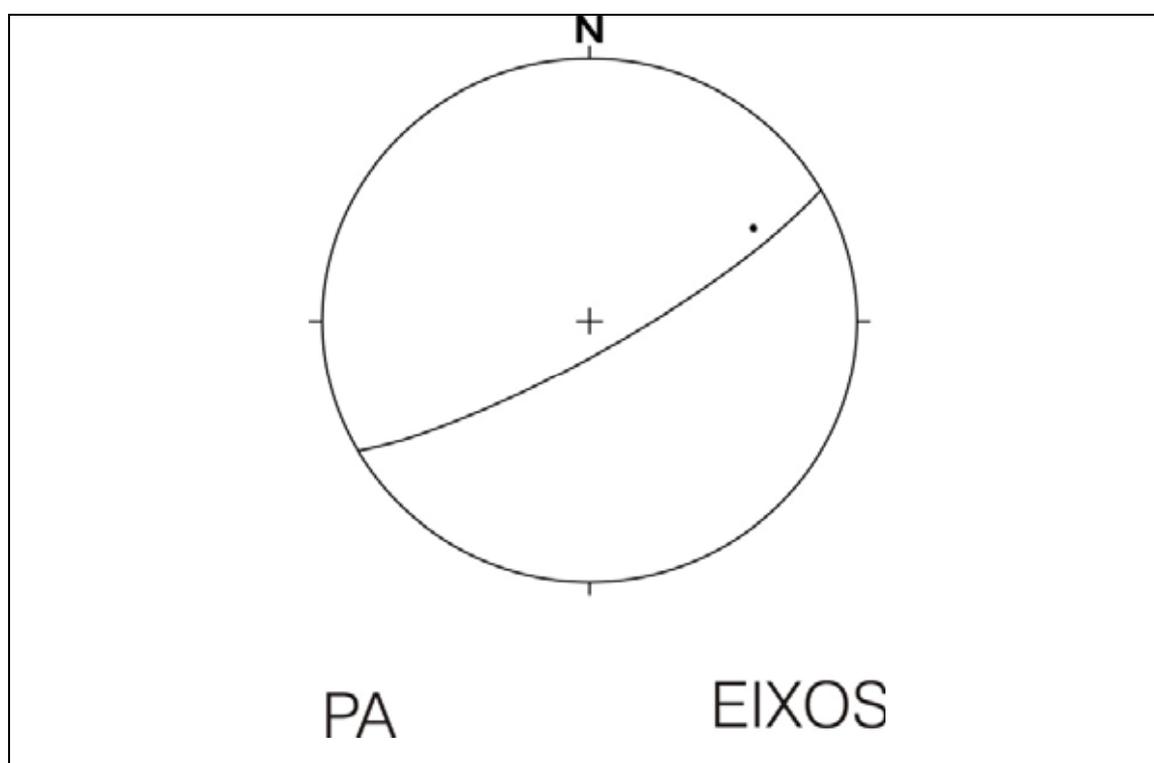


Figura 65: estereograma de plano axial (projeção ciclográfica) e eixo de dobra tardia de foliação na zona de cisalhamento.

Estas dobras estariam associadas a irregularidades no fluxo e caracteristicamente mostram eixo de alto ângulo com a lineação de estiramento.

O padrão de fraturamento desta região é marcado por juntas e falhas. As juntas apresentam uma família principal N43W/45SW. Esta orientação marca fortemente o controle do rio Jaguaribe naquela direção, com traçado retilíneo. Outras duas famílias completam o sistema, com orientação N13E/Vertical e N34E/Vertical (Figura 66).

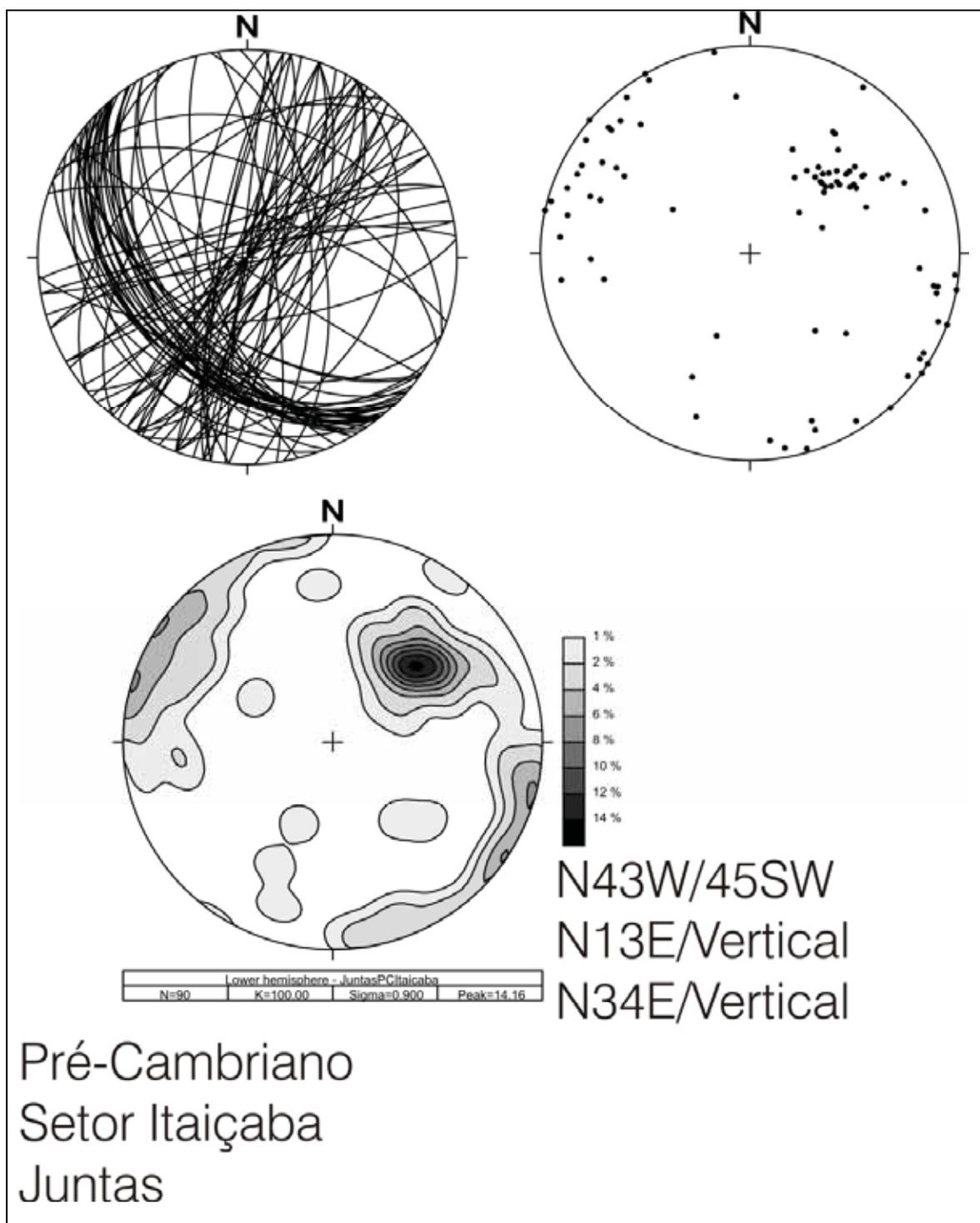


Figura 66: estereograma das juntas do setor central, região de Itaipava. (projeção ciclográfica, pólo e diagrama de freqüência em hemisfério inferior).

Parte das fraturas reconhecidas é representada por falhas, algumas com pequeno rejeito observado (Figura 67), outras reconhecidas pela superfície estriada e pelos ressaltos associados aos planos de falha. Comparecem falhas transcorrentes destrais N10-30E,

subverticais, falhas inversas NW-SE com alto ângulo de mergulho (planos de reativação da foliação milonítica) (Figura 68), falhas normais NNE-SSW, com alto ângulo de mergulho.



Figura 67: falhas normal e inversa com pequenos rejeitos.



Figura 68: falhas com planos de reativação da foliação milonítica.

O padrão de fraturamento geral para as rochas do pré-cambriano é apresentado na Figura 69. São reconhecidas quatro famílias principais, a saber em ordem de importância: N55E/Vertical, N04E/85NW, N40W/45SW e N44W/85SW. Estas direções ajustam-se fortemente aos traços retilíneos do baixo vale do rio Jaguaribe, mostrando a importância do papel das juntas no controle da rede de drenagem, principalmente associadas às rochas do embasamento. Apesar de não formar um agrupamento de destaque na figura 69, a direção EW, com alto mergulho, também comparece e é a estrutura do embasamento que se associa aos traços dos principais afluentes do rio Jaguaribe na área estudada.

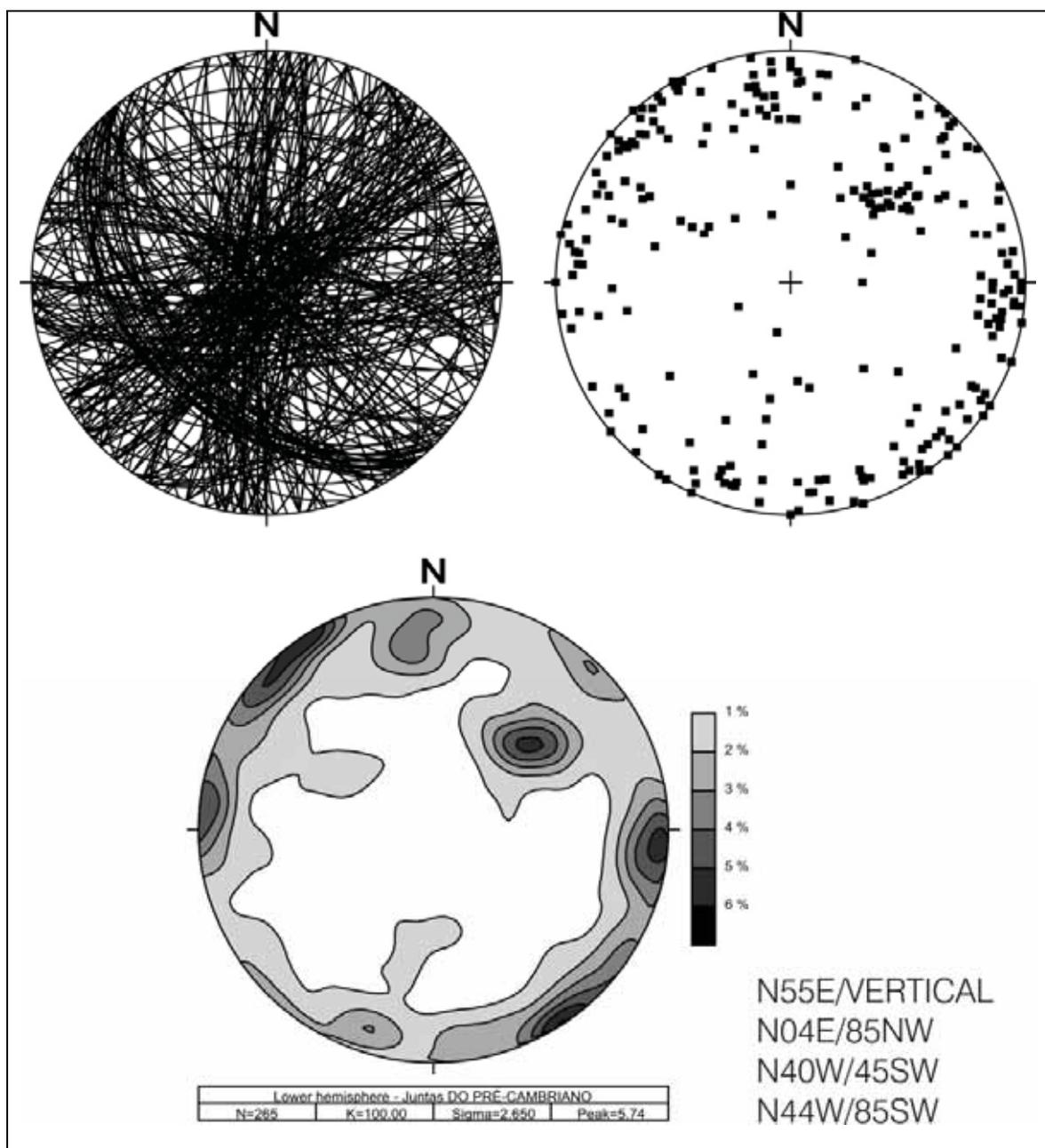


Figura 69: estereogramas do padrão de juntas do embasamento pré-cambriano (projeção ciclográfica, pólos e diagrama de frequência no hemisfério inferior).

### 7.1.2 – Quadro das rochas mesozóicas

As rochas da Formação Jandaíra afloram na porção E da área, ocorrendo no topo da chapada do Apodi, com poucos afloramentos passíveis de estudos estruturais. O acamamento é subhorizontal, sendo possível estudar apenas o padrão de fraturamento. São reconhecidas três famílias principais de juntas (Figura 70), representadas pelas orientações

N05W/87SW, N70E/Vertical e N45W/Vertical. A direção próxima a NS é a feição de destaque, e as outras duas direções também imitam padrão de fraturamento do embasamento aflorante na área.

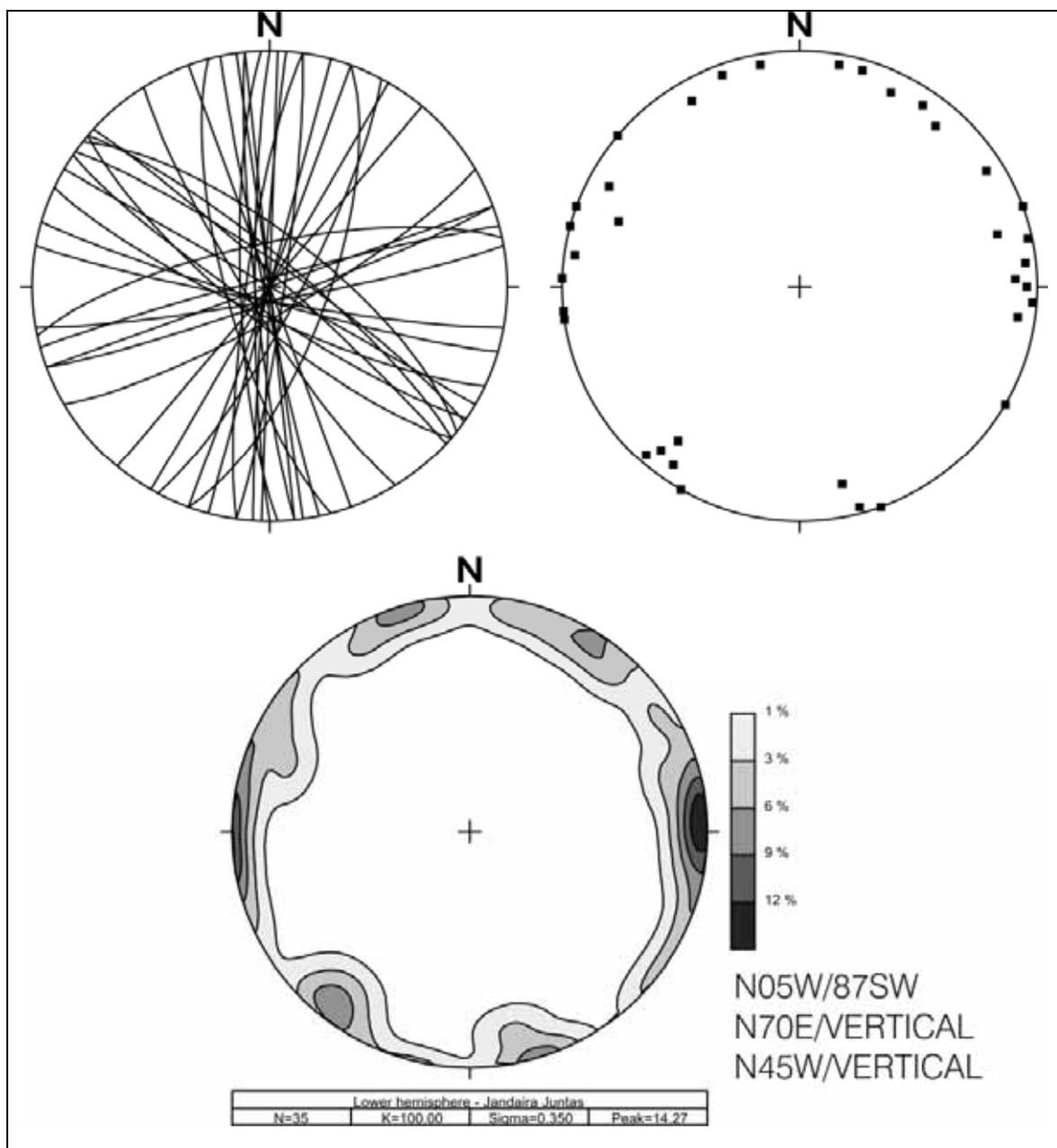


Figura 70: estereogramas das juntas das rochas mesozóicas (projeção ciclográficas, pólos freqüência em hemisfério inferior).

### 7.1.3 – Quadro estrutural das rochas cenozóicas.

O quadro estrutural da Formação Barreiras é marcado pelo reconhecimento do padrão de fraturamento com quatro famílias de juntas (Figura 71), a saber: N86E/Vertical,

N58E/Vertical, NS/Vertical e N48W/Vertical. Este padrão repete orientações das rochas do embasamento pré-cambriano e das rochas mesozóicas.

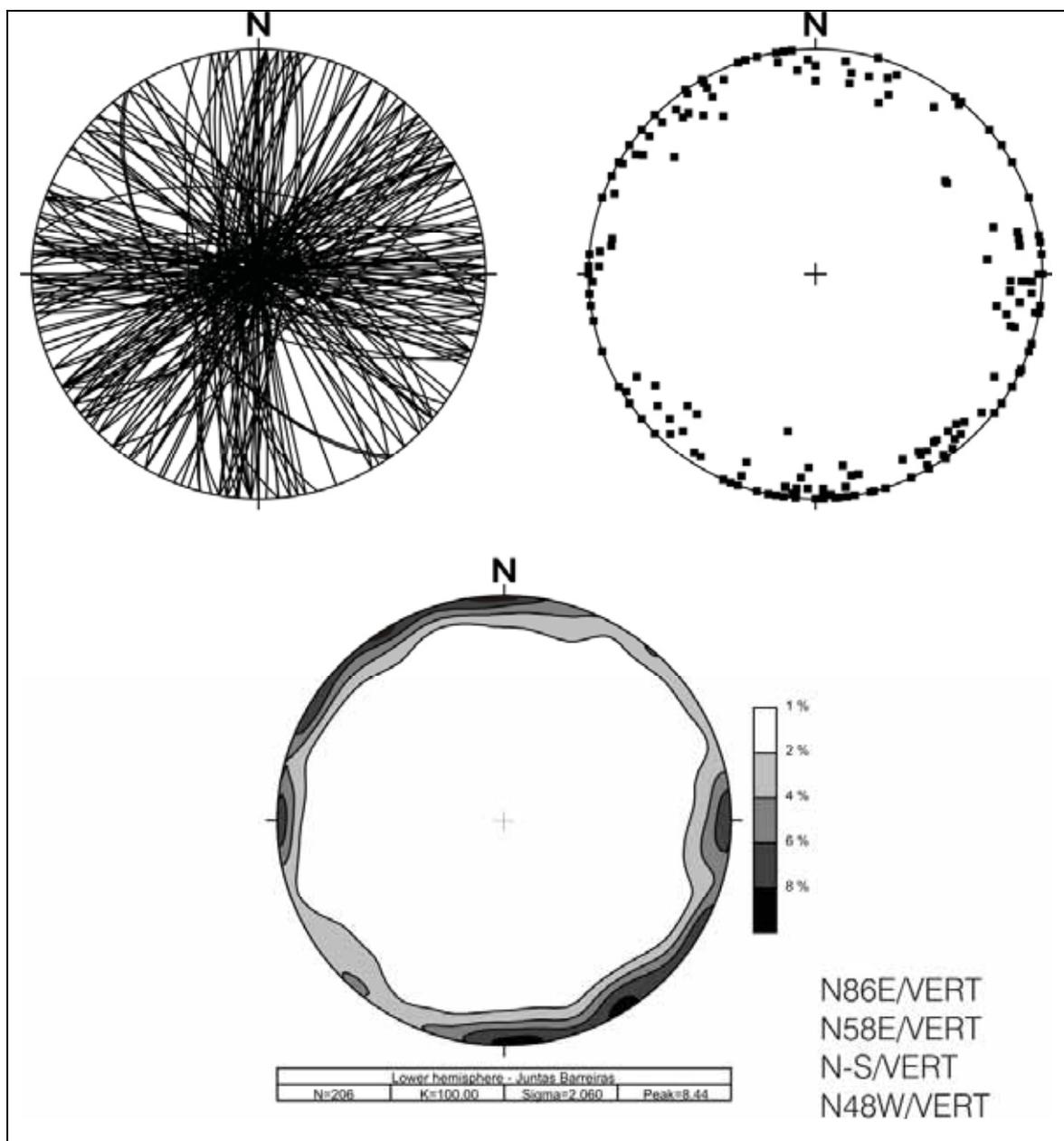


Figura 71: estereogramas de juntas das rochas da Formação Barreiras (projeção ciclográfica, pólos e frequência em hemisfério inferior).

Feições de destaque deste conjunto, no entanto, são as falhas, marcadas principalmente por superfícies estriadas, tendo sido reconhecidas dos tipos normal (em sua maioria), inversas e transcorrentes sinistrais e dextrais.

Entre as falhas normais, predominam as de direção NW-SE seguidas pelas de direção N-S (Figura 72). Os movimentos foram principalmente paralelos ao mergulho, e encontra-se ao longo da direção NE-SW, indicando a principal posição de estiramento durante a deformação. Secundariamente, são reconhecidas estrias com orientação NW-SE, podendo indicar outros pulsos deformacionais (Figura 72B).

Para as falhas inversas (Figura 72C) também são reconhecidas diferentes orientações e movimentos oblíquos, com predomínio de direção de encurtamento WNW-ESSE, até próxima a E-W. Os outros conjuntos de planos, estrias e sentido de movimento apresentam para encurtamento próximo a N-S. Da mesma forma que nas falhas normais, podem indicar mais de um pulso deformacional.

As falhas transcorrentes sinistrais tem praticamente a mesma orientação da única falha transcorrente dextral reconhecida nas rochas da Formação Barreiras, próxima de NNW-SSE, com alto ângulo de mergulho. Apesar do pequeno número de dados, a orientação muito próxima entre planos dextrais e sinistrais aponta também para mais de um pulso deformacional.

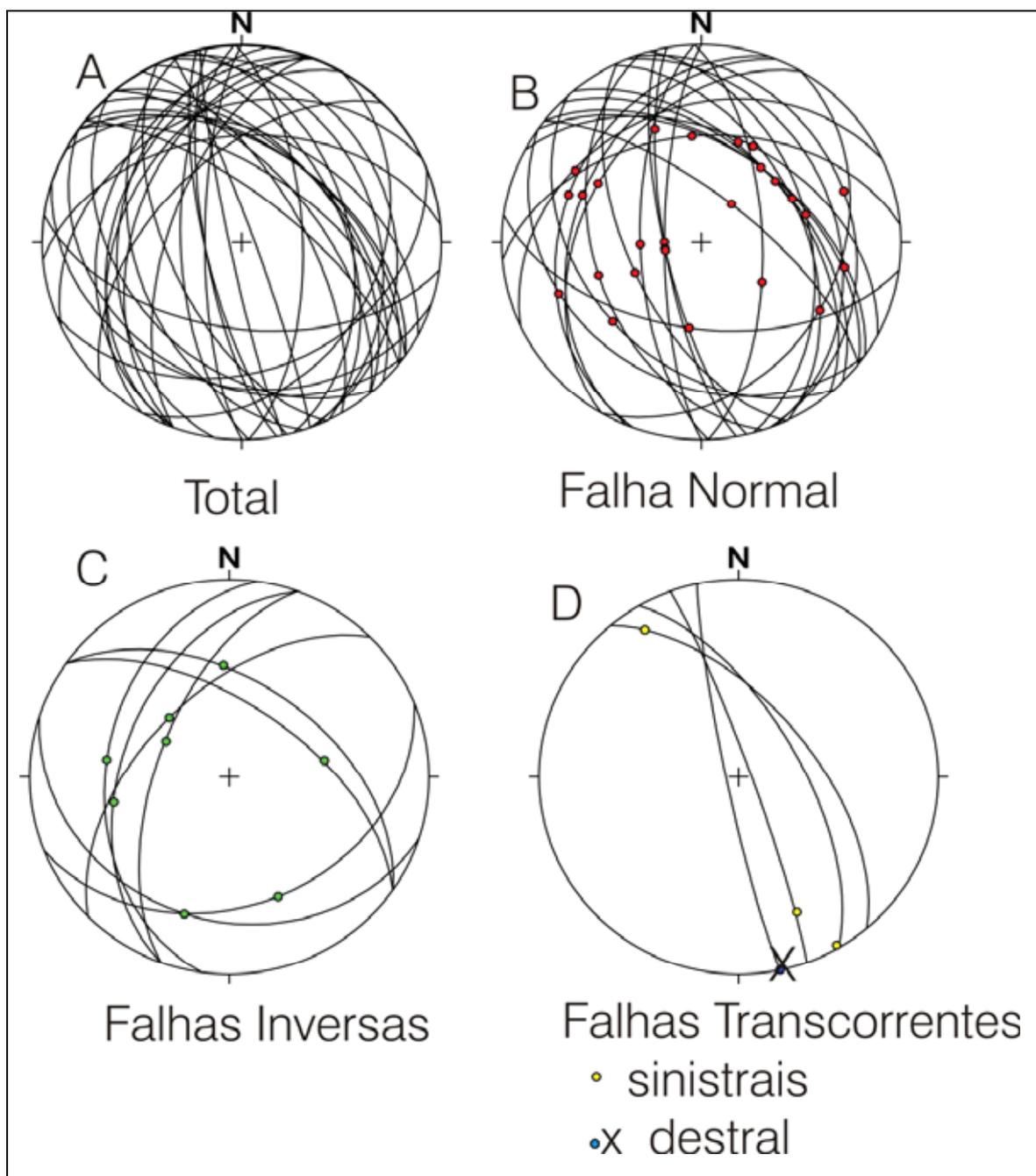


Figura 72: estereogramas dos planos das falhas da formação Barreiras (projeção ciclográfica e estrias em hemisfério inferior).

## 7.2 – Análise de Paleotensões

### 7.2.1 – Métodos e meios

As análises dos campos de tensões enfocaram principalmente as estruturas rúpteis com o objetivo de se determinar a direção das tensões ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$ ) que as originaram e qual o regime tectônico envolvido. As interpretações estruturais dos sistemas rúpteis baseiam-se na relação entre os planos de falhas com suas estrias, sentido de movimento e o elipsóide de tensão.

Os métodos de análise utilizados foram os de ARTHAUD (1969) e o método de Diedros Retos de ANGELIER & MECHLER (1977). Como ambos trabalham com a perspectiva de que os dados estruturais de uma área específica pertençam as deformações impostas pelos mesmos processos tectônicos, as estruturas foram agrupadas conforme o quadro tectônico regional reconhecido, de modo a permitir a sua utilização.

O método ARTHAUD (1969) baseia-se na definição de planos de movimentos em regimes rúpteis. Os planos de movimentos são definidos como sendo os planos que contém as estrias e são perpendiculares às falhas e contém, por definição, pelo menos uma das direções principais de deformação. Define ainda um conjunto de três eixos principais ortogonais entre si, denominados de X (direção principal de alongamento), Y (direção intermediária entre X e Z) e Z (direção principal de encurtamento) e o posicionamento espacial de cada um desses eixos poderia ser determinado pela medida das falhas e das estrias por elas geradas. O mecanismo de deformação poderia ser explicado pelo movimento relativo dos blocos ao longo do plano de falha. As atitudes do plano de falha associadas à sua direção e sentido do movimento são os elementos geométricos importantes para a determinação dos eixos de deformação. O método baseia-se no fato de que todas as falhas ativadas durante o mesmo processo tectônico possuem igual valor e que há um plano virtual, ortogonal a um plano de falha qualquer, que contém a direção das estrias. Os dados estruturais de uma área pertençam às deformações impostas pelos mesmos processos tectônicos.

O método dos Diedros Retos estabelece que as falhas geradas em um mesmo episódio tectônico apresentam movimentação resultante de um estado de tensão uniforme para o volume rochoso considerado. É possível definir então, em escala local, três eixos principais de um episódio tectônico: ortogonais entre si, correspondente à compressão ou tensão máxima ( $\sigma_1$ ), intermediária ( $\sigma_2$ ) e à distensão máxima ou compressão mínima ( $\sigma_3$ ). É

estabelecido também pelo método dos diedros que as estrias presentes em um plano de falha representem componentes do esforço cisalhante gerado sobre esse plano.

O método dos Diedros Retos também permite se determinar as direções principais de esforços a partir de uma população de falhas e respectivas estrias de atrito. Para cada conjunto destas estruturas é construído um plano auxiliar ortogonal ao plano de falha e à estria de atrito. Esse plano auxiliar e o plano de falha definem no espaço quatro diedros retos, dois opostos em extensão e dois outros opostos em compressão, de acordo com o sentido de movimento da falha. Os diedros obtidos para cada par são somados em um diagrama Schmidt-Lambert, sendo as áreas de maior coincidência de diedros compressivos as de maior probabilidade de conter o esforço máximo compressivo e as de maior coincidência de diedros extensionais as de maior probabilidade de conter o esforço máximo distensivo.

Para as análises dos campos de paleotensões foram utilizados os programas Trade (Campanha et al. 1996), que pode ser usado para a confecção de diagramas de Schmidt e para análise do campo de tensões segundo os métodos de Arthaud e dos Diedros Retos. Os resultados obtidos com o uso do TRADE possuem baixa qualidade prática, porém a construção dos eixos apresenta boa consistência nos diagramas apresentados adiante.

As interpretações estruturais dos sistemas rúpteis baseiam-se na relação entre os planos de falhas e o elipsóide de tensão. Este modelo assume que a orientação do elipsóide não muda com a profundidade e que o campo de tensão, em profundidade rasa, é uniforme para grandes áreas. Porém, sabe-se que em algumas regiões podem apresentar sistemas de tensão não uniforme através do tempo e do espaço. Deve ser considerado que o regime de tensão é visto tanto em termos regionais, correspondendo ao regime da dinâmica das placas, como locais, que admite a redistribuição das tensões em função das anisotropias, descontinuidades ou heterogeneidades dos maciços rochosos e da superfície do terreno.

Para a análise dos campos de tensões, o reconhecimento das estruturas rúpteis no campo é uma etapa importante nos estudos neotectônicos, embasados nas observações de estruturas geológicas e seu reconhecimento nos afloramentos rochosos.

Os conjuntos de planos de falhas e juntas caracterizam as descontinuidades estruturais observadas. A análise destes dados subsidia a elaboração do modelo tectônico vigente na área. Os dados foram analisados levando-se em conta os domínios morfoestruturais da região estudada, separados nas unidades geológicas principais: o embasamento cristalino, a Bacia Potiguar e os sedimentos da Formação Barreiras.

## 7.2.2 - Análise de eixos de paleotensões

O quadro estrutural reconhecido para a área permite uma avaliação das orientações dos eixos principais de paleotensões que atuaram nas diferentes etapas evolutivas, estabelecidos a partir dos planos de cisalhamento principais. Para os casos das rochas pré-cambrianas, foram considerados os planos de cisalhamento, a lineação de estiramento e os indicadores de sentido de cisalhamento. Para as falhas, foram considerados as orientações de seus planos estriados, das estrias e o sentido de movimento reconhecido.

### 7.2.2.1 - Zona de Cisalhamento

Para as rochas da região de Itaiçaba, deformadas por zona de cisalhamento dextral, foi realizada tentativamente uma análise dos eixos de paleotensão, pois os traços desta zona de cisalhamento têm orientação muito diferente do quadro regional, desenhado pelos Terrenos Jaguaribeanos, com orientação principal NE-SW. Nesta zona de cisalhamento, aflorante em Itaiçaba, a foliação de cisalhamento está orientada em N42W/56NE (Figura 50), com lineações de estiramento N312/10 (Figura 52), com muitos indicadores de sentido de cisalhamento dextral, conforme descrito em item anterior.

O resultado, apresentado na Figura 73, é de um eixo compressivo aproximadamente NS, com eixo intermediário de alta inclinação para E e eixo mínimo de baixa inclinação para W. Esta construção aponta para projeção de  $SH_{MAX}$  próximo a NS e  $SH_{MIN}$  próximo a EW. Este arranjo é incompatível com o quadro das zonas de cisalhamento dextrais dos Terrenos Jaguaribeanos, considerando seus traços gerais e os traços das principais zonas de cisalhamento nele contidas (Senador Pompeu, Portalegre, Orós Oeste, Figura 21). Considera-se também pouco provável que houve um novo tempo de formação de tectônica de cisalhamento, ou que tenha ocorrido uma reorientação dos esforços regionais para a formação localizada desta zona de cisalhamento em Itaiçaba.

Desta forma, parece mais apropriado associar o desenvolvimento desta zona de cisalhamento ao quadro de planos principais de deformação em zonas de cisalhamento simples de RIEDEL (Figura 74). Sendo então este plano correspondente aos traços X em um sistema transcorrente dextral, considerando a direção da Zona de Cisalhamento de Jaguaribe e dos Terrenos Jaguaribeanos como os traços principais do sistema, paralelos aos limites da zona de cisalhamento e aos traços Y (=D).

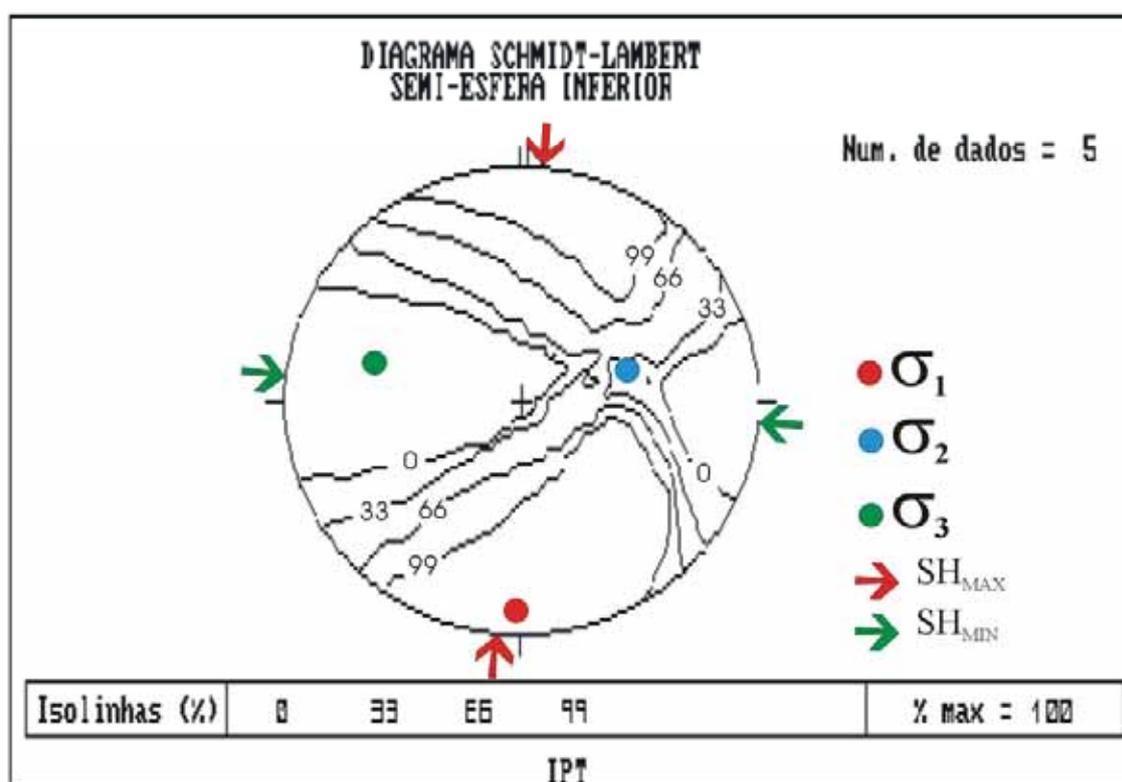
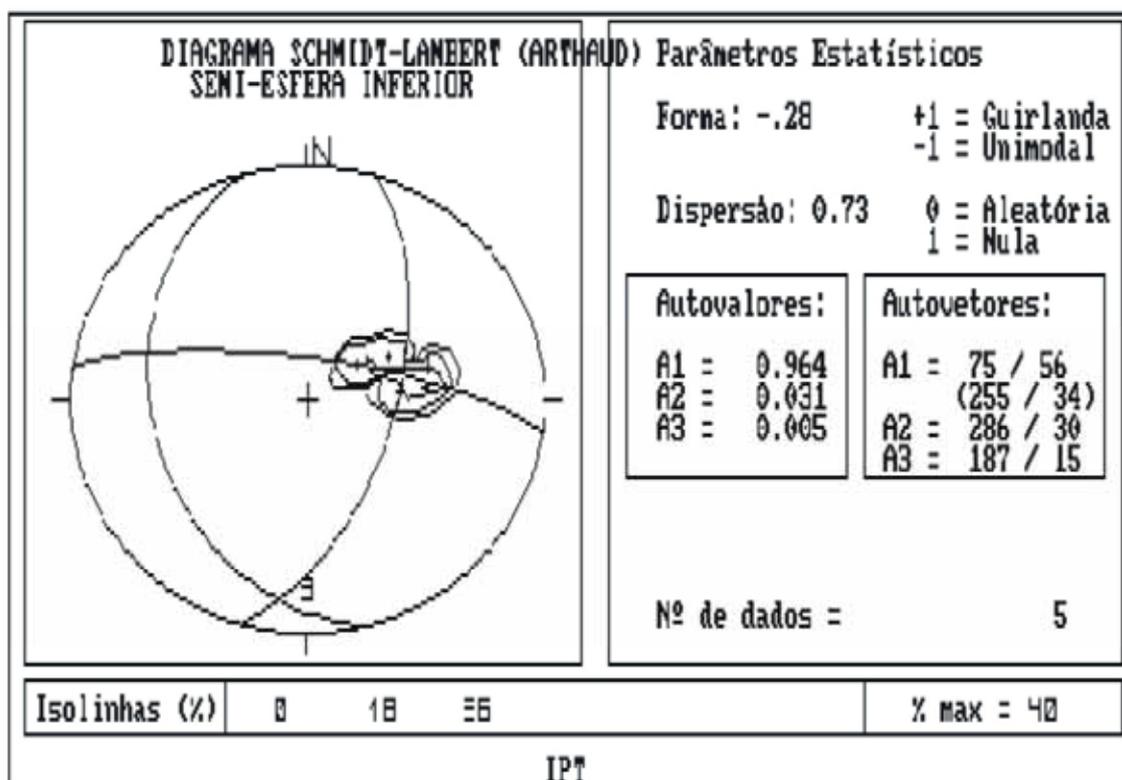


Figura 73: - Diagramas de análise de eixos de paleotensões para as rochas da Zona de Cisalhamento de Itaiçaba (Método Arthaud, Método de Angelier).

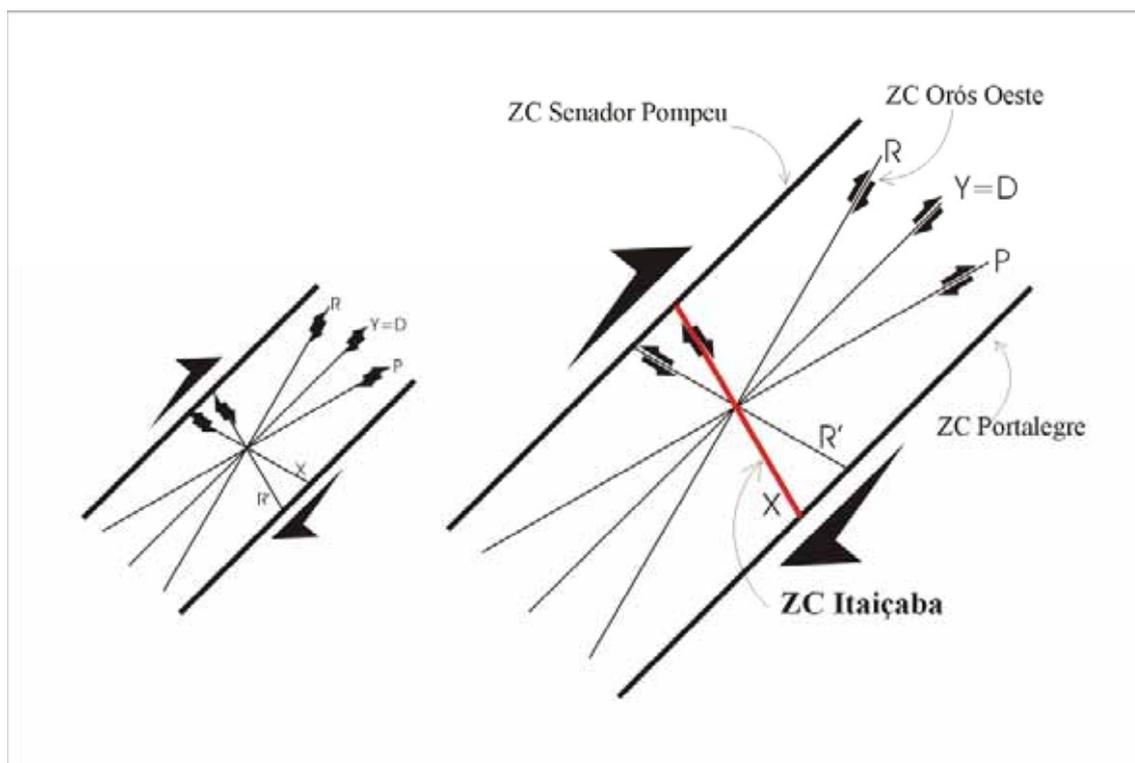


Figura 74: - Aplicação do modelo de fraturas de cisalhamento de RIEDEL (adaptado de HASUI & COSTA 1988) para as estruturas associadas aos Terrenos Jaguaribeanos e para a Zona de Cisalhamento de Itaiçaba.

### 7.2.2.3 . Falhas dos terrenos pré-cambrianos

A aplicação de análise de eixos de paleotensão realizada para a população de falhas reconhecidas nos terrenos pré-cambrianos não foi satisfatória. Devido à grande quantidade de dados inconsistentes, os diagramas não são construídos, pois as informações são anuladas por planos, estrias e movimentos antagônicos. Isto é devido à superposição de eventos, com pulsos deformacionais com diferentes orientações manifestando-se sobre terrenos previamente fraturados, promovendo a ativação ora com um tipo de movimento, ora com outro tipo de movimento. Assim, foram reconhecidas falhas normais e falhas inversas com mesmas orientações, ou mesmo falhas transcorrentes dextrais e sinistrais com orientações muito próximas entre si. Este fato deve ser decorrente da história evolutiva desta região, com possível desenvolvimento de falhas e fraturas ao final da consolidação das rochas, ao longo da implantação da Bacia do Parnaíba, ou ainda do processo de ruptura continental e estabelecimento das bacias costeiras e interiores, a partir do Mesozóico.

Desta forma, foram realizadas várias tentativas de agrupamento, e apenas uma delas foi consistente, aparentemente ajustada a este evento mesozóico. Foram agrupadas

falhas transcorrentes dextrais NNE-SSW, falhas inversas (de movimentação oblíqua preferencialmente) NNW-SSE, e falhas normais NE-SW, e o quadro de eixos de paleotensão aponta para eixo compressivo orientado entre NE e ENE, e projeção de  $SH_{MIN}$  para NW-SE (Figura 75). Este arranjo de paleotensões é compatível com o processo de formação da Bacia Potiguar (SOUZA, 1982; MATOS, 1987; BERTANI et al., 1990), associado à reativação de planos de cisalhamento do embasamento cristalino neste evento e à formação de sistemas de falhas normais condicionando a formação da bacia.

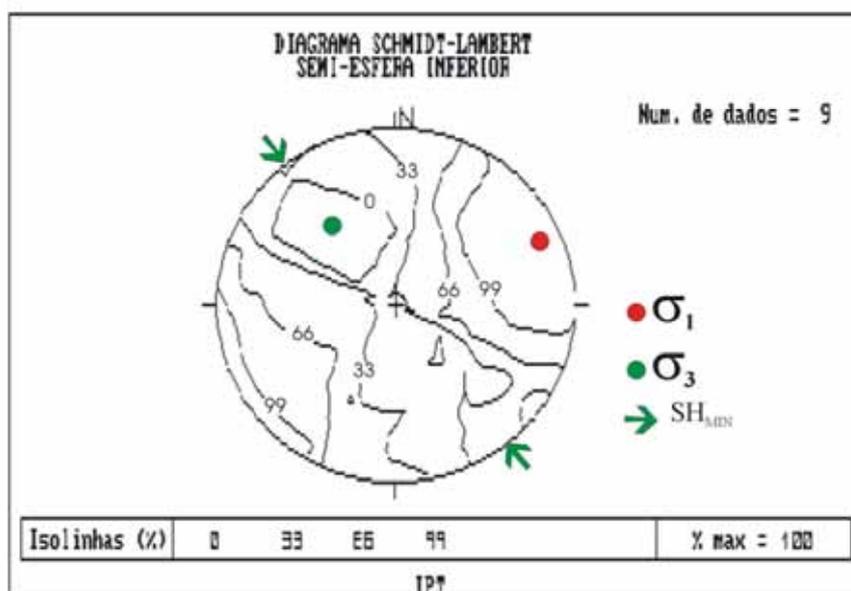
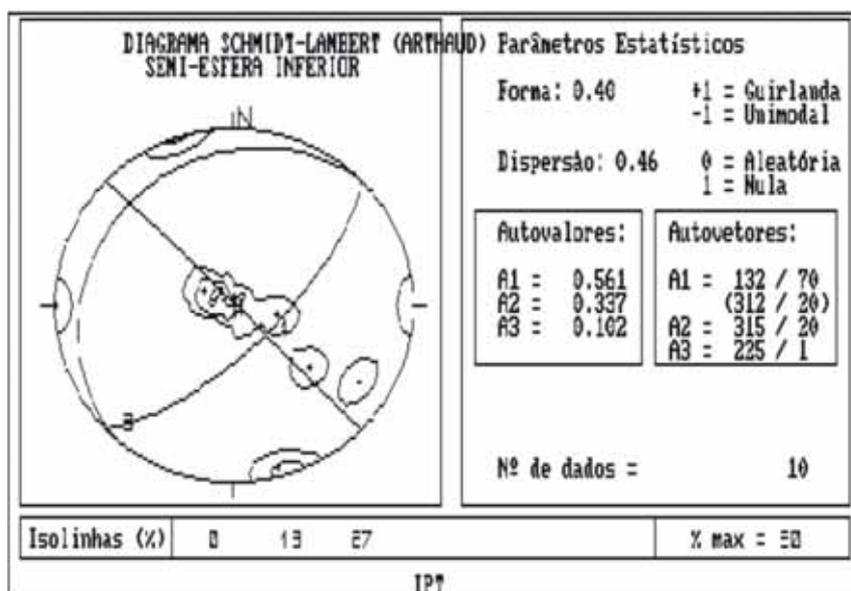


Figura 75: diagramas de análise de paleotensões para falhas do embasamento pré-cambriano da área estudada (Método de Arthaud, Método dos Diedros Retos).

A reativação de planos do embasamento a partir destas orientações é reconhecida no afloramento de Itaiçaba, com vários planos da foliação milonítica (ou foliação C da zona de cisalhamento) sendo reativados, desenvolvendo estrias e degraus de superfícies de falhas inversas (Figura 68).

#### **7.2.2.4. Falhas na Formação Barreiras**

O quadro principal de falhas reconhecidas nas rochas da Formação Barreiras é representado por falhas normais, cuja cinemática pode ser ajustada a dois conjuntos, com base nas características reconhecidas e no quadro cinemático e evolutivo regional reconhecido anteriormente. O primeiro deles se ajusta a um evento distensivo aproximadamente EW, e o segundo a um quadro distensivo NE-SW. Não foram observadas superposições de estruturas entre seus traços e esta conotação de cronologia relativa é suportada pelos dados da região de Ponta Grossa, nas proximidades de Icapuí (SOUSA et al. 1999; SOUSA et al. 2000). Segundo estes autores, as falhas com orientação próxima a NS e associadas a processo distensivo EW seriam sin- a pós- deposicionais à Fm Barreiras.

Na área aqui estudada, as falhas que caracterizam este conjunto são falhas normais orientadas próximas a NS, mas também com ampla variação de direção, mas que apresentam estrias de movimentos próximos a E-W, falhas inversas com estrias próximas a N-S e falhas transcorrentes sinistrais NNW – SSE a NW-SE. A análise deste conjunto de falhas resulta nos diagramas da Figura 76, com eixo mínimo de paleotensão ( $\sigma_3$ ) orientado WNW-ESE, subhorizontal, e projeção de  $SH_{MAX}$  em NNE-SSW. Como são reconhecidas falhas transcorrentes e falhas inversas que podem estar associadas ao quadro, a posição do eixo principal máximo de tensão aparece inclinada para NNE, porém parece predominar o quadro distensivo.

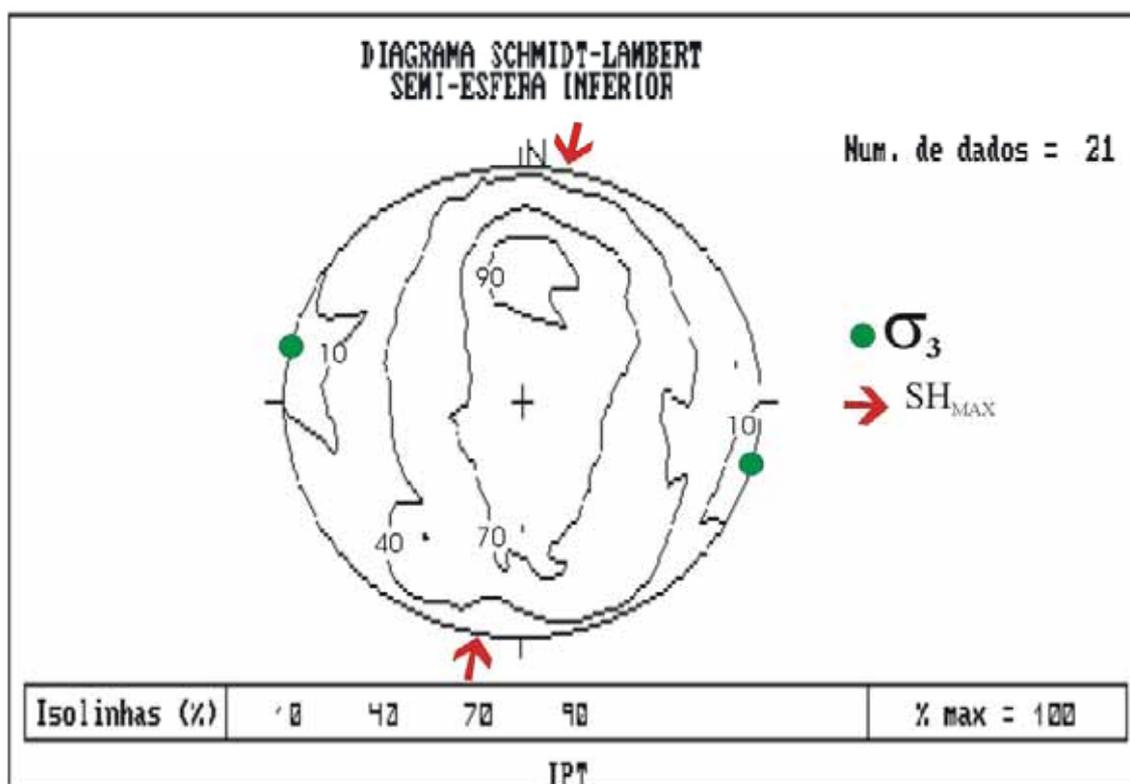
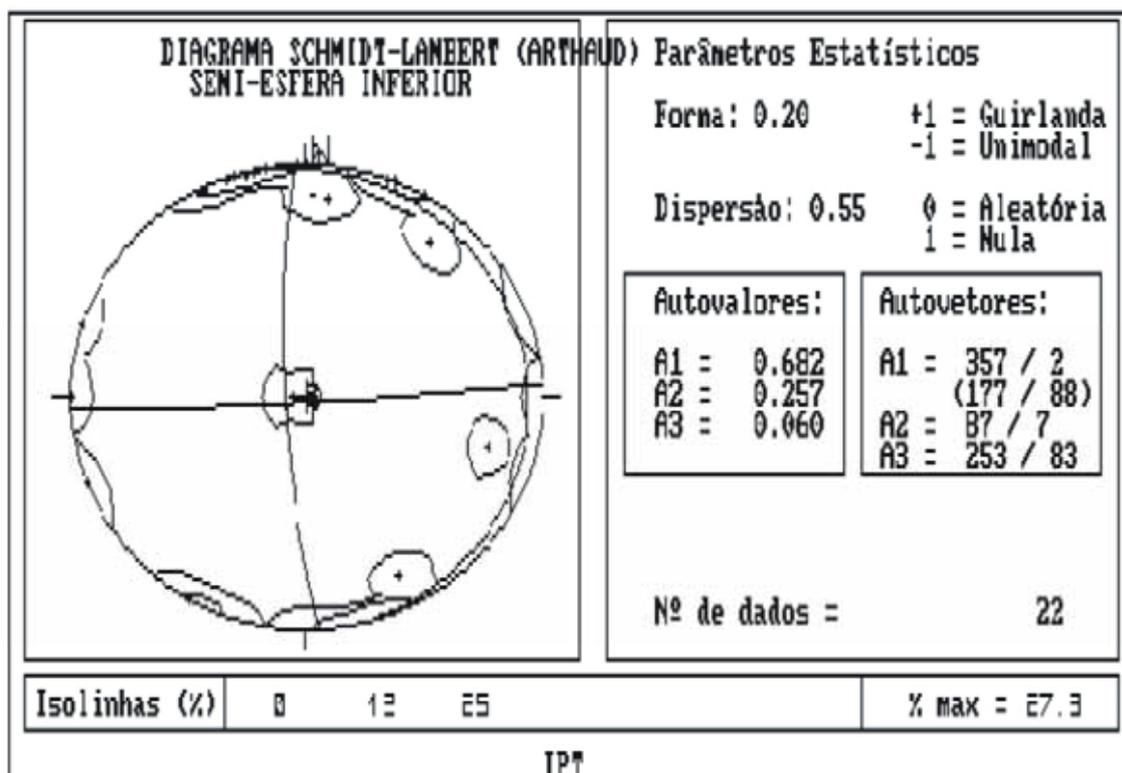


Figura 76: diagramas de análises de eixos de paleotensões para as falhas da Formação Barreiras, conjunto 1 (Método de Arthaud, Método dos Diedros Retos).



Esta construção, com indicação de distensão próxima a NNE, associada a esforços compressivos WNW, se aproxima muito do quadro neotectônico reconhecido inicialmente por Saadi e Torquato (1992), rerepresentado por Sousa et al. (1999) e Sousa et al. (2000), para a região de Ponta Grossa / Icapui, imediatamente a Leste da área aqui estudada. Os resultados são podem ser comparados àqueles apresentados por Bezerra e Vita-Finzi (2000), com esforços compressivos direcionados entre NW-SE e WNW-ESE, e diedros distensivos correspondentes orientados em NE-SW a NNE-SSW. Podem ser comparados também aos resultados mostrados por vários pesquisadores na região norte (BEMERGUY et al., 1999, 2001, 2002; COSTA, 1996; COSTA et al., 2001) e na região sudeste do Brasil (HASUI, 1990; SAADI, 1990; HASUI et al., 1999, 2000; COSTA et al., 1998; MORALES et al., 1998, 2001; NEVES et al., 2003).

Desta forma, estas estruturas são interpretadas como resultantes do regime neotectônico atuando sobre as rochas da região, associado a binário dextral transcorrente EW, vertical, cuja componente de esforços distensivos estende-se na direção NNE-SSW. Este regime é responsável pela formação do padrão de fraturamento principal reconhecido nas rochas da Formação Barreiras, promovendo a formação de falhas de pequeno deslocamento para acomodar a deformação das rochas.

## 8 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA

A Orogênese Transamazônica (Proterozóico Inferior) é caracterizada por deformações polifásicas e plutonismo de composição granítica e tectônica recumbente. Na Orogênese Brasileira (Proterozóico Superior) ocorre importante retrabalhamento tectometamórfico e formação de rochas graníticas (SÁ, 1984). As faixas de rochas supracrustais constituem sistemas de dobramentos resultantes da superposição de diversos eventos tectônicos, metamórficos e magmáticos sobre sedimentos e rochas vulcânicas acumuladas durante o Proterozóico Médio e o Superior. A maioria dos sistemas de dobramentos apresentam isócronas Rb/Sr no Ciclo Brasileiro (ALMEIDA & HASUI, 1984).

A Província da Borborema é fragmentada devido às zonas de cisalhamento que a recorta em mosaicos. As principais direções desses cisalhamentos são NE-SW e E-W e secundariamente NNW-SSE. Estas zonas de cisalhamento se comportam como estruturas delimitadoras das unidades geotectônicas como os maciços e os sistemas de dobramentos. São falhas com transcorrência e empurrões com comprimentos de dezenas a centenas de quilômetros.

Na área estudada, estas zonas de cisalhamento estão representadas pelos Terrenos Jaguaribeanos e, mais localmente, pelas rochas da zona de cisalhamento em Itaíçaba. O primeiro conjunto é representado por terrenos metassedimentares fortemente deformados pelas zonas de cisalhamento de Jaguaribe, Orós, sendo limitados pelas zonas de cisalhamento de Senador Pompeu e Portalegre. Este conjunto é encaixado dentro dos eventos tectônicos do Proterozóico Médio a Superior (CAVALCANTE 1999) ou mesmo Proterozóico Superior (ALMEIDA & HASUI 1984). Na região de Itaíçaba, as rochas apresentam os traços desta deformação por cisalhamento intenso, com trama dextral que, apesar de orientada NW-SE, pode ser ajustada ao padrão de descontinuidades de cisalhamento do modelo de RIEDEL (conforme discutido no capítulo 7 – Figura 74 ), ajustando seu padrão de deformação principal ao quadro da Zona de Cisalhamento Jaguaribe.

As rochas desta região apresentam também intenso retrometamorfismo, ocorrido em processo estático, ou seja, sem deformar as rochas, promovendo generalizada saussuritização, com transformação dos minerais para epidoto, muscovita, clorita, calcita, entre outros, típicos de temperaturas de mais baixo grau, em torno de 350°C. A transformação é mais intensa ao longo dos planos de foliação, indicando que os mesmos serviram de caminhos para a percolação de fluidos e promoção do retrometamorfismo. O processo que

causou esta transformação provavelmente está associado tanto ao final da estabilização da Província Borborema, no final do Ciclo Brasileiro (ALMEIDA & HASUI, 1984).

O modelo proposto por Matos (1987) para explicar a origem dos riftes intracontinentais da Província da Borborema corresponde a um processo de estiramento e afinamento crustal atuante durante a fragmentação do continente Gondwana.

Os mecanismos de extensão da crosta se utilizaram de falhas normais de formato lístrítico, convergindo em profundidade para falhas planares de baixo ângulo, provavelmente na transição entre os comportamentos rúptil e dúctil da crosta. Segundo Matos (1987), a estratificação reológica da província Borborema foi um fator preponderante na definição da geometria e evolução das bacias que ali se implantaram, quando esforços distensivos começaram a predominar já a partir do Siluriano. Este sistema de esforço distensivo proporcionou comportamentos rúpteis/dúcteis diferenciados durante o Juro-Cretáceo quando se formou o Sistema de Riftes do Nordeste Brasileiro.

Bertani (1990) observa que nos riftes gerados há uma tendência de instalarem-se em falhas normais de direção NE-SW, através da atuação de falhas de transferência de direção NW-SE e/ou E-W. As falhas de transcorrência e/ou compressão de direção NE-SW, do Ciclo Brasileiro, são reativadas nesta fase como falhas normais, enquanto que em outros segmentos das transcorrência pretérita de direção E-W e NW-SE são reativadas como falhas de transferência acomodando diferentes taxas de extensão entre blocos adjacentes (Figura 78).

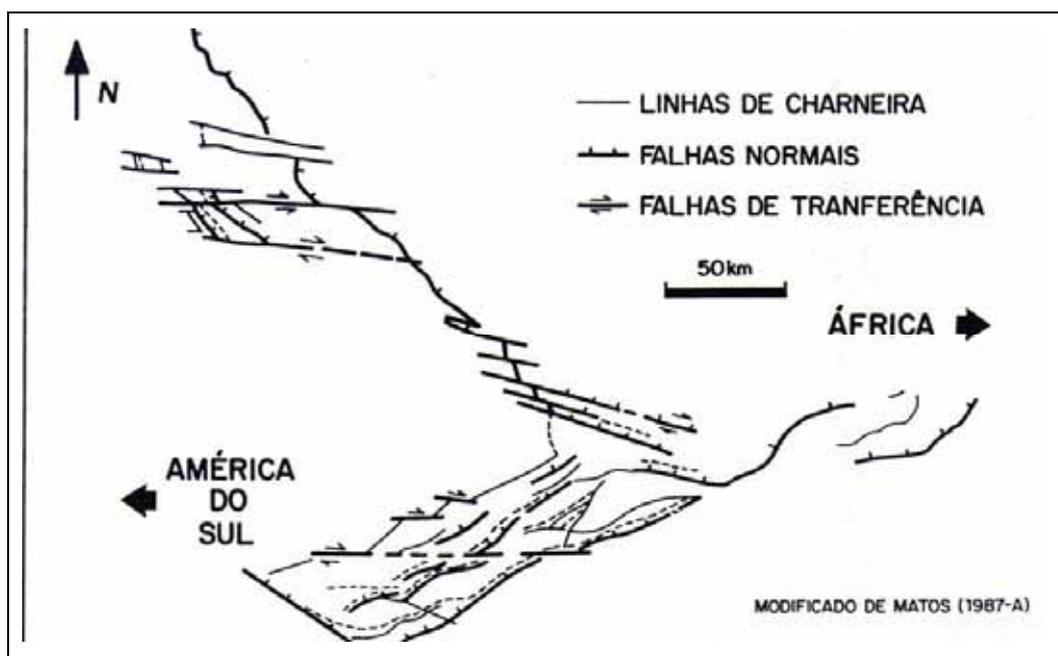


Figura 78: feições estruturais desenvolvidas no estágio rifte (BERTANI, 1990).

Na área estudada as rochas pré-cambrianas afloram em três setores e apresentam feições deformacionais com várias evidências de reativação. O padrão de fraturamento nestas rochas são marcados por um conjunto de famílias de juntas com orientações principais, na ordem de importância, variando entre NE, EW e NS, que se ajustam à organização da drenagem do rio Jaguaribe e de seus afluentes no seu baixo curso. Ocorrem ainda falhas normais, inversas e transcorrentes dextrais. As normais e inversas apresentam orientação de seus planos muito próximos, NNW-SSE, que pode ser uma indicação de que a história evolutiva da área teve mais de um pulso deformacional.

As rochas cristalinas do setor Central, próximo à cidade de Itaiçaba, deformadas por zona de cisalhamento dextral, a análise dos eixos de paleotensão não se ajusta ao quadro estrutural regional desenhado para os Terrenos Jaguaribeanos e a Zona de Cisalhamento Jaguaribe nele contido. Por outro lado, foi associado a essa zona o quadro de deformação em zonas de cisalhamento simples de RIEDEL, discutido no capítulo anterior e apresentado na Figura 74. Quanto às falhas, foram agrupadas em transcorrentes dextrais, normais e inversas e o quadro para os eixos de paleotensão aponta para eixo compressivo orientado entre NE e ENE e projeção de  $SH_{MIN}$  para NW-SE (Figura 75). Este arranjo é compatível com o processo de formação da Bacia Potiguar.

Do Neocominiano até o Eoaptiano o sistema de esforços passou a ser transtensivo E-W, continuando a subsidência na Bacia Potiguar, na parte submersa, enquanto na parte terrestre ocorrem reativações e soerguimento dos altos internos, resultando com uma extensa discordância regional.

Souza (1982) distingue três estágios tectônicos no registro estratigráficos na Bacia Potiguar: rifte, transicional e drifte. Durante o primeiro estágio, a subsidência e a sedimentação foram controladas por um mecanismo de extensão e afinamento crustal, enquanto nos dois últimos os controles foram de resfriamento da crosta e balanço isostático.

Ocorreu durante o estágio rifte, a formação dos grandes falhamentos normais e de transferência, ativas no Neocominiano na parte emersa, se estendendo até o Eoaptiano na área marítima. Como conseqüências destes movimentos se desenvolveram os principais grabens assimétricos, onde se estabeleceram lagos de profundidades moderadas. A sedimentação foi flúvio-lacustre, caracterizada por progradações de arenitos deltáicos, de planícies fluviais ao longo do eixo dos grabens ou a partir dos seus flancos menos abruptos a

NW. Ao longo das escarpas formaram-se os fanglomerados e fanglomerados. Os depósitos lacustres constituem de folhelhos ricos em matéria orgânica e turbiditos intercalados. Esta seqüência corresponde à Formação Pendência (Figura 79). No final deste estágio, mais evidente na parte emersa, ocorreu um amplo soerguimento dos grabens, acompanhado de basculamento dos blocos, resultando no desenvolvimento dos altos internos e de extensas discordâncias de caráter regional (BERTANI, 1990).

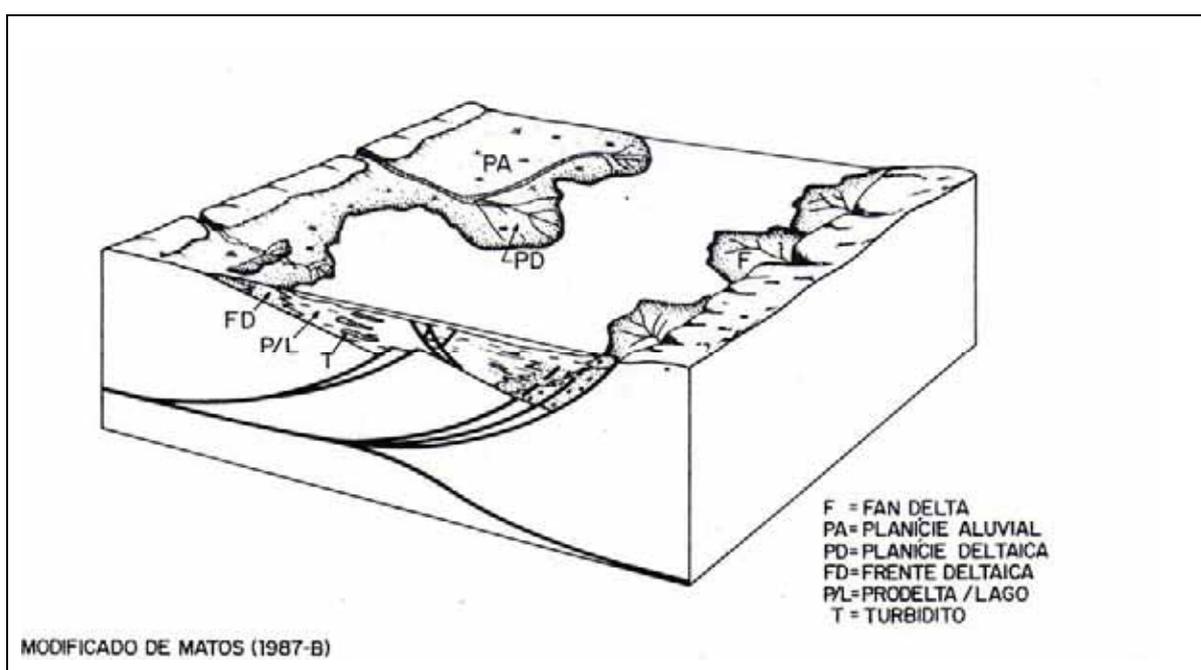


Figura 79: ambiente deposicional da Fm. Pendência no estágio rifte (BERTANI, 1990).

No início do estágio transicional, no Neopálio, após o resfriamento da crosta, ocorreu uma contínua subsidência resultando numa sedimentação em ambiente tectônico calmo, depositando a Formação Alagamar, constituída de folhelhos ricos em matéria orgânica com maturidade térmica para geração de hidrocarbonetos e carbonatos de ambiente deposicional lagunar, com influência marinha intercalados com arenitos deltáicos, que nas áreas proximais gradam para fácies mais grosseiras (Figura 80). Os depósitos sedimentares foram afetados pelo estágio de ruptura que resultaram em falhas normais e reativações das falhas transcorrentes.

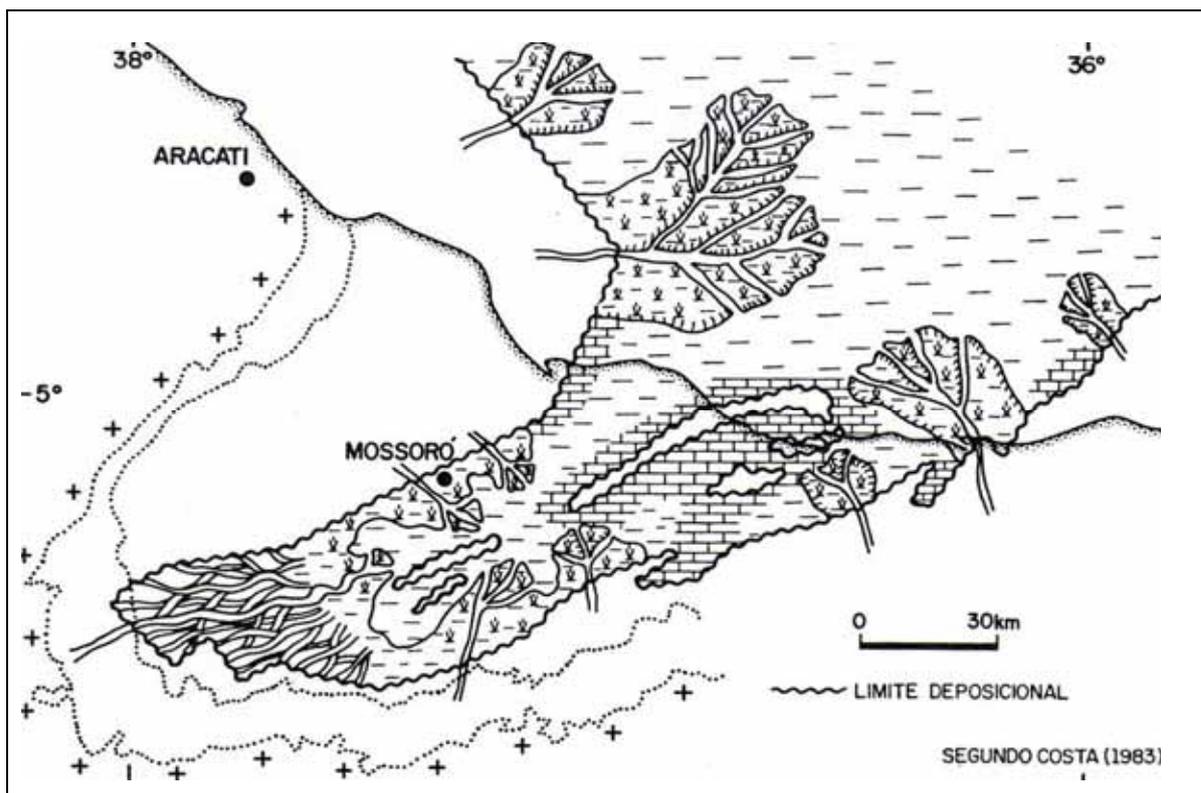


Figura 80: ambiente deposicional do estágio transicional (BERTANI 1990).

A partir do Albiano, durante o estágio drifte, duas seqüências sedimentares foram depositadas em ambiente de deriva continental e sob influência de mar aberto quando ocorreu uma subsidência gradual gerada por mecanismos termais e isostáticos, gerando estruturas tafrogênicas pela reativação dos lineamentos pretéritos. A primeira seqüência transgressiva, que ocorreu do Albiano ao Turoniano, que correspondem a arenitos fluviais grosseiros a médios interdigitados com folhelhos transicionais a marinhos e carbonatos de plataforma rasa, correspondendo, litoestratigraficamente, às formações Açú, Jandaíra, Ponta do Mel e Membro Quebradas da Formação Ubarana (Figura 81).

Na área de estudo foram observadas apenas as rochas da Formação Jandaíra, uma vez que a área de ocorrência das rochas da Formação Açú se encontra muito erodida e encoberta por sedimentos da Formação Barreiras ou por outras coberturas quaternária. Os poucos afloramentos da Formação Jandaíra foram observados nas escarpas da Chapada do Apodi, na porção SE da área, com altitudes em torno de 100m em relação ao nível do mar. Nestas rochas foram reconhecidas três famílias de juntas representadas pelas orientações NS, NE e NW. As duas primeiras têm destaque por imitarem o padrão de faturamento do embasamento cristalino como também o padrão que gerou a formação da própria Bacia Potiguar.

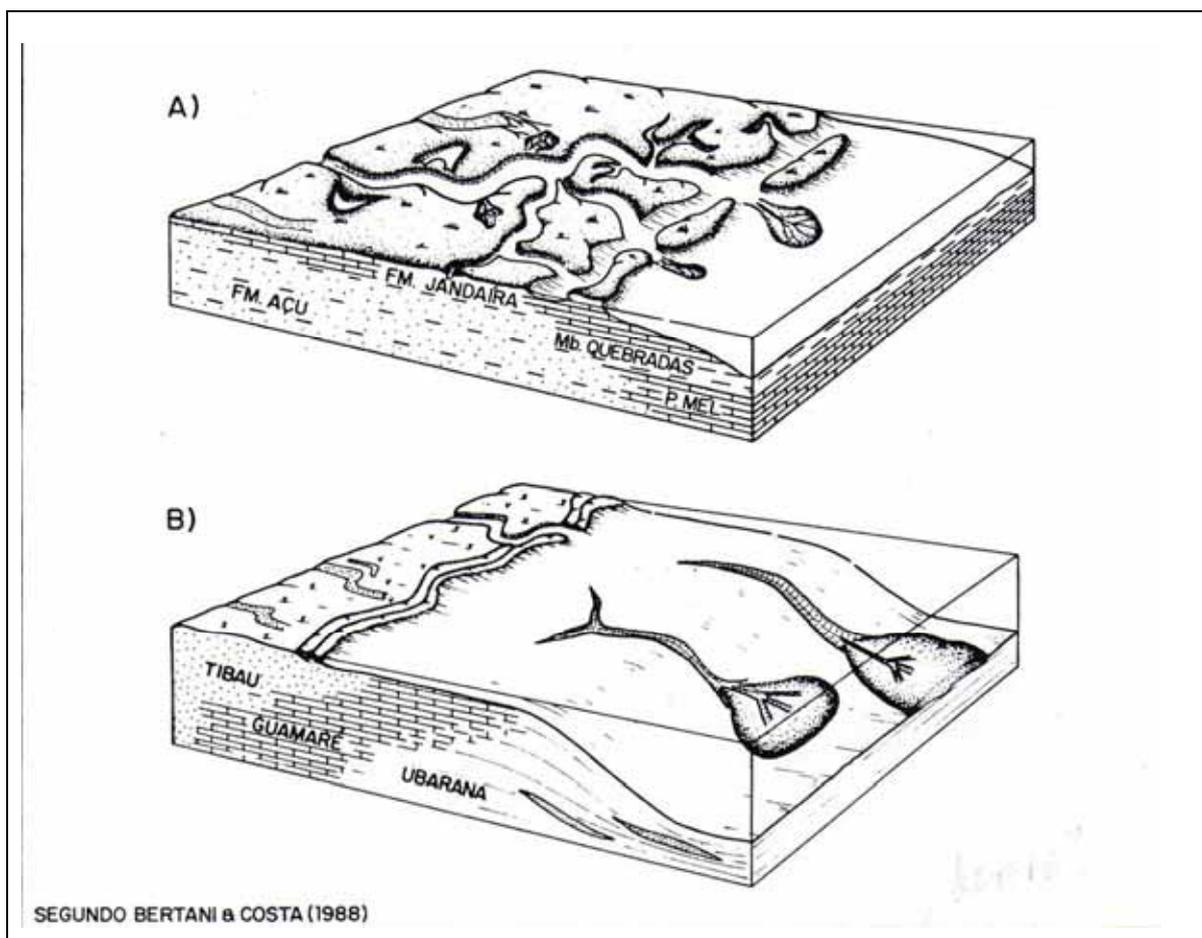


Figura 81: ambiente deposicional durante o estágio drifte (BERTANI 1990).

A outra seqüência foi originada em um ambiente regressivo ou progradacional, constituída por arenitos costeiros, carbonatos de plataforma e folhelhos marinhos rasos a profundos com turbiditos intercalados. No Campaniano encerrou-se a fase de migração inicial e teve lugar um soerguimento geral da bacia, expondo os sedimentos das formações Açú e Jandaíra a erosão. Ao final do soerguimento e desativação do lento tectonismo atuante, originou a fase evolutiva final, com o entulhamento da bacia na sua parte hoje submersa, mediante a deposição de espessa cunha sedimentar, constituído de progradações de clásticos e carbonatos pertencentes aos seguintes sistemas deposicionais: leques deltáicos da Formação Tibau, carbonáticos de plataforma da Formação Guamaré e clásticos de talude da Formação Ubarana. A área hoje emersa foi novamente soerguida e os sedimentos que compunham a Formação Tibau foram erodidos (Figura 82) (BERTANI, 1990).

Ambas as seqüências foram recorrentemente cortadas por *canyons* ativos desde o Albiano e que freqüentemente escavaram a coluna sedimentar até os níveis da seção

neocomiana.

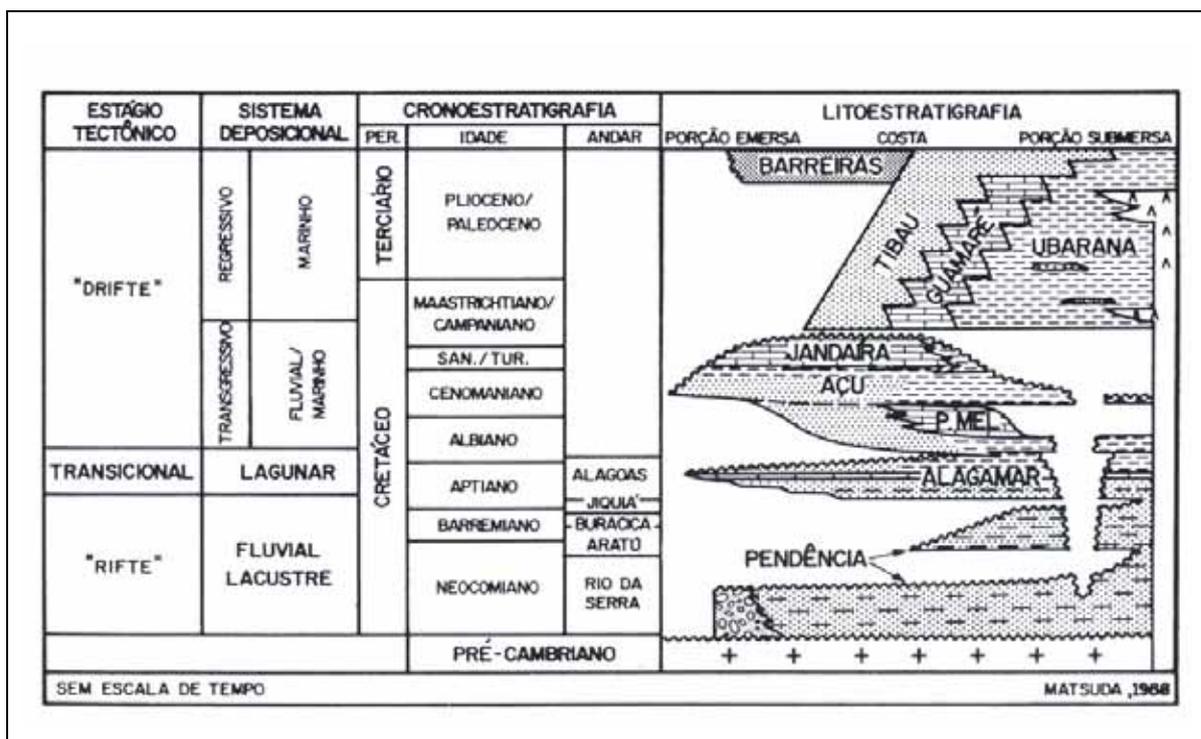


Figura 82: evolução tecno-sedimentar e estratigráfica da Bacia Potiguar (BERTANI 1990).

### 8.1 – Evolução das Planícies Costeiras

Para avaliarmos a evolução de uma região costeira e ao modelo evolutivo da Formação Barreiras faz-se necessário primeiramente discutirmos as flutuações do nível do mar ocorridas no Quaternário.

Evidências da variação do nível do mar têm sido avaliadas por inúmeros trabalhos, alguns com cerca de 160 anos como a menção de Charles Darwin sobre a subida do nível do mar na costa de Pernambuco. Outros autores como Branner (1904), Freitas (1951), Bigarella (1965), relatam evidências de paleoníveis do mar com enfoque basicamente geomorfológicos. A pesquisa teve um avanço muito importante a partir da década de 70 quando ocorreu a implantação do Projeto REMAC. Atualmente as pesquisas se tornaram mais numerosas com desenvolvimento de projetos mais específicos. Autores como Ab'Saber (1979), Bittencourt et al. (1979), Petri (1983), Morais & Meireles (1992), Suguio et al. (1985, 1992, 2001), Maia (1993, 1999), Dominguez (1999) e outros têm trazido grande contribuição sobre o assunto.

Existem muitas evidências da variação do nível do mar nordeste do Brasil. Petri (1983) e Morais & Meireles (1992) afirmam que as provas mais evidentes dessas variações de nível são os terraços marinhos holocênicos, as amplas planícies costeiras, caracterizadas por cordões litorâneos paralelos à costa e os depósitos de restos de organismos presentes nessas planícies.

As teorias sobre as causas das flutuações do nível do mar são diversas e ainda são bastante discutidas por muitos autores. Morner (1976) *in* Meireles (1997), representou esquematicamente um resumo dos fatores controladores dos níveis marinhos (Figura 83).

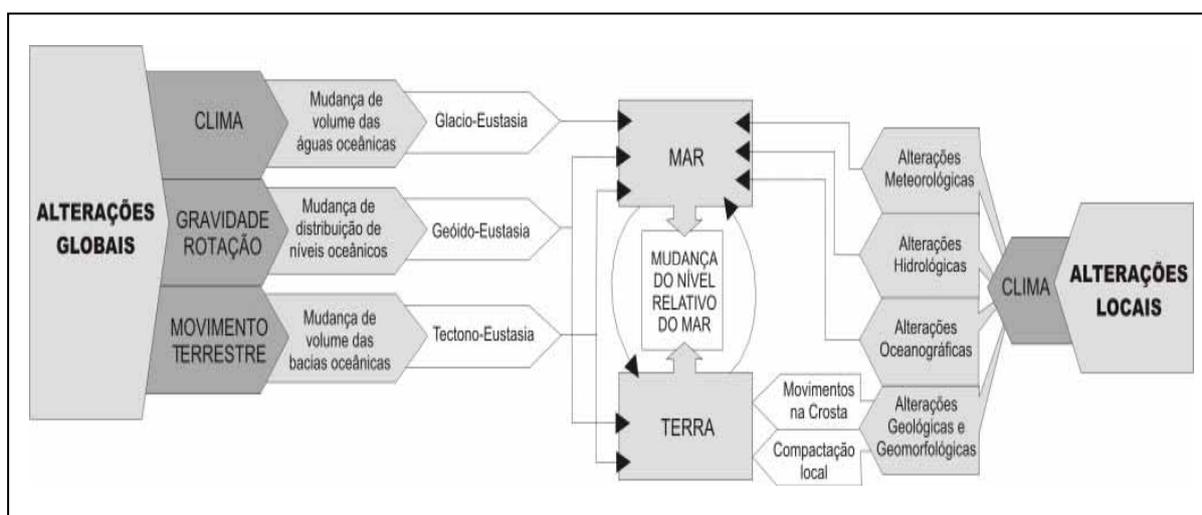


Figura 83: alterações globais responsáveis pela mudança do nível relativo do mar no Quaternário. Adaptado de Morner (1976) por Meireles (1997).

Com base nos indicadores das variações dos paleoníveis do mar foram elaboradas curvas representativas das flutuações do nível do mar nos últimos 7.000 anos, para vários trechos do litoral brasileiro (SUGUIO et al., 1985), que é sumarizada na Figura 84.

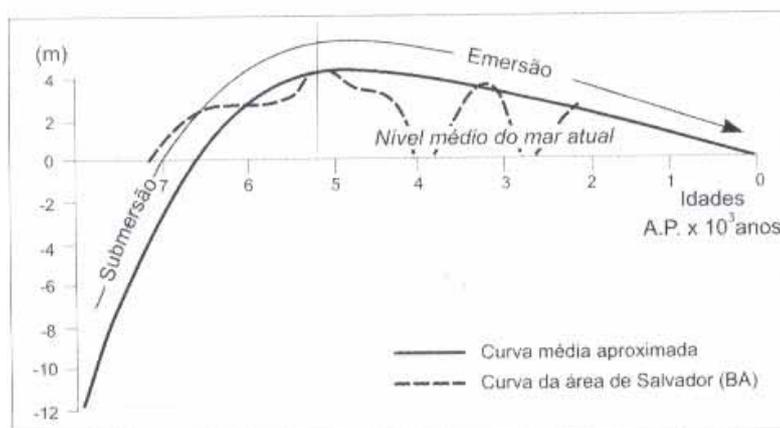


Figura 84: flutuações do nível do mar (SUGUIO et al. 1985).

É possível observar que entre 7.000 e 6.500 A.P., em setores estudados no Nordeste Brasileiro, os níveis relativos do mar estiveram acima do atual. Há aproximadamente 5.500 anos A.P. o mar estava entre 3 a 5 m acima do nível atual. Há cerca de 3.900 anos o paleonível médio do mar estava aproximadamente 1,5 a 2 m abaixo do nível atual. O paleonível subiu novamente, ultrapassando o atual, entre 2 a 3 m. Em 2.800 anos A.P. ocorreu outra regressão atingindo níveis abaixo do atual. Novamente, próximo dos 2.500 anos A.P., o paleonível volta a subir atingindo cotas da ordem dos 1,5 a 2 m acima do atual. A partir de então o nível do mar teve uma tendência de rebaixamento contínuo até atingir o nível de hoje. Entretanto, segundo Mesquita (1994), analisando dados de maregramas, estes indicam que nos últimos 40 anos teria ocorrido uma ascensão do nível do mar de 30 cm/século na região de Cananéia (SP).

O litoral do estado do Ceará apresenta algumas similitudes com o litoral do Rio Grande do Norte, apresentando erosão generalizada da linha de costa, exposição de *beach rocks* ao longo da faixa litorânea e modificações na dinâmica costeira, podemos também interpretar estes fatores como evidências de que, na região, o nível do mar se encontra também em processo de ascensão.

No litoral do Ceará vários trabalhos evidenciam a presença de testemunhos das flutuações do nível do mar durante o quaternário. Dentre estes testemunhos podemos citar: os terraços marinhos e as paleofalésias (ANDRADE, 1986; MEIRELES, 1991), antigas linhas de *beach rocks*, paleomarismas e várias gerações de dunas (MAIA, 1993). Os vestígios dos níveis inferiores são mais difíceis de serem determinados devido a sua imersão no oceano, porém, (MAIA, 1993) e (FREIRE et al., 1993), identificaram através da geofísica marinha, a presença de paleovales fluviais na plataforma continental e a variação no aporte de sedimentos detríticos sobre a base do talude continental.

De forma geral, as análises acerca das flutuações do nível do mar, feitas por Ab'Saber (1979), Bittencourt et al., (1979), Martin et al., (1982), Petri (1983), Suguio et al., (1985), Morais & Meireles (1992), Meireles (1997), Lima (1997) e Dominguez (1999), levam as seguintes considerações sobre o modelo evolutivo da Formação Barreiras:

a) 1º Estágio: Deposição da Formação Barreiras (Figura 85 e 86).

Durante o Período Mioceno-Plioceno ocorre soerguimento do interior continental. O clima tem característica de um clima árido a semi-árido, caracterizado por chuvas torrenciais e pouco frequentes, fazendo com que a vegetação torne-se rarefeita

expondo à erosão a espessa cobertura sedimentar, sobre as rochas do embasamento cristalino, formada pelo longo período de clima quente e úmido do fim do Terciário. Os materiais erodidos foram transportados por movimentos de massa das áreas elevadas do interior do continente se acumulando na forma de leques aluviais coalescentes recobrimdo amplamente a plataforma continental. A deposição da Formação Barreiras cessou com o retorno das condições climáticas mais úmidas à região.

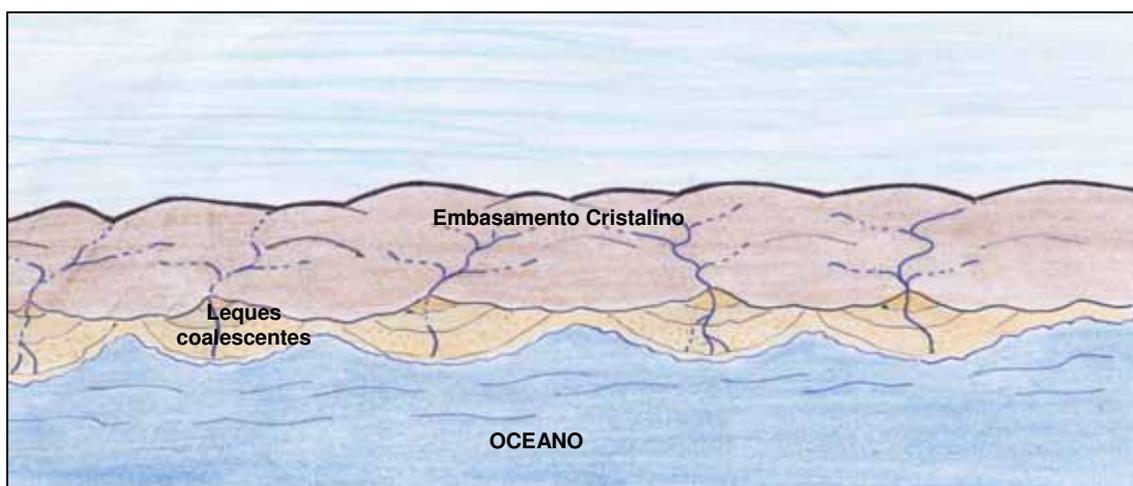


Figura 85: início da deposição dos sedimentos continentais da Fm. Barreiras (leques coalescentes). Paula (2004) adaptado de Dominguez (1999).

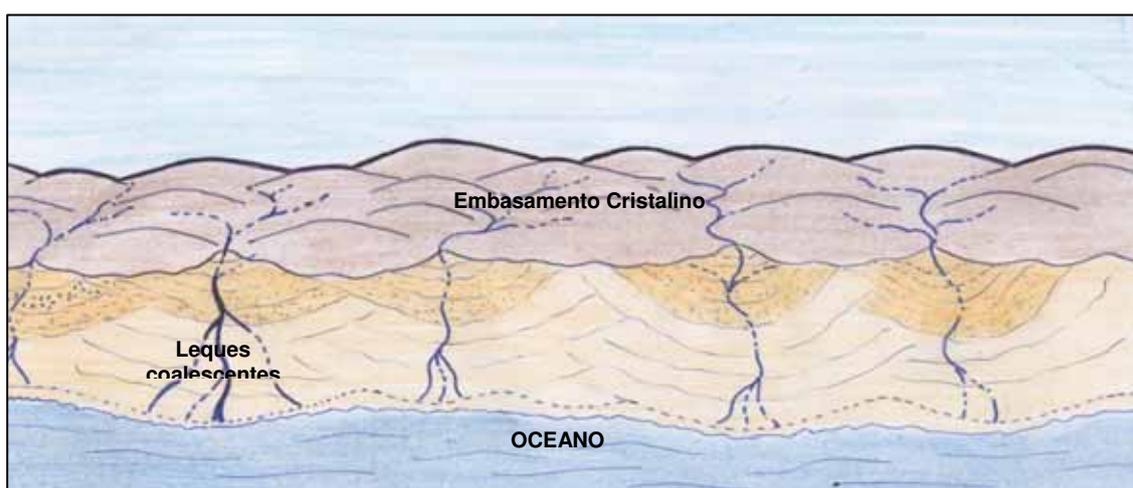


Figura 86: final da deposição da Fm. Barreiras (leques coalescentes). Paula (2004) adaptado de Dominguez (1999).

b) 2º Estágio: Máximo da Transgressão Mais Antiga (Figura 87).

Após a deposição da Formação Barreiras, houve uma elevação do nível relativo do mar que causou a erosão na porção externa dos leques sedimentares esculpindo simultaneamente uma linha de falésias. Essa transgressão (Mais Antiga), ocorreu segundo Dominguez (1999), provavelmente no Pleistoceno.

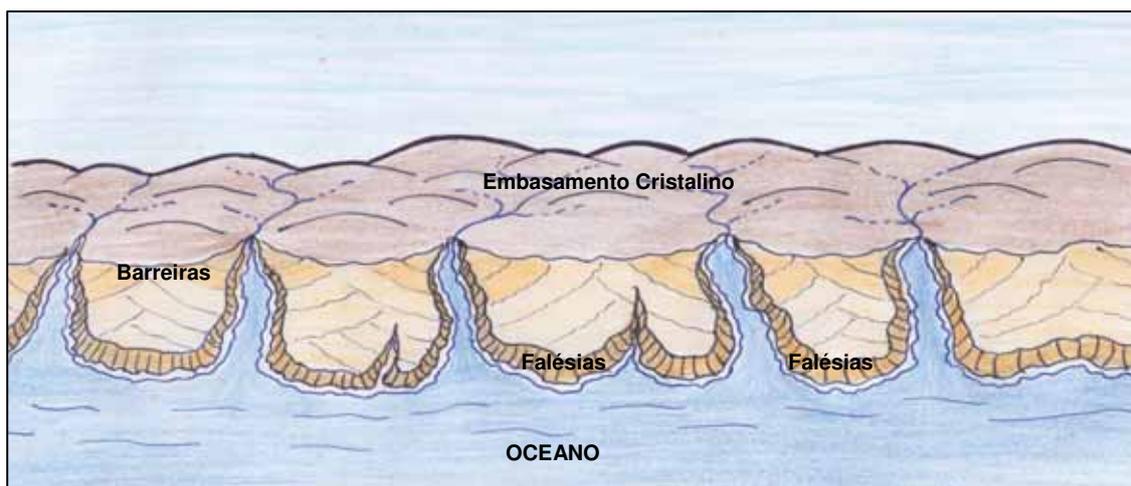


Figura 87: máximo da Transgressão Mais Antiga. Paula (2004) adaptado de Dominguez (1999).

c) 3º Estágio: Deposição dos Leques Aluviais Pleistocênicos (Figura 88).

No início do Período Pleistocênico ocorre uma nova fase do clima semi-árido atingindo o continente, fazendo com que as coberturas vegetais que já colonizavam a Formação Barreiras fossem reduzidas, expondo à erosão os sedimentos arenosos pouco consolidados anteriormente formados. Assim, sob essa condição paleoclimática esses sedimentos foram erodidos formando novos leques aluviais depositando-se nos sopés das falésias (esculpidas no segundo estágio). As partes superficiais desses depósitos foram localmente trabalhados pela ação eólica fazendo surgir os campos de dunas que hoje se encontram fixados pela vegetação. Morais & Meireles (1992) chamou esses antigos depósitos eólicos de primeira geração de dunas que ocuparam toda a faixa de praia e posteriormente migraram na direção do continente. Ainda hoje partes destes depósitos encontram-se preservadas recobertas por vegetação. Grande parte destes sedimentos foram dissipados formando uma cobertura arenosa com aproximadamente 1 m de espessura sobre os depósitos

mais antigos. Entre as praias de Retirinho e Fontainha são encontrados testemunhos desta planície costeira preservados nas falésias.

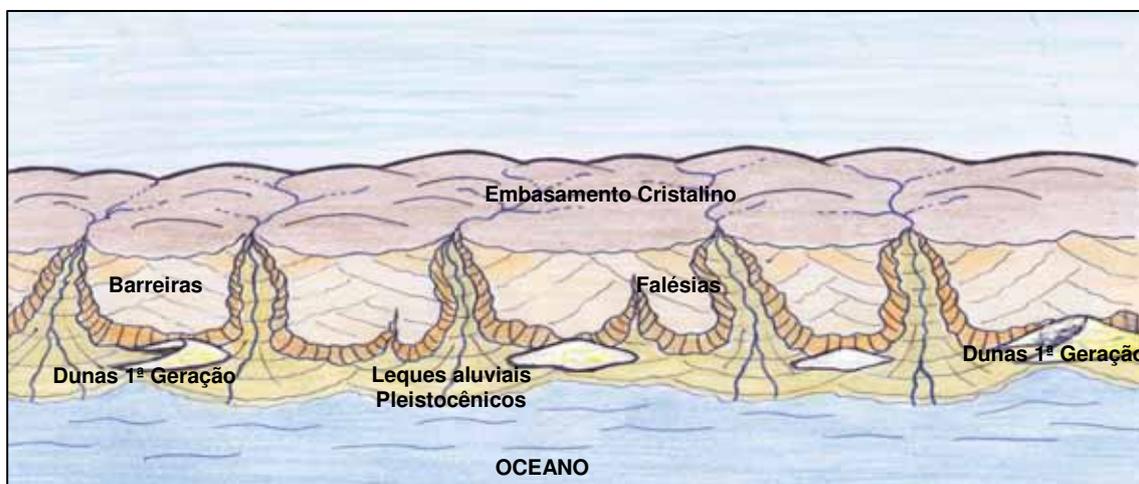


Figura 88: deposição dos leques aluviais Pleistocênicos. Paula (2004) adaptado de Dominguez (1999).

d) 4º Estágio: Máxima da Penúltima Transgressão (Figura 89).

O nível do mar sofreu outro movimento transgressivo, tendo seu máximo sido atingido por volta de 120.000 anos A. P. (datada por MARTIN et al., 1986 pelo método Io/U), quando o nível do mar chegou a  $8 \pm 2$  m acima do seu nível atual. Nesta Penúltima Transgressão, a exemplo do rio Jaguaribe, os cursos inferiores dos rios foram afogados e transformados em estuários e lagoas. Os leques aluviais pleistocênicos foram parcialmente erodidos e na maior parte da zona costeira voltou a trabalhar a porção externa da Formação Barreiras, fazendo recuar a linha de falésias. A foz do rio Jaguaribe migra em direção a região de Canoa Quebrada instalando-se um sistema de lagoas costeiras sobre os terraços marinhos.

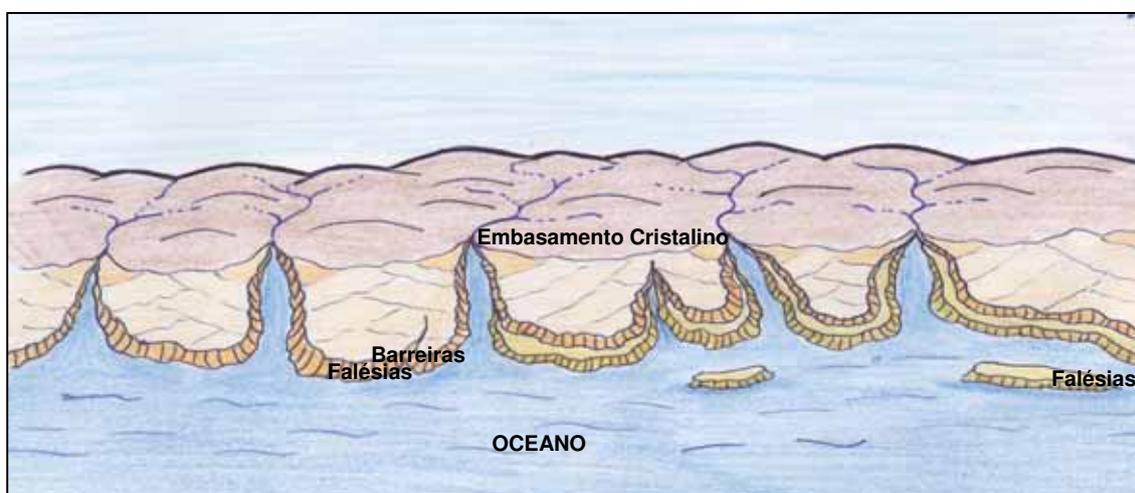


Figura 89: máximo da Penúltima Transgressão (120.000 anos A. P.). Paula (2004) adaptado de Dominguez (1999).

e) 5º Estágio: Construção dos Terraços Marinheiros Plesitocênicos (Figura 90).

O mar deu início a outro movimento de regressão. Durante essa descensão progressiva formaram-se, por acumulação, os terraços marinhos pleistocênicos. Localmente, a superfície desses depósitos foram também retrabalhadas pela ação dos ventos e deram origem ao que Morais & Meireles (1992) chamaram de segunda geração de dunas. A descida total do nível do mar estimada para este período foi de 140 metros, fazendo com que o mar atingisse a borda da plataforma continental, alcançando o seu máximo por volta de 20.000 anos A.P.. Essa grande descida do nível de base fez a rede de drenagem escavasse fortemente os seus leitos. O rio Jaguaribe construiu uma série de canais na plataforma continental na direção NE, dando-lhe um padrão meandrante. Registro de sísmica marinha e de batimetria evidencia os paleocanais e o *canyons* do rio na atual plataforma continental. Maia (1993) enfatiza que a desembocadura do rio Jaguaribe localizava-se a aproximadamente 60 km ao norte de Ponta Grossa, que corresponde a cerca de 40 km a SE da foz atual.

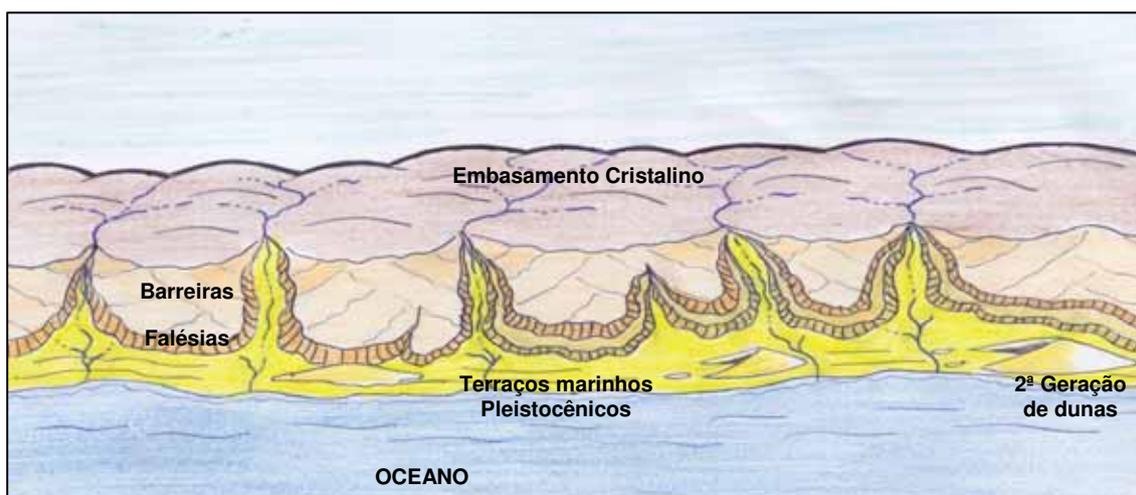


Figura 90: deposição dos terraços marinhos pleistocênicos. Paula (2004) adaptado de Dominguez (1999).

f) 6º Estágio: Máximo da Última Transgressão (Figura 91).

Entre 6.500 e 7.000 anos A.P., o paleonível relativo do mar atingiu o atual, e a seguir voltou a subir, chegando a um máximo em torno de 5.500 anos A. P., quando atingiu cerca de 5 metros acima do nível atual. Durante esta subida os terraços marinhos pleistocênicos foram total ou parcialmente erodidos e um sistema de lagoas costeiras, lagunas e ilhas barreiras se formaram. O vale do rio Jaguaribe foi afogado resultando na formação de um amplo terraço com 5 m de altura que se prolonga até as proximidades da cidade de Itaiçaba. No litoral as falésias foram retrabalhadas resultando, após a posterior regressão,

terraços marinhos que podem ser evidenciados no topo das falésias entre Lagoa do Mato e Quixaba. Segundo Maia (1993), nesse estágio a desembocadura do rio Jaguaribe localizava-se próximo de Canoa Quebrada como pode ser atestado pela presença dos *beach rocks* desta praia. Posteriormente, durante a regressão que se inicia, a desembocadura gradativamente começa a migrar para NW, até a posição atual, empurrado pela deriva litorânea.

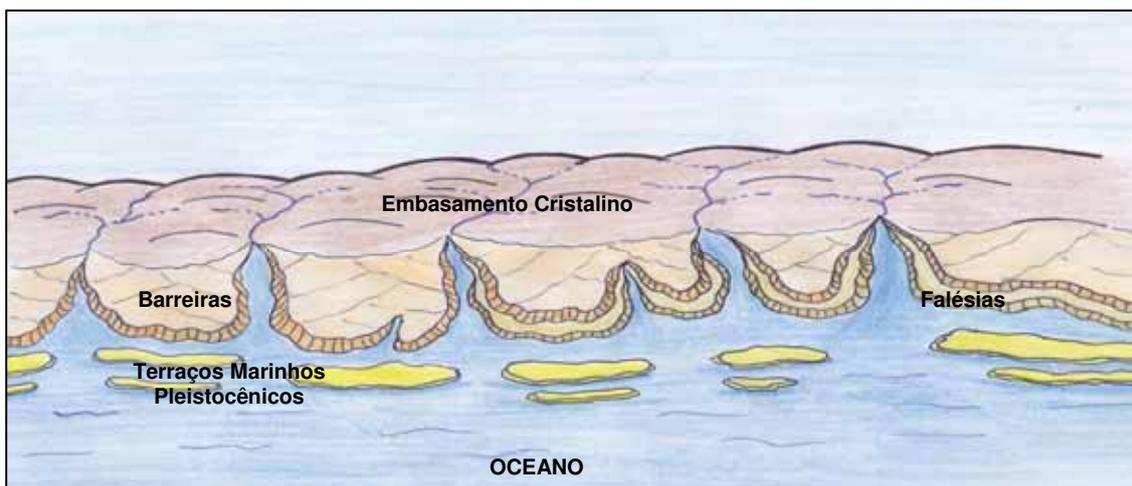


Figura 91: máximo da Última Transgressão (5.100 anos A. P.). Paula (2004) adaptado de Dominguez (1999).

g) 7º Estágio: Deposição dos Terraços Marinheiros Holocênicos (Figura 92).

Posterior à pequena subida de 5 metros acima do nível atual, ocorrido na Última Transgressão, o nível do mar voltou a descer. Com esse rebaixamento nova seqüência de deposição ocorreu no litoral surgindo assim os terraços marinhos holocênicos. O vento retrabalhando as areias das praias mais uma vez deu origem a novos depósitos eólicos, chamados agora de terceira geração de dunas ou dunas móveis ou recentes (MORAIS & MEIRELES, 1992). Nesse processo de retrabalhamento os sedimentos eólicos foram reforçando os barramentos de canais fluviais causados pelos antigos depósitos eólicos. Isso permitiu que fossem mais bem definidas as lagoas costeiras e lagoas.

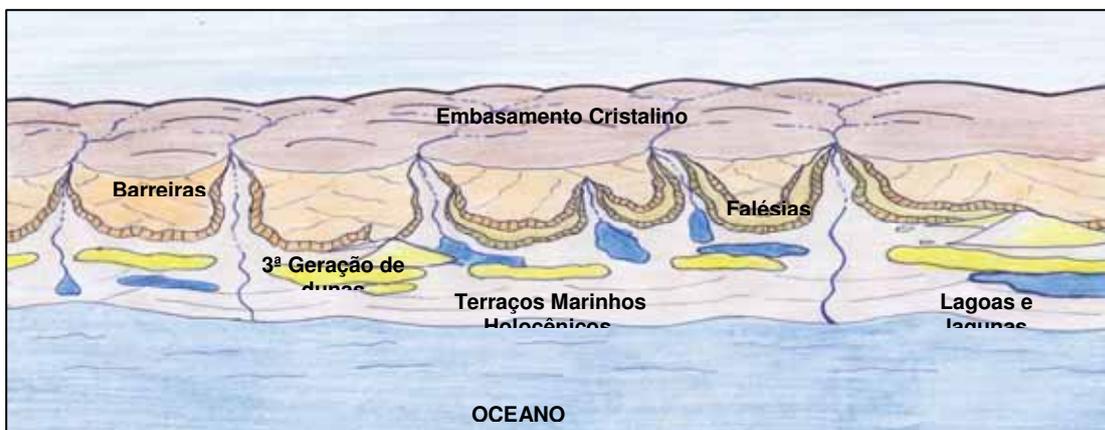


Figura 92: deposição dos Terraços Marinheiros Holocênicos e configuração das feições costeiras atuais. Paula (2004) adaptado de Dominguez (1999).

No Holoceno, o nível zero atual foi ultrapassado (pela primeira vez) em torno de 7.000 anos A. P., continuou subindo até atingir entre 3 e 5 m acima desse nível por volta de 5.500 anos A. P.. Após esse primeiro máximo, o nível do mar começou a baixar, constatando-se, portanto, uma pequena regressão, a princípio rápida, até cerca de 4.900 anos A. P., atingindo 3,5 m.

Continua a regressão, lentamente, até por volta de 4.200 anos A. P. tendo baixado poucos centímetros. Depois disso houve uma queda mais acelerada chegando próximo ao zero atual, em torno de 3.900 anos A. P.. Entre 3.900 e 3.600 anos A. P. o nível do mar começou a subir novamente, ocorrendo uma rápida transgressão tendo atingido cotas de aproximadamente 3,5 m acima do nível atual, sendo este seu segundo valor máximo no Holoceno.

Após o estágio anterior o nível do mar começou a baixar chegando quase ao valor do nível zero atual por volta de 2.800 anos A. P.. Já entre 2.700 e 2.500 anos A. P. o nível elevou-se novamente chegando próximo de 2,5 metros acima do nível zero atual. Há 2.500 anos A. P. o nível do mar iniciou uma nova fase de rebaixamento até atingir o nível zero atual.

Segundo Morais & Meireles (1992), foi justamente nesse período que a planície costeira do Ceará veio se definir mais precisamente, ou seja, definiram-se melhor os sistemas fluviais, gerações de dunas, meandros, estuários e outras feições litorâneas.

O limite do depósito sedimentar da Formação Barreiras ficou protegido à retaguarda dos sedimentos eólicos antigos e atuais. Com isso o litoral ficou marcado pelos extensos campos de dunas. Os cursos fluviais dos rios se instalaram posteriormente à formação do pacote eólico mais recente. Ao se instalar os cursos fluviais passaram a contornar os campos de dunas buscando áreas de cotas menos elevadas e superfícies de deflação eólica até chegar ao nível de base (o nível do mar). Com o Máximo da Última Transgressão Marinha (5.100 anos A. P.) houve, segundo Petri (1983), uma ingressão marinha subsequente à formação das desembocaduras dos rios. Estas (as desembocaduras) e os principais afluentes dos rios ficaram afogados. As águas dos cursos fluviais à montante, saturadas de sedimentos, invadiam as áreas parcialmente represadas e, perdendo rapidamente a competência, formavam verdadeiros diques no curso principal, que acabava por formar um espelho d'água maior, ou seja, as lagoas costeiras e lagunas, que encontram-se, geralmente com formas alongadas, e encaixadas nos tabuleiros e/ou entre os tabuleiros e a planície litorânea.

## 8.2 - Evolução Tectono-Sedimentar da Formação Barreiras

O início do Quaternário é marcado pela mudança de regime tectônico quando passa de compressivo para distensivo. O soerguimento iniciado no final do período anterior expõe o embasamento e as seqüências antigas à erosão, sob condições de clima semi-árido sujeito as chuvas esporádicas e violentas (BIGARELA & ANDRADE, 1964).

No início da deposição da Formação Barreiras, as falhas antigas controlaram os cursos da drenagem na direção da Bacia Potiguar orientando, durante o Plio-Pleistoceno, os depósitos de leques aluviais. Os depósitos das fácies proximais, formados por depósitos residuais de canais, entulharam os vales já existentes; os depósitos de fácies medianos/distais extravasam os limites da drenagem principal, gerando uma série de canais menores divergentes. Por fim, a deposição é interrompida quando o clima passou a ter características mais úmidas. Os sedimentos que se depositaram anteriormente ocuparam o paleovale do rio Jaguaribe e recobriram, em contatos erosivos, o embasamento e as seqüências mais novas. A tectônica distensiva atuante gerou falhas de alívio que passam a controlar a drenagem que se instalou sobre os tabuleiros.

O término da fase de deposição da Formação Barreiras vem coincidir com o início do episódio transgressivo de idade Pleistocênica denominada por Bittencourt et al. (1979) de transgressão mais antiga, que erodiu a porção interna da Formação Barreiras. Ao final da transgressão e início da regressão que se seguiu, o clima tornou-se semi-árido, reativando a drenagem existente formando novos depósitos continentais. O baixo curso do paleorio começa a apresentar padrão entrelaçado e os sedimentos da Formação Barreiras são erodidos por múltiplos canais, depositando as aluviões desta fase.

O quadro evolutivo estrutural da Formação Barreiras é marcado por falhas normais, cuja cinemática é agrupada em dois conjuntos principais: o primeiro com orientação EW e o segundo NE-SW. Ambos têm nitidamente grande influência no controle do traçado atual do rio Jaguaribe e seus afluentes. A direção EW se harmoniza a um evento distensivo e o segundo a um quadro distensivo. As falhas orientadas próximas a NS e associadas a processo distensivo EW seriam sin a pós-deposicionais à Formação Barreiras (figura 84), e estariam relacionados aos conjuntos de falhas sindeposicionais reconhecidos por SOUSA et al. (1999, 2000). A análise do conjunto de falhas pós-deposicionais resulta nos diagramas da Figura 85, com eixo mínimo de paleotensão ( $\sigma_3$ ) orientado NNE-SSW, subhorizontal, e projeção de  $SH_{MAX}$  em WNW-ESSE, sendo este regime associado ao quadro neotectônico regional.

## 09 – CONCLUSÃO

Observa-se na área de pesquisa que a tectônica do Cenozóico teve um efetivo papel no desenvolvimento das formas de relevo, no arranjo do padrão da rede de drenagem e também influenciou na deposição das coberturas sedimentares. A prova disso é a existência de cristas cristalinas alinhadas à estruturação local, a retilinização de diversos trechos de rios e riachos, como o rio Jaguaribe e seus afluentes, o contato litológico retilíneo entre a cobertura dos sedimentos da Formação Barreiras e os depósitos da Bacia Potiguar. Tais feições confirmam o estreito vínculo entre a tectônica e a morfologia da área.

Estudo do rio Jaguaribe e seus afluentes mostra que o padrão de drenagem apresenta-se do tipo subparalela a paralela, com direção preferencial do rio Jaguaribe em torno de NS, com inflexões do canal principal em ângulos retos e com seus afluentes, de maneira geral, apresentando-se concordantes com as direções das inflexões, preferencialmente, E-W, caracterizando um forte controle tectônico obedecido pelos rios. Este padrão da rede de drenagem é fortemente associado ao padrão de fraturamento reconhecido para as rochas pré-cambrianas, mesozóicas e cenozóicas. Na região da passagem molhada de Itaiçaba, segmento retilíneo do Rio Jaguaribe se ajusta ao traço da foliação de cisalhamento reconhecido, indicando também, pelo menos parcialmente, a participação destas estruturas, mesmo que muito antigas, no controle da rede de drenagem.

O padrão de relevo também se associa ao forte controle estrutural reconhecido para todos os conjuntos rochosos. Mesmo ocorrendo na forma de maciços residuais resultantes da resistência das rochas pré-cambrianas ao intemperismo e à erosão, os traços principais destas rochas mostram cristas alinhadas concordantes com traços do acamamento (bandamento composicional) reconhecido, formando feições de lineamentos de relevo em formas assimétricas ou não, sendo possível reconhecer seus traços de direção e mergulho com boa aproximação. Na região da serra do Ererê e da Serra dos Dantas os traços principais de relevo correspondem a flancos ou charneiras de dobras, sobre as quais se ajustam os traços retilíneos da rede de drenagem, estes ajustados ao padrão de fraturamento.

No padrão de relevo, no limite entre as unidades geomorfológicas, chamam a atenção os seguintes aspectos:

- limite retilíneo NE-SW entre a Chapada do Apodi e a Planície Fluvial do rio Jaguaribe, ao qual se ajusta a cornija de pequeno desnível;

- limite retilíneo orientado EW entre os tabuleiros pré-litorâneos com a Chapada do Apodi e a Planície Fluvial a sul;
- limite retilíneo NNE-SSW entre os Tabuleiros Pré-litorâneos e a Planície Fluvial e a Planície Flúvio-marinha do rio Jaguaribe, marcada por pequeno degrau no terreno com grande continuidade e forte retiliniedade;
- forte alinhamento NS das falésias da margem esquerda do Rio Jaguaribe a partir de Aracati para jusante, com desnivelamento de cerca de 8m.

Todos estes aspectos acima salientados mostram forte controle estrutural de anomalias de relevo, que se ajustam fortemente ao padrão de fraturamento reconhecido no local e mesmo regional. Mostram a importância das estruturas no controle da paisagem. Mais do que isso, são fortes indícios de atuação de tectônica durante o processo deposicional, na disputa de caracterização de sítios de erosão X sítios de sedimentação limitados na forma de blocos controlados pelas estruturas preexistentes. Estes aspectos serviram de guia para prospecção de falhas, durante os trabalhos de campo, mas que não resultaram no reconhecimento de muitas feições, apenas em algumas localidades, devido à escassez de afloramentos ao longo destes traços.

O quadro evolutivo estrutural da região é reconhecido por feições deformacionais com várias evidências de reativação nas rochas pré-cambrianas, pelas estruturas observadas nas rochas sedimentares mesozóicas e da Formação Barreiras. Estão representadas por diversos conjuntos e diferentes produtos de deformação.

As estruturas do embasamento cristalino ocorrem em três diferentes porções da área. Ocorrem no setor NW correspondendo aos afloramentos da serra do Ererê, no setor Central próximo a Itaiçaba, no setor SE na serra dos Dantas e dispersa em afloramentos ao longo da planície fluvial do Jaguaribe no setor SW.

No setor NW, a serra do Ererê é constituída basicamente por quartzitos tendo como estrutura principal o bandamento composicional com foliação de micas com orientação preferencial N25W/80NE. São comuns dobras do bandamento com foliação de mica paralela ao plano axial. Apresentam forte lineação mineral e de estiramento. O padrão de fraturamento é composto por três famílias de juntas com orientação NE, EW e NS. Ocorrem falhas normais e inversas com praticamente as mesmas orientações, o que pode indicar mais de um pulso de deformação.

A serra dos Dantas, no setor SE, também é constituída por quartzitos, com a mesma feição marcante de bandamento composicional do setor NW, com direção N10E/80NW. Também com lineação mineral e mesmo estilo de dobras do Ererê. O padrão de fraturamento também é semelhante ao do setor NW.

A leste da cidade de Itaiçaba, às margens do Jaguaribe afloram gnaisses e migmatitos estruturados por uma zona de cisalhamento que mostra variação de intensidade e com movimentos dextrais. Sua caracterização textural indica para milonitos a ultramilonitos, marcada pelo bandamento composicional orientado para NW-SE, apontando para uma deformação intensa, desenvolvida no fácies anfibolito indicada pela recristalização de feldspato potássico. É reconhecido trama S-C com assimetria dextral caracterizada pela foliação de achatamento (S) em ângulo com a foliação de cisalhamento (C) e o bandamento. A lineação de estiramento é orientada para NW indicando ainda movimento transcorrente. Vários indicadores de sentido de cisalhamento foram reconhecidos, indicando o padrão assimétrico da trama deformacional, do tipo porfiroclastos com franjas de deformação, sigmóides de foliação, trama composta S-C, sombras de pressão, além da assimetria das dobras. As dobras são sin-deformação mostrando foliação plano axial e paralela aos planos de foliação de achatamento. São ainda reconhecidas dobras tardias por deformarem a foliação plano axial. Seu desenvolvimento é aqui interpretado como associado ao evento transcorrente do final do Ciclo Brasileiro que moldou os terrenos pré-cambrianos da Província Borborema. Sua orientação geral aponta para uma direção de padrão de descontinuidade do tipo-X dentro do esquema proposto por Riedel para modelos deformacional para cisalhamento simples, onde a componente principal (Y=D) seria a dos traços dos cinturões de cisalhamento Jaguaribe, Senador Pompeu e Portalegre, todos NE-SW.

É evidente o retrometamorfismo, provocado pela percolação de fluidos marcada pela saussuritização, epidotização e cloritização, sem deformação associada, pois são aproveitados planos de clivagem e de geminação dos feldspatos. Este evento aponta para forte ativação termal, que pode estar associada aos processos finais de estabilização da Província Borborema.

O padrão de fraturamento é marcado por juntas e falhas. As famílias principais das juntas (NE-SW, NW-SE, NS e EW) marcam fortemente o controle do rio Jaguaribe, e seus traços, a partir das Serras do Ererê e dos Dantas e de Itaiçaba, mostram forte controle do padrão de drenagem e das anomalias de relevo. Os afloramentos dispersos na planície aluvial se apresentam com padrão de fraturamento que se ajusta à organização do Jaguaribe e seus

afluentes. São reconhecidas duas famílias de fraturamento: NS e NE que marcam as anomalias de relevo e drenagem. A família NE-SW está relacionada com a formação da Bacia Potiguar.

As rochas que compõem a Formação Jandaíra possuem três famílias de juntas: NS, NW e NE. A família NS é destaque por coincidir com o controle do rio e as outras correspondem ao padrão de fraturamento do embasamento.

As rochas sedimentares que constituem a Formação Barreiras têm quatro famílias de juntas que repetem a orientação do embasamento e do mesozóico. Além disto, várias pequenas falhas foram reconhecidas, cujas direções principais se ajustam em parte com o quadro reconhecido anteriormente por SOUSA et al. (1999, 2000) de regime sin a pós-deposicional, e um segundo conjunto de falhas deformacionais, associadas então a um quadro mais jovem na história evolutiva da região.

A avaliação das orientações dos eixos de paleotensão foi elaborada a partir das populações de falhas que atuaram nas diferentes etapas evolutivas. Para as rochas cristalinas foram considerados os planos de cisalhamento, a lineação de estiramento e os indicadores de sentido de cisalhamento. Para as falhas foram considerados as orientações de seus planos estriados, as estrias e o sentido de movimento reconhecido.

Esta análise dos eixos de paleotensões permitiu o reconhecimento de quadro distensivo NW-SE para as falhas presentes no embasamento cristalino e regimes distensivos EW e NE-SW para a Formação Barreiras. O primeiro quadro reconhecido é associado à formação da Bacia Potiguar, deixando traços de falhas nas rochas do embasamento e reativando em parte estruturas mais antigas. É caracterizado pela projeção de  $SH_{MIN}$  na direção NW-SE, com esforços compressivos NE-SW. Tal arranjo se ajusta ao modelo evolutivo reconhecido por BERTANI (1990), de formação da Bacia Potiguar associada ao processo de ruptura e deriva continental de formação do Oceano Atlântico.

O segundo quadro reconhecido, envolvendo principalmente as falhas que deformam os sedimentos da Formação Barreiras, é interpretado como associado ao processo de sua sedimentação, sin a pós-deposicional, caracterizando evento distensivo com direção aproximada EW, dados estes que concordam com o quadro reconhecido por SOUSA et. Al (1999, 2000) para as cercanias da área estudada, e que deve ter ocorrido durante o Mioceno-Plioceno, época tida como de sedimentação Barreiras.

O último evento reconhecido, com eixo distensivo NE-SW e projeção de  $SH_{MAX}$  em NW-SE, é interpretado como decorrente do regime neotectônico presente no litoral e no interior da região Nordeste do Ceará, concordando com os dados reconhecidos por diversos autores que têm analisado o papel da Neotectônica na evolução do território brasileiro.

## 10 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SÁBER, A. N. 1956 B, Depressões periféricas e depressões semi-áridas do Nordeste do Brasil. Bol. Paulista de Geog., 22:3-18.

AB'SÁBER, A. N. 1969, Um conceito de geomorfologia a serviço do quaternário. Geomorfologia n. 18. São Paulo. Instituto de Geografia. Universidade de São Paulo. P. 1-23.

ALBUQUERQUE, J. P. T. de. 1970, Inventário Hidrogeológico do Nordeste: Folha nº 15, Jaguaribe - CE. Recife, SUDENE, 187 p. (Hidrogeologia, 32).

ALHEIROS, M.M.; LIMA FILHO, M.F.; MONTEIRO, F.A.J. e OLIVEIRA FILHO. 1988, Sistemas Depositionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. Anais XXV Congresso Brasileiro Geologia, 2:753-760.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. 1977, Províncias estruturais brasileiras. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 7, Campina Grande, Atas, 363-391.

ALMEIDA, F.F.M. 1967, Geologia sedimentar da costa de Aracati-Icapuí no estado do Ceará-Brasil. Dissertação de Mestrado UFPE. 127p. Recife.

ALMEIDA, F.F.M. 1967, Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro. DNPM/DGM. p. 241 (Boletim).

ALMEIDA, F.F.M. 1969, Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 28, Salvador. Anais..., Salvador: SBG, 1969. P. 24-46

ANDRADE. E. 1986, Geologia Sedimentar da Costa de Aracati-Icapuí, no Estado do Ceará - Brasil. Dissertação de Mestrado UFPE. Recife, 127 p.

ANGELIER, J. 1994, Fault analysis and paleostress reconstruction. In: HANCOCK, P.L. (Ed.) Continental deformation. Pergamon Press, p. 53-100.

ANGELIER, J. 1990, Tectonique cassant et neotectonique. Annales de la Societé Geologique de Belgique, Liege, v. 112, n. n.2, p. 283-307.

ANGELIER, J. MECHLER, P. 1977, Sur une méthode également en tectonique et en séismologie; la méthode des diédres droits. Bull. Soc. Géol. De France, v. 7, n. 1p. 139-18.

ARAI, M.; UESUGUIO, N.; ROSSETTI, D. F. E GÓES, A. M. 1988, Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no Nordeste do estado do Pará. Anais XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, 2:738-745.

ARTHAUD, F. 1969, Méthode de détermination des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bulletin. Société Géologique France, n. 11, p. 729-737.

ASMUR, H.E. & FERRARI, A. L. 1978, Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. In: Projeto REMAC (Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil). Rio de Janeiro. Petrobras. CENPES, DINTEP. 4:75-88.

ASMUR, H.E. & PORTO, R. 1972, Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: Cong. Bras. de Geol. 26, Belém, SBG, 2:67-90.

ASSUMPÇÃO, M. 1992, Patterns of focal mechanism and seismic provinces in Brazil. I: Cong. Bras. Geofísica, 1 Anais..., pp. 467-472.

ASSUMPÇÃO, M. 1992, The regional stress field in South America. Journal of Geophysical Research, Washington, D.C., v. 97, n.88, p. 1189-11903.

ASSUMPÇÃO, M.; FERREIRA, J. M. ; CARVALHO, J.M.; BLUM, M.L.; MENEZES, E. A.; FONTENELE, D. e AYRES, A. 1989, Seismic activity in Palhano, CE, October 1988, Preliminary results. Ver. Bras. Geofís., 7: 111-17.

BACOCOLI, G. 1971, Os Deltas Marinheiros Holocênicos Brasileiros: uma tentativa de classificação. Boletim Técnico, PETROBRAS., Rio de Janeiro, 14:5-38.

BARRETO, <sup>a</sup> M. F.; BEZERRA, F. H. R.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; PAIVA, R. P.; MUNITA, C. S. 2002, – Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 179 (2002) 57-69.

BARRETO, A. 1967. Sumário geológico da região rutilífera de Independência – CE. Série Geologia Econômica. Recife, SUDENE, p 39-47.

BARRETO, O. 1979, Sumário geológico da região rutilífera de Independência - CE. Recife, SUDENE, Série Geológica Econômica, 39-47.

BASCHENINA, N. V. et al. 1972, Methods of morphostructural analysis. Geomorphological mapping. In: UGI, Manual of Detailed Geomorphological Mapping-Comission on Geomorphological Survey and Mapping. Prague. P.83-89.

BAMERGUY, R.L.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S. 1999, O compartimento morfotectônica Manaus-Nhamundá sistemas de relevo, drenagem e os elementos estruturais da Neotectônica. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, 1999. Manaus. Anais. Manaus, SBG/NO, 1999, v.1, p. 326-329.

BAMERGUY, R.L.; COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; SILVA JUNIOR, O.G. 2001, Relevo da Amazônia: uma abordagem morfométrica e morfológica ao longo do rio Amazonas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, 2001, Belém. Anais. Belém, SBG/NO, 2001, vi, p. 11-14.

BAMERGUY, R.L.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; SOARES JUNIOR, A.V. 2002, Structural geomorphology of the Brazilian Amazon region. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. (Eds). Constituição e geologia do Amazonas. Belém. SBG, Núcleo Norte, 2002, v.3, p. 245-257.

BENCH, B..M. et al. 1977, Methods of determining the orientations of bedrock fracture systems in southwestern. Pennsylvania and northern west Virginia. Report of investigations: Bureau of mines, p. 8217.

BERROCAL, J.; ASSUMPCÃO, M. ANTEZA, R.; DIAS NETO, C.M.; ORTEGA, R.; FRANÇA, H.; VELOSO, J.A.V. 1984, Sismicidade do Brasil. Instituto Astronômico e geofísico, USP. Comissão Nacional de Energia Nuclear, 320 pp.

BERROCAL, J.; BARROS, J. e OLIVEIRA, R. 1971, Sismotectônica do Nordeste brasileiro. In: Cong. Bras. Geol., 25, São Paulo, 1971. SBG, São Paulo, 1971. Anais..., 2:129-137.

BERTANI, R. T.; COSTA, I. G.; MATOS, R. M. D de. 1990, Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e hábitat do petróleo na Bacia Potiguar. In RAJA GABAGLIA, G. P. e MILANI, E. J. (Coord.). Origem e evolução de bacias sedimentares. PETROBRAS., Rio de Janeiro, 291-310 p.

BEURLIN, K. 1967, A Estrutura geológica do nordeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro Geologia, XXI. Curitiba. Anais. Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia, P. 151-158.

BEZERRA, F.H.R.; VITA-FINZI, C. 2000, How Active is a passive margin? Paleoseismicity in northastern Brazil. *Geology*, Bolder, v. 28, n.7, p.591-594.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. 2001a, – Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coast plain morphology in NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*.

BEZERRA, F.H.R. et al. 2001b, Seismites: origin, criteria for identification and examples from the Quaternary record of Northeastern Brazil. *Pesquisas em Geociências*, Porto Alegre, v. 28, n.2, p.205-212.

BIGARELLA, J. J. 2003, Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Vol. III, origem do modelado, geomorfologia estrutural, compartimentação de relevo e depósitos correlativos. Ed. UFSC, Florianópolis, p. 1099-1285.

BIGARELLA, J. J.; e ANDRADE, G. D. 1964, Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Arg. Inst. Cien. da Terra. Recife*, 2: 2-14.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTINS, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; VILAS BOAS, G. S. e FLEXOR, J. M. 1979, Quaternary marine formations of the coast of the state of Bahia (Brazil). *Atas Simp. Inter. Evol. Cost. Quaternário*, São Paulo. 232-253.

BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. DOMINGUEZ, J.M.L.; VILAS BOAS, G.S. e FLEXOR, J. M. 1979, Quaternary marine formations of the coast. *Quaternário*, São Paulo.232-253.

BLOOM, A. L. Tectonic Landform. In: *GEOMORPHOLOGY – A systematic analysis of Late Cenozoic*. New Jersey: Prentice Hall, 1987. P. 28-53.

BRAGA, A. P. G. ET AL. 1977, Projeto Fortaleza, Relatório Final. Recife, DNPM/CPRM, v. 1 e 2.

BRAGA, A. P. G.; MENDONÇA, J. C. G. S. 1984, Projeto Mapeamento Geológico, Escala 1:100.000. Folha SB.24-Z-A-I (Orós). Nuclebrás/Ceminas, Fortaleza, 56 p.

BRANNER, J. C. 1902, Geologia of the Northeast Coast of Brazil. *Geol. Soc. América. Colorado*, (13):41-98.

BRASIL. 1981, Projeto Radambrasil; Folhas SB. 24/25 Jaguaribe/Natal; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. MME/SG, 744p.

BRITO NEVES, B. B. de. 1975, Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano nordestino. *Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado*, 198 p.

BRITO NEVES, B. B. de; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J. dos; CAMPOS NETO, M. C.; KOZUCH, M. 1995, O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):281-296.

BULL, W.B., WALLACE, R.E. 1997, A formação Pirambóia no Centro Leste do Estado de São Paulo. Rio Claro: 196p. Tese de (Livre-Docência) Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista.

CABY, R.; ARTHAUD, M. H. 1986, Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, Nordeste Brazil. *Geology*, 14:871-874.

CABY, R.; ARTHAUD, M. H.; ARCHANJO, C. J. 1995, Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. In: Silva Filho, A. F. da & Lima, E. S. de (eds.) *Geology of the Borborema Province, Northeast Brazil*. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3/4):235-246.

CABY, R.; SIAL, A.; ARTHAUD, M. H.; VAUCHEZ, A. 1991, Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny In Northeast Brasil. In: Dallmeyer, R. D.; Lecorché, J. P. (eds.) - *The West African Orogens and Circum Atlantic correlatives*. Springer-Verlag, 373-397.

CAMPOS e SILVA, A.; MABESOONE, J. M. E BEURLLEN, K. 1971, Estratigrafia do Grupo Barreiras nos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. *Rev. Ass. Geol. Pern.*, Recife, 2:1-13.

CAMPOS, M. 1976, Projeto Rio Jaguaribe. DNPM/CPRM. Relatório Final. Recife.

CAMPOS, M. de; BRAGA, A. de P. G.; SOUZA, E. M. de; SILVA, F. A. da; FRANÇA, J. B. de. 1979, Projeto Rio Jaguaribe, Relatório Final. Brasília, DNPM, 149 p.

CARNEIRO, dal R.C.; Hamza, V.M.; ALMEIDA, F.F.M. de 1989, Ativação tectônica, fluxo e simicidade no nordeste oriental brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 19, p. 10-21.

CORIOLOANO, A. C. F.; JARDIM de SÁ, E. F.; LUCENA, L. F de; SAADI, A., 1999. A deformação Quaternária no litoral Oriental do rio Grande do Norte. VII Simp. Nac. Estudos Tectônicos, Lençóis, 4/67-70.

CASTRO, J.C.; BARROCAS, S.L.S. e LIMA, H.P. 1981, Fácies, diagênese e modelos de acumulação da Formação Açu, parte emersa da Bacia Potiguar. PETROBRAS/CENPES. Relatório Interno, Rio de Janeiro.

CAVALCANTE, J.C. ET AL. 1983. Mapa geológico do estado do Ceará; Escala 1:500.000. MME-DNPM/MI-SUDENE/Governo do estado do Ceará, Fortaleza.

CAVALCANTE, J. C. 1987, Estratigrafia das folhas Mombaça e Catarina - uma proposta. 1987. Fortaleza, CPRM/REFO. 15p. (Relatório Interno).

CAVALCANTE, J. C. 1999, Limites e evolução geodinâmica do sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 183 p.

CAVALCANTE, J. C.; MEDEIROS, W. E.; CASTRO, D. L.; SÁ, J. M. 1998, A Faixa Jaguaribeana (parcial): integração geológico-gravimétrica. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 13.

CAVALCANTE, J. C.; SÁ, J. M. 1997, A Seqüência Peixe Gordo no contexto da Faixa Jaguaribeana, Província Borborema, NE do Brasil. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, Resumos Estendidos, Boletim nº 15, 16-19.

CORDANI, U. G. et. Al. 1984, Estudos preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Ciências, Técnica, Petróleo/PETROBRAS, 15.

CORRÊA, I.C.S. 1990, Analyse morphostructurale et evolution paleogeographique de la plate-forme continentale sud bresilienne (Rio Grande do Sul-Brésil). 1990. 314 f. Tese (Doutorado) – Université de Bordeaux I, Bordeaux .

COSTA, J.B.S. et. al. 1991, Tectônica Mesozóica da região norte do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS NEOTECTÔNICOS, 3, Anais... Rio Claro: SBG, 1991, p. 108-109.

COSTA, J.B.S.; BORDES, M.S.; HASUI, Y.; PIRES-NETO, A.G.; MORALES, N.; RUEDA, J.R.J. 1998. Compartimentação neotectônica do Sudeste do Brasil. In: 40 Congresso Brasileiro de Geologia, 40, 1998, Belo Horizonte. Anais. Belo Horizonte: p. 75.

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

COTTON, C.A., 1968, Tectonic landscapes. In: FAIRBRIDGE (Ed.): Encyclopedia of geomorphology, New York, p. 1109-1116.

COUTINHO, P.N. 1976, Geologia marinha da plataforma continental Alagoas-Sergipe. Tese de livre Docente UFPE. 112 p. Recife.

CYPRIANO, J. L. e NUNES, A.B. 1968, Geologia da Bacia Potiguar. PETROBRAS/DEPEX. Relatório Interno. Rio de Janeiro.

DNPM. 1983, Mapa geológico do estado do Ceará.

DEFFONTAINES, B; CHOROWICZ, J. 1991, Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. *Tectonophysics*, Amsterdam, n. 194, p. 237-263.

DOMINGUEZ, J. M. L. 1999, Erosão costeira na região leste-nordeste do Brasil. Tese submetida como requisito do concurso para Prof. Titular da Disciplina de Geologia Sedimentar e Costeira, Universidade Federal da Bahia.

EMBLETON, C. 1987, Neotectonic and morphotectonic research. *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, Stuttgart. V. 63. P. 1-7.

FERREIRA, J. M. al. 1998, Superposition of local and regional stress in northeast Brazil: evidence from local mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophysics Journal International*. London, v. 134-355.

FETTER, A. H.; SCHMUS, W. R. 1996, Determinação da época do magmatismo e metamorfismo da região noroeste do Ceará, como base na datação de zircão, monazita, titanita e granada. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, 6:467-470.

FETTER, A. H.; DANTAS, E. L. 1996, O Método U-Pb em minerais contendo U - sua potencialidade e complicações em geocronologia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, 6:476-480.

FETTER, A. H.; SANTOS, T. J. S. dos; NOGUEIRA NETO, J. A.; VAN SCHMUS, W. R. 1995, Geocronologia U-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total do Estado do Ceará - resultados iniciais. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, Boletim nº 14, 2:418-422.

FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S. dos; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A. 1997, Geocronologia e estruturação do Estado do Ceará: NW da Província Borborema, NE Brasil. In: SBG/Núcleo Nordeste de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, Boletim nº 15, 32-33.

FIGUEIREDO FILHO, O. A. de. 1994, Geoquímica e geocronologia de metavulcânicas e metagranitóides dos cinturões Orós e Jaguaribe, Sudeste do Ceará. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 157 p.

FORTES, F. P. 1987, Mapa geológico da Bacia Potiguar: a origem da Bacia Mesozóica do Apodi como decorrência do ciclo tecto-orogénico Brasileiro. PETROBRAS/DEBAR/DINTER. 1986, Natal, Relatório Interno.

FREIRE, G.S.S. 1993, Geologia Marinha da plataforma continental do estado do Ceará. Tese de mestrado UFPE. 132 p. Recife.

GERASIMOV, I., 1968, Morphostruture. In: FAIRBRIDGE, R.W., (Ed.) *The Encyclopedia of Geomorphology*. New York: Reinhold Book, p.731-732.

GOMES, J. R. de C.; GATTO, C. M. P. P.; SOUZA, G. M. C. de; LUZ, D. S. da; PIRES, J. de L.; TEIXEIRA, W. 1981, Geologia, Mapeamento Regional. In: Projeto Radambrasil. Folhas SB.24/25, Jaguaribe/Natal; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, MME/SG, 23:27-176.

GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M. 1989, A faixa de alto grau da região de Cariré-CE. In: SBG/Núcleos Fortaleza, Nordeste e Bahia, Simpósio de Geologia do Nordeste, 13, e Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2, Fortaleza, Atas, Boletim nº 11, 261-264.

GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M. 1998, Granulito Macaco: Nova ocorrência de rochas granulíticas na Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 472.

GOY, J.L.; SILVA,P.G.;ZAZO,C.;BARDAJI,T.;SOMOZA,L. 1991, Model of morphotectonic map and legend. Bulletin of INQUA Neotectonic Commission, 12:19-31.

GRIM, R. E. 1968, Clay mineralogy. Ed. McGraw-Hill. New York, 596 p.  
HANCOCK, P.L. ; WILLIAMS, G. D. 1986, Neotectonics. Journal. Geological. Society. London, v. 143, p. 325-6.

HARALYI, N.L.E., HASUI, Y. 1982, Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32 Salvador, (a). Anais ... Salvador, SBG, v. 1, p. 374-385.

HASUI, Y. 1990, Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. Anais 1º Workshop Neotectônica e Sedimentação Continental. Cenozóica. No Sudeste Brasil.. Belo Horizonte, 1990, Anais. Belo Horizonte, SBG-MG, Bol. 11, p. 1-31.

HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. – 1988 – Curso de Zonas e Cinturões de Cisalhamento. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, Universidade Federal do Pará, Belém, PA. 86 p.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S. 1992, Regimes Tectônicos. In: Geologia Estrutural Aplicada, São Paulo, ABGE/VOTORANTIM, 459 p.

HASUI, Y., COSTA, J. B. S. 1996, Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, 1996, Belém. Anais... Belém: SBG, V.1, p.20.

HASUI, Y.; SENA COSTA, J.B.; BORGES, M.S.; MORALES, N.; LIMENEZ-RUEDA, J.R. 1998, Evolução morfotectônica do Sudeste do Brasil. In: Congr. Brás. Geol., 40, SBG, Belo Horizonte, p. 78.

HASUI, Y.; BORGES, M.S.; MORALES, N.; COSTA, J.B.S.; LIMENEZ-RUEDA, J.R.; PIRES NETO, A.G., BERMEGUY, R.L. 1999, Mapa neotectônico do estado de São Paulo: quadro preliminar. In: Simp. Geol. Sudeste, 6, 1999, São Pedro. Bol. De Resumos. São Pedro, SBG/SP/RJ/ES e IGCE/UNESP, 1999. p. 98.

HASUI, Y.; BORGES, M.S.; MORALES, N.; COSTA, J.B.S.; BERMEGUY, R.L.; LIMENEZ-RUEDA, J.R. 2000, Intraplate neotectonics in Southeastern Brazil. 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro, CD-ROM.

HASUI, Y., MIOTO, J.A. 1992, Geologia Estrutural Aplicada. São Paulo: ABGE,. p.261.

HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIMS, P. F. 1981, Geologia Estrutural. Barcelona, Ediciones Omega, 518 p.

HORTON, R.E. 1945, Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. Bulletin of Geological Society of America, Bolder, v.56, p.275-368.

HOWARD, A. D. 1967, Drainage analysis in geologic interpretation: A Summation: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Tulsa, v. 51, n. 11, p. 2246-2259.

JARDIM de SÁ, E. F. 1994, A Faixa Seridó (Província Borborema NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 803 p.

JARDIM de SÁ, E. F.; FOWLER, F. H. 1981, A orogênese brasileira e suas relações com faixas supracrustais no nordeste do Ceará. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 10, Recife, Atas, 337-350.

JAIN. V.E. 1980, Geotectonica general. Moscou, Mir. V.1, 356p.

JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES. 2001, 14. p. 61-75.

KEGEL, W. 1957, Contribuição ao estudo da bacia costeira do Rio Grande do Norte. (Cretáceo Superior). Pernambuco. An. Acad. Bras. Ci., 29:373-375.

KEGEL, W. 1965, A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Boletim 227, 47 p.

KENGEL, W. L. e ANDERY, P.A. 1949, Geologia. Costa do Nordeste. Relatório Cons. Nac. Petróleo. Rio de Janeiro.

KLLER.E.A. PINTER.N. 1996, Active tectonics. Prentice-Hall. 338p.

KING, L. C.A. 1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. Revista Brasileira de geografia. v.. 18, n. 2, p. 14-265.

KREIDLER, W.L. e ANDERY, P.A. (1949), Geologia. Costa do Nordeste. Relatório Conselho Nacional. Petróleo. Rio de Janeiro.

LIMA, C. COBBOLD, P.R. SOUDARIAN.L. 1997, Topographic and structural expression of Andean-related tectonics in midplate South America. Simp

LIMA, C. C . 1998, Expressões topográficas e estruturais da compressão atuante na Placa Sul-Americana. Congresso Brasileiro de Geologia, 40. Belo Horizonte. 1998. Anais..., Belo Horizonte, SBG. v. 1 p. 79.

LIMA, C.C., 1999, Expressions Topographiques et Structurales de l'Etat de Compression Generalisee au Sein de la Plaque Sud-Americaine. 370f. Tese (Doutorado) – Universidade de Rennes 1, Rennes.

LIMA, C.C.; VIVIERS, M. C.; MOURA, J.R.S.; SANTOS, A.A.M. e CARMO, I.O., 1990, O grupo Barreiras na Bacia Potiguar: relação entre o padrão de afloramentos, estruturas pré-Barreiras e neotectonismo. Anais XXXVI Conq. Bras. Geol. 607-620. Natal.

LIU, C.C. 1984, Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação no Estado do Rio de Janeiro. São Paulo, 157p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

MABESOONE, J.M.; CAMPOS E SILVA, A. & BEURLIN, K. 1972. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. Ver. Brás. Geociências., 2:173-188.

MABESOONE, J. M. (1987), Revisão Geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte e do seu embasamento FINEP/PADC. Relatório Interno. 60p. Recife.

MACEDO, M. H. F.; SÁ, J. M.; KAWASHITA, K. 1988, A idade da Faixa Orós: dados preliminares. Revista Brasileira de geociências, 18(3):362-368.

MAGINI, C.; BRITO NEVES, B. B. de; HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHMUS, W. R.; DANTAS, E. L.; FETTER, A. 1997, Sequência das intrusões plutônicas em terrenos paleoproterozóicos no Extremo Oeste Potiguar. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, Resumos Estendidos, Boletim nº 15:56-60.

MAIA, L. M. 1993, Controle tectônico e evolução geológica/sedimentológica da região da desembocadura do rio Jaguaribe. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 144 p.

MARTIN, L. ; MORNER, N.A.; FLEXOR, J.M. e SUGUIO, K. (1986), Fundamentos e reconstrução de antigos níveis marinhos do Quartenário. Bol. IG-USP. Publicação Especial nº 4, 161p. São Paulo.

MARTINS, G.; OLIVEIRA, E. P.; SOUZA FILHO, C. R.; LAFON, J. M. 1998, Geochemistry and geochronology of the Algodões sequence, Ceará, NE Brazil: a paleoproterozoic magmatic arc in the central Ceará, domain of the Borborema Province? In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 28.

MARTONNE, E. 1943, Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. Ver. Bras. De Geografia, v.5, n. 4, p. 523-550.

MATOS, R. M. D. 1987, Sistema de riftes cretáceos do Nordeste brasileiro. PETROBRAS/DEPEX/DEBAR. Relatório Interno. Rio de Janeiro, 34 p.

MATOS, R.M.D. 1992, The Northeast Brazilian Rift System. Tectonics, Washington, v. 11, n.4, p. 766-791.

MEDEIROS, M. de F.; CAVALCANTE, J. C.; SOUZA, E. M. de. (orgs). 1993,. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; Catarina, Folha SB.24-Y-B-II, Estado do Ceará, Escala 1:100.000, Texto Explicativo. Brasília, DNPM/CPRM, 170 p.

McKENZIE, D.P. 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters, Amsterdam, v. 40, p.25-32.

MEIRELES, A. J. A. 1991, Mapeamento geológico-geomorfológico do Quaternário costeiro de Icapuí - Extremo leste do estado do Ceará. Dissertação de Mestrado UFPE. Recife, 133 p.

MEIRELES, A.J.A. (1991), Mapeamento geológico-geomorfológico do Quaternário costeira de Icapuí – Extremo leste do estado do Ceará. Dissertação de Mestrado UFPE. 133 p. Recife.

MELLO, A.A.de; SOUZA, E.M.de & MENDONÇA, J.C. 1978. A tectônica linear no Estado do Ceará. In: Congr. Brás. Geol., 30. Recife, 1978. Anais, SBG. V.1, p.393-407.

MENDONÇA, J. C. G.; CAMPOS, M. de; BRAGA, A. de P. G.; SOUZA, E. M. de. 1982, Caracterização estratigráfica dos metassedimentos da região de Itaitaia-CE (Grupo Itaitaia). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, Anais, 1:325-338.

MESCHERIKOV. Y.A. 1968, Neotectonics. In. FAIRBRIDGE. R.W. (Ed.) Enciclopedia of Geomorphology. New York: Reinhold, P. 768-73.

MESQUITA, A.R. 1994, Variação do nível do mar nas costas brasileiras. Afro-American Gloss News, v.1, p.3-4.

MILLOT, G. 1963. Geologie des argiles. Paris, 449 p.

MIOTO, J.A. Sismicidade e Zonas Sismogênicas do Brasil. Rio Claro. 1993, P. 276. Tese (Doutorando). Universidade Estadual Paulista.

MÖNER, N.A., 1990, Neotectonics and Structural Geology; general introduction. Bull. INQA Neotectonics Commission, n. 13, p. 87.

MORAIS, J.O. (1968), Contribuição ao estudo dos “beah rocks” do nordeste do Brasil. Trab. Oceanoq. UFPE., 2:79-94.

MORAIS, J.O.; TINTELNOT, M. e IRION, G. (1993), Clay minerals as a tracer for transport-paths of fine sediments on the brazilian continental shelf. JOPS-I workshop. Niterói.

MORAIS, J.O de.; Compartimentação Territorial Evolutiva da Zona Costeira. In LIMA, L.C., MORAIS, J.O de e SOUZA, M.J.N de. Compartimentação Territorial e Gestão Regional do Ceará. Fortaleza: FUNECE, 2000. p. 106-180.

MORALES, N. 1993, Evolução Tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio na porção ocidental. IGCE-UNESP, Rio Claro, Tese de Doutorado, 264 p. 2 v.

MORNER, N.A.1989. Paleoseismicity and neotectonics. Tectonophysics. Amsterdam, v. 163, p. 181-84.

NASCIMENTO, D. A. do; GAVA, A.; PIRES, J. de L.; TEIXEIRA, W. 1981, Geologia; Mapeamento Regional. In: Brasil, MME/SG, Projeto Radambrasil. Folha SA.24 Fortaleza; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da Terra, Rio de Janeiro, 27-133.

NAUDIN, J-J. PRUD’HOMME, 1971, Méthodes d’analyses morphologiques et morphostructurales d’interprétation des topographies et des bathymétries dans les domaines continentaux et marins. Bulletin de l’Institute de Geologie du Bassin d’Aquitaine, Bordeaux, v. 10, p. 111-144.

NIKOLAEV, N.I. 1974, Tectonic conditions favorable for causing earthquakes occurring in connection with reservoir filling. *Engineering Geology*. Amsterdam. N.8, p. 171-189.

O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. – 1976, Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for term. *Geol. Soc. Am. Bull. New York*, v. 87, n. 10, p. 1463.

OJEDA, H.A.O. (1982), Structural framework, stratigraphy and evolution of Brazilian marginal basins. *BOL. AAPG*. 66 (6): 732-749.

OLIVEIRA, A. I. ; LEONARDOS, O.H. 1943, – *Geologia do Brasil*. 2ª Ed. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura. 1943. 813 p.

OLIVEIRA, J. F.; CAVALCANTE, J. C. (orgs.). 1993, Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil; Mombaça, Folha SB.24-V-D-V, estado do Ceará, Escala 1:100.000, Texto Explicativo. Brasília, DNPM/CPRM, 195 p.

OLIVEIRA, P. E. e ANDRADE RAMOS, J. R. 1956, *Geologia das quadrículas de Recife e Ponta de Pedras*. B. Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro, (15):1-60.

PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY, 2002, 179 , p. 57-69.

PAULA, J. E. A. 2004, Dinâmica e evolução ambiental do baixo curso do Rio Cauípe, Caucaia-Ceará. Dissertação de Mestrado. Mestrado Acadêmico em Geografia. Universidade Estadual do Ceará. Fortaleza.

PARENTE, C. V.; ARTHAUD, M. H. 1995, O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4)297-306.

PARENTE, C. V.; GUILLOU, J. J. 1995, Geologia e paleogeografia dos depósitos de magnesitas de idade Proterozóica (~2 GA) da região de Alencar (Ceará). In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, Boletim nº 14, 2:428-433.

PAVLIDES, S.B. 1989, Looking for a definition of neotectonics. *Terra Nova*. V. 1, n. 3, p. 233-235

PEREIRA, R. 1988, Geologia da região norte de Orós - CE: Área II - Fechados. Dep. Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 101 p.

PESSOA, R. R.; BRITO NEVES, B. B. de; KAVASHITA, K.; PESSOA, D. R.; FUCK, R. A. 1986, Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do Maciço de Troia - CE. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 12, João Pessoa, Atas, 75-88.

PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E. e SIEVER, R. 1973, Sand e sandstone. Ed. Springer-Verlag. New York, 618 p.

PEULVAST, J-P.; SALES, V.C. 2004, Stepped surfaces and paleolandforms in the northern Brazilian "Nordeste": constraints on models of morphotectonic evolution. Geomorphology, Amsterdam, (no prelo).

RANSEY, J. G. 1967, Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw Hill, 568 p.

REGALI, M. S. P. e GONZAGA, S. M. 1982, Palino-cronoestratigrafia da Bacia Potiguar. PETROBRAS/CEMPES/SEGALE. Rio de Janeiro, Relatório Interno.

RICCOMINIC, C.; PELLOGIA, A.U.G.; SALONI.J.C.L.; KOHNKE, M.W.; FIGUEIRA, R.M. 1989, EOTECTONIC ACTIVITY IN THE SERRA DO Mar rift system (Southeastern Brazil) Journal of South American Earth Science. Oxford, v. 2, p. 191-197.

SÁ, J. M. 1991, Evolution géodynamique de la cienteure Protérozoïque d'Óros, Nord-Est du Brésil. Faculdade de Ciências, Universidade de Nancy I, Nancy, França, Tese de Doutorado, 177 p.

SAADI, A. 1990, Um rift Neo-Cenozóico na região de São João Del Rei – MG, borda sul do Cráton do São Francisco. In: Workshop Neotectônica e Sedimentação Continental Cenozóica do sudeste do Brasil, I, Belo Horizonte, 1990, Anais., Belo Horizonte, SBG/MG, Bol. 11, p. 63-79.

SAADI, A. & TORQUATO, J.R. (1992), Contribuição a neotectônica do estado do Ceará. Ver. De Geologia. 5: 5-38.

SAADI, A. 1991, Ensaio sobre a morfotectônica da Minas Gerais. Belo Horizonte, IGC/UFMG. Tese de Professor Titular, 285p.

SAADI, A. 1993, Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretações preliminares. Revista de Geociências-Geonomos, 1: 1-15.

SABINS, JR. F. F. 1978, Remote Sensing principles and interpretation. São Francisco: W. h. Freeman,. P.426.

SALAMUNI, E. 1998, Tetônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). Rio Claro: Tese de (Doutorando). Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista. 214 p.

SANTOS, E. J. dos. 1995, O Complexo Granítico Lagoa da Pedra: acreção e colisão na

região de Floresta (Pernambuco). Província Borborema. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 219 p.

\_\_\_\_ (1994), Geologia do Quaternário. In: F.F. Falconi & A. Nigro. Jr. (eds.) Solos do litoral de São Paulo: 68-97. Mesa Redonda ABMS-ASSECOB. São Paulo.

\_\_\_\_ (1996), The role of neotectonics in the evolution of the Brazilian coast. *Geonomos*. 4: 45-53.

SANTOS, E. J. dos. 1996, Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: Congresso de Geologia, 39, Salvador, Anais, 6:47-50.

SANTOS, E. J. dos; COUTINHO, M. G. da N.; COSTA, M. P. de A.; RAMALHO, R. 1984, A região de dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Craton de São Luís e as bacias marginais. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D. de A.; Derze, G. R.; Asmus, H. E. (coords.), Geologia do Brasil (Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.000). MME-DNPM, Brasília, 131-189.

SANTOS, E. J. dos; BRITO NEVES, B. B. de 1984, Província Borborema. In: Almeida, F. F. M. de; Hasui, Y. (coords.). P Pré-Cambriano do Brasil. Edgard Blücher, São Paulo, 123-186.

SANTOS, E. J. dos; OLIVEIRA, R. G.; PAIVA, I. P. 1997, Terrenos do Domínio Transversal da Província Borborema: controles sobre acreção e retrabalhamento crustal ao sul do Lineamento Patos. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, Boletim nº 15, 141-144.

SANTOS, M. dos. 1999, Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: A Bacia Terciária de Aiuruoca e Evolução Morfotectônica. IGCE-UNESP, Rio Claro, Tese de Doutorado, 134 p.

SCHEIDEGGER, A.E. 1967, A stochastic model for drainage patterns into an intramontane trench. *Bulletin of the Association International of Hydrological Scientists*, Gentbrugge, v. 12, n.1, p. 15-20.

SCHOBHENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. (coords.). 1982, Mapa Geológica do Brasil e da área Oceânica Adjacente, incluindo Depósitos Minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília, MME/DNPM.

SELLEY, R. C. 1970, Ancient sedimentary environments. Londres, Ed. Chapman e Hall. 237 p.

SHREVE, R.L. 1967, Infinite Topologically Randon Channel Networks. *Journal of Geology*, London, v. 178-186.

SILVA FILHO, W. F. da. 2004, Domínios Morfoestruturais da Plataforma Continental do Estado do Ceará. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 288 p.

SILVA, E. R. 1997, Mapeamento geológico de uma área a sul de Jaguaribe-Ce. Dep. Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Relatório de Graduação, 97p.

SOARES, P. C. 1982, Lineamentos da Bacia do Paraná. In SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2, 1982, Brasília. Atas... Brasília, São José dos Campos: CNPq; INPE.

SOARES, P. C. FIORI, A. P. 1976, Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícia geomorfológica*, Campinas, n. 16, p. 17-39.

SOUSA, D. do C.; JARDIM de SÁ, E. F.; MATOS, R. M. D. 2000, Caracterização da deformação na Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (Icapuí, CE), litoral ocidental da Bacia Potiguar. VII Simp. Nac. Estudos Tectônicos, Pernambuco: 4/283-285.

SOUSA, D. do C.; JARDIM de SÁ, E. F.; MATOS, R. M. D.; OLIVEIRA, D. C de, 1999, Caracterização da deformação na Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (Icapuí, CE), litoral ocidental da Bacia Potiguar. VII Simp. Nac. Estudos Tectônicos, Lençóis: 4/90-93.

SOUZA, E. C. de. 1993, Litogeoquímica. In: Oliveira, J. F. de; Cavalcante, J. C., Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; Mombaça, Folha SB.24-V-D-V. Estado do Ceará, Escala 1:100.000. Texto Explicativo. Brasília, DNPM/CPRM, 69-113.

SOUZA, E. M. de; BRAGA, A. P. G. 1984, Mapeamento geológico, Folha Itapiúna - CE (SB.24-X-A-IV). Fortaleza, Nuclebrás/Ceminas, 76 p.

SOUZA, J. M. P. de. 1982, Geologia do extremo Oeste Potiguar, Área de Alexandria (RN). Dep. De Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 72 p.

SOUZA, M.J.N. de, 1988, Contribuição ao estudo das unidades morfo-estruturais do estado do Ceará. *Ver. De Geologia*, Fortaleza-CE, 1 (1): 73-91.

SOUZA, S.M. 1982, Análise da Litoestratigrafia da Bacia Potiguar. *Anais XXXII Congresso Brasileiro Geologia*. Salvador, 2392-2406.

SOUZA, Z. S.; MARTIN, H.; MACEDO, M. H. De f.; PEUCAT, J. J.; JARDIM DE SÁ, E. F. 1993, Un segment de croûte continentale juvénile d'âge protérozoïque inférieur: Le Complexe Caicó (RN, NE - Brésil). C. R. Acad. Sci. Paris, III, 316:201-208.

STEWART, I. S., HANCOCK, P. L. 1994, Neotectonics. In: Hancock, P. L. 9Ed.) Continental deformation. Pergamon Press, New York. P. 370-409

STRAHLER, A.N. 1994, Dinamic basis of geomorphology. Bulletin of Geological Society of America, New York, v. 63, p. 379-383.

SUDENE - ASMIC. 1967, Estudo geral de base do vale do rio Jaguaribe. Hidrogeologia. Recife, 7. 245 p.

SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1976, Brazilian coastine Quaternary formations – The states of São Paulo and Bahia litoral zone evolutive schemes. In: F.F.M. Almeida (ed) Continental margins of Atlantic type. Anais da Academia Brasileira de Ciências. 48 (suplemento): 325-334.

SUGUIO, K. 1980, Rochas Sedimentares. Editora Edgard Blücher Ltda. São Paulo, 500 p.

SUGUIO, K. 1999, Geologia do Quartenário e Mudanças Ambientais (passado + presente = futuro ?). São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, p. 366.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M. e AZEVEDO, A.E.G. 1985, Flutuações do nível relativo do mar durante o Quartenário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Rev. Bras. Geol., 15(4): 273-286.

SUMMERFIELD, M.A. 1991, Global Geomorphology. London: Longman, New York: John Wiley & Sons. 537p.

TEIXEIRA, F. J. e PAIVA, M. H. A. 1993, Estudo hidrogeológico e hidroquímico da região costeira do município de Icapuí-Ce. Relatório de Graduação UFC. Fortaleza, 144 p.

TORQUATO, J. R.; PEREIRA, L. H.; CAVALCANTE, V. M; M. 1986, Reconhecimento geocronológica e químico da província sub-vulcânica de Maracaú - Folha Santa Quitéria (CE). In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 12, João Pessoa, Atas, 94-108.

TORRES, H.H.F.; BARBOSA, A.G.; BRAGA, A.P.G.; GALLARDO, C.; SATO, E.Y. e MENDONÇA, J.C.S. 1990, Projeto João Câmara – estudos de neotectônica na bacia Potiguar e adjacências. Relatório final. Convênio DNPM/CPRM Sureg Recife. 75 pp. e anexos.

TRICART, J. 1959, Divisão morfoclimáticas do Nordeste Brasileiro. *Notícia Geomorfológica*, v. 6/7, p. 17-25.

TROMPETTE, R.; EGÍDIO-SILVA, M.; TOMMASI, A.; VAUCHEZ, A.; UHLEIN, A. 1993, Amalgamação do Gondwana ocidental no Penafriicano-Brasiliano e o papel da geometria do Cráton do São Francisco na arquitetura da Faixa Ribeira, *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3):187-193.

TROMPETTE, I.R. 1994, *Geology of Western Gondwana (2000-500) Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam: Brookfield, 350p.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B. de; HACKSPACHER, P. C.; BABINSKI, M.; FETTER, A. H.; DANTAS, A. L. 1997, Application of U-Pb and Sm-Nd geochronology to understanding the geotectonic history of the Borborema Province, NE Brazil and its implication for the evolution of West Gondwana. In: *South-American Symposium on Isotope Geology*, São Paulo, Extended Abstracts, 27-29.

VILLAS-BOAS, G. S.; BITTENCOURT, A.C.S.P. e MARTIN, L. e FLEXOR, J.M. 1979, Paleogeographic and paleoclimatic evolution during the Quaternary in the northern half of the state of Bahia. *Proceedings Inter. Symp. On Coastal Evolution in the Quaternary*. 254-263. São Paulo.

WALLACE, R.E. 1986, Overview and recommendations. In: Wallace, R.E. (Ed.). *Active tectonics*. Washington, D.C.: National Academic Press. P3-19.

WEGMANN, E. 1955, Lebendige tektonik eine Übersicht. *Geologische Rundschau*. Berlin, v.34, n.1. p. 4-34.

WINSLOW, M.A. 1986, Neotectonics: concepts, definitions and significance. *Neotectonics*, n.1, p. 1-15,

ZEMBRUSCKI, S.G.; GORINI, M.A.; PALMA, J.J.C. e COAST, M.O.A. 1971, Fisiografia e distribuição dos sedimentos superficiais da plataforma continental Norte Brasileira. *Bol. Tec. PETROBRAS*, 14 (3/4) 127-155. Rio de Janeiro.

ZOBACK, M.L. 1992, First and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project. *Journal of Geophysical Research*, v.97, p.11.703-11.728.