



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**ASPECTOS MORFO-TECTÔNICOS NOS PLATÔS DE  
PORTALEGRE, MARTINS E SANTANA/RN**

Autora:

**SILVANA DIENE SOUSA BARROS**

Orientador:

**DR. RENATO MARCOS DARROS DE MATOS**

Co-orientador

**PROF. DR. EMANUEL FERRAZ JARDIM DE SÁ**

Dissertação n° 05/ PPGG

**Natal-RN, agosto - 1998**



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**ASPECTOS MORFO-TECTÔNICOS NOS PLATÔS DE  
PORTALEGRE, MARTINS E SANTANA/RN.**

**Autora:**

**SILVANA DIENE SOUSA BARROS**

*Dissertação de Mestrado apresentada  
em 24 de agosto de 1998, para  
obtenção do título de Mestre em  
Geodinâmica pelo Programa de  
Pesquisa e Pós-Graduação em  
Geodinâmica e Geofísica da UFRN.*

**Comissão Examinadora:**

**DR. RENATO M. D. DE MATOS (ORIENTADOR)/PETROBRAS  
PROF. DR. EMANUEL FERRAZ JARDIM DE SÁ (CO-ORIENTADOR)/DG-UFRN  
PROF<sup>A</sup>. DR<sup>A</sup>. HELENICE VITAL/DG-UFRN**

**Natal - RN, agosto de 1998.**

“A ciência jamais persegue o ilusório objetivo de tornar finais ou mesmo prováveis suas respostas. Ela avança, antes, rumo a um objetivo remoto e, não obstante atingível: o de sempre descobrir problemas novos, mais profundos e mais gerais, e de sujeitar suas respostas, sempre provisórias, a testes sempre renovados e sempre mais rigorosos”.

K. J. Popper

Dedico este trabalho, a todos que contribuíram para o meu crescimento, seja pessoal, ou científico. Meus **pais (Barros e Marfisa)** e meus verdadeiros **amigos**.

## *AGRADECIMENTOS*

A autora externa seus mais sinceros agradecimentos às várias instituições que tornaram possível a realização deste trabalho: CAPES, UFRN, PETROBRAS, FINEP/PADCT, ITERN e CAERN.

A seqüência aqui estabelecida, não indica maior ou menor importância, e sim o desejo de não esquecer ninguém, mesmo assim, antes de mais nada agradeço a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

Agradeço à Deus por tudo, pelos percalços e principalmente pela força para lutar por meus ideais e também por atingí-los.

Agradeço aos meus pais Francisco Barros e Ana Marfisa Barros, fundamentais para que eu chegasse onde cheguei; aos meus irmãos (Ivan e Divana) por me mostrar que cada um de nós é um universo único e por meus sobrinhos (Henrique e Letícia) e à Luís Fernando a quem espero ser incentivo de um futuro melhor.

Aos meus orientadores Renato M.D. de Matos e Emanuel F. Jardim de Sá pela oportunidade a mim concedida, pelos ensinamentos, discussões, leitura crítica e sugestões.

Ao Prof. Allaoua Saadi, primordial na compreensão da geologia(grafia) morfo-dinâmica.

Agradeço aos professores da UFRN, pelo convívio e apoio na etapa empreendida (mestrado); aos professores da UFC pela força a mim confiada e pelo desejo do sucesso; em especial Eva Caldas, Loreci Lehugeur, Michel Arthaud.

À Joaquim R.F. Torquato pela amizade e confiança em todas as horas.

Aos meus amigos de mestrado Maria Helena, Luciano, Eugênio, Aderson e Cavalcanti, por muito do que foi partilhado e realizado.

À Rielva Solimairy minha amiga de todas as horas, sem nenhuma troca ou cobrança. Obrigado!

À Rosilene, com quem partilhei objetivos, discussões, alegrias e sonhos.

À Ivaldo (um amigo querido) por sempre estar presente em todo momento.

Aos meus novos companheiros do mestrado (Debora, Marcos, George Sand, Mário, Jesimael, Ivaldo, Romário, Cristiano, Maurício, Vilar) é sempre bom conquistar amigos.

À Eugênio Pacelli, pelo tratamento das imagens e pelo eterno bom humor.

À verdadeira e única “Equipe: Maria Helena, Rielva, Luciano, Debora, Marcos, Alex” e Ivaldo, Sayonara, que mostraram que um trabalho em equipe é sempre prazeroso.

Aos meus amigos daquelas horas em que a descontração falava mais alto, nos bons momentos em que dividíamos a pizza e a alegria (todos já citados e ainda, Ludmila, Werner, Pintus Cesaris e Edweis).

À Gleba, Luciano Pereira, Ivanety, Sayonara pelo incentivo sempre.

Aos professores M H Macedo, Helenice Vital, Jaziel M. Sá e Antonio C. Galindo, pelo carinho e atenção nos vários momentos.

Aos professores Vanildo Fonseca e Francisco Oliveira (amigo conquistado) pelas discussões, alegrias e ajuda em todos os momentos solicitados.

À professora Marcela Pereira pelas correções e *toques* muito válidos.

Aos professores Hilário Bezerra e Venerando Amaro pelo despertar de novos conhecimentos e a Ricardo Ivan, pela certeza de um caminho a seguir.

À Silvia Benigno, um apoio indispensável e inquestionável em todo e qualquer momento.

À Alex Antunes (*meu eterno companheiro geólogo*), que em todo e qualquer momento foi sempre mais do que um amigo. Que nunca soube dizer **não** por mais ocupado que estivesse. Agradeço pela confecção de todas as figuras deste trabalho, pelo carinho, por tudo.

Aos meus bolsistas e amigos Ludmila Bernardo, Liliane e Rodrigo pela ajuda no trabalho braçal com os mapas e pela paciência. Valeu a ajuda, obrigada!

À pessoas muito especiais que possibilitaram minha vinda para Natal (Eduardo Henrique, Luciana Dantas e Tâmara) meus amigos *sem senões*.

À Família Maia (Sr. Aurino, D. Santana, Jair Max, Sara e Jaíra) e à Sra. Maria Santana Fortunato pelo apoio logístico, carinho e acolhida, elementos fundamentais a mim presenteados, principalmente no término deste trabalho. Minha eterna gratidão.

Às Sras. Maria Romana (Ciça) e Erivânia pela presteza com que sempre me trataram.

À Família Dantas (Sr. Luís, D. Matilde, Dorinha, demais irmãos e sobrinhos) pela acolhida e incentivo desde os primeiros momentos.

À Família Melo (Sr. Júlio, Eulália, Jean) sempre presente.

À Família Avelino (Sr. João, Terezinha, vovó Dora, Gorety, Miguel e José Alberto) que acreditou em meus ideais e sempre me incentivaram.

À Família Farkat Tabosa, que sempre permitiu com muita alegria, nossa invasão “para os churrascos”.

Às famílias de Rielva Nascimento e Rosilene Menezes por acreditar no valor de uma conquista.

Aos meus amigos extra-geologia (Joseane-Aninha, Fátima, Gilberto, Alessandro, Socorro, e muitos outros) que tornaram todos os encontros, momentos de grata satisfação.

À Itanilson, Sérgio e Marco Aurélio, pessoas que tem arte em seus ideais.

À Luiz Vieira pelas discussões, disponibilidade e paciência.

Aos meus amigos cearenses (Diolande, Sérgio Ricardo, Ângela, Maurício, Fábio, Mauro, Telma, Cidrão), os P de CH (Alexandre Magno e Leal Neto) pela alegria do retorno e incentivo distante.

À Helano e Kaelly pela amizade e vibrações positivas.

Aos meus companheiros físicos (que sempre me ajudaram mesmo sem me conhecer, e especialmente Mará, Shobha, Cintia e Jailson) que fizeram dos nossos momentos de almoço muito agradáveis e fortificantes para o retorno ao trabalho.

À Joalmir e Coelho (PETROBRAS), pela ajuda na digitalização dos mapas.

À Sra. Mariinha e família (Pousada Portalegre), que durante as etapas de campo nos tratou (a mim e a Rosilene e demais colegas) como integrantes família.

À Diógenes, pelas discussões sempre válidas, para que este trabalho chegasse ao sucesso.

Aos desenhistas nankin (Sérgio Confessor) e Corel Draw (Gilson e Claudia) pelos mapas produzidos.

Aos funcionários do Departamento de Geologia da UFRN e Dedé pela atenção e ajuda no exercício de suas funções.

À Chateubriant, pela atenção e apoio no campo, mesmo enfrentando abelhas.

Por fim, agradeço à vida, que se comporta como um relevo em evolução. Onde se tem soerguimentos (*uplift*) e soterramentos. Nos pontos mais altos, são colocados todos que fazem deste relevo algo majestoso e belo; enquanto soterra-se as tristezas, depressões e os momentos não muito objetivos que precisam ser retrabalhados (pois sempre trazem ensinamentos). Se deseja sempre o soerguimento do relevo, para que todos os dias possam ser vislumbrados com orgulho os ideais e sonhos (sempre realizáveis).

## ÍNDICE

<i>Dedicatória</i>	
<i>Agradecimentos</i>	
<i>Índice de Ilustrações</i>	
<i>Resumo</i> .....	i
<i>Abstract</i> .....	iii
<b>CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO</b> .....	01
1.1 - <i>Proposição do Problema</i> .....	01
1.2 - <i>Fundamentos Teóricos</i> .....	03
1.3 - <i>Aspectos Metodológicos</i> .....	04
1.4 - <i>Aspectos Fisiográficos</i> .....	06
<b>CAPÍTULO 2 ESTRATIGRAFIA E ESTRUTURAÇÃO PRÉ-CENOZÓICA</b> .....	11
2.1 - <i>Introdução</i> .....	11
2.2 - <i>Os Terrenos Cristalinos Precambrianos</i> .....	11
2.3 - <i>A Bacia Potiguar e o Magmatismo Mesozóico</i> .....	13
2.3.1 - <i>O Magmatismo Rio Ceará-Mirim</i> .....	14
2.3.2 - <i>A Bacia Potiguar</i> .....	15
2.3.3 - <i>O Magmatismo Serra do Cuó</i> .....	18
2.4 - <i>Condicionamento Estrutural Pré-Cenozóico</i> .....	20
<b>CAPÍTULO 3 ARCABOUÇO CENOZÓICO</b> .....	23
3.1 - <i>Introdução</i> .....	23
3.2 - <i>A Bacia Potiguar Cenozóica</i> .....	24
3.3 - <i>A Formação Serra do Martins</i> .....	25
3.4 - <i>O Evento Magmático Macau</i> .....	30
3.5 - <i>Coberturas Recentes</i> .....	34
3.6 - <i>Sinopse do Quadro Geomorfológico</i> .....	36
3.7 - <i>Os Aspectos Neotectônicos e a Sismicidade da Porção Oriental do Nordeste</i> .....	41
<b>CAPÍTULO 4 LINEAMENTOS REGIONAIS</b> .....	47
4.1 - <i>Introdução e Métodos de Trabalho</i> .....	47
4.2 - <i>Estruturas Regionais</i> .....	48
4.2.1 - <i>Lineamentos Este-Oeste</i> .....	49
• <i>O Lineamento Patos</i> .....	49
• <i>O Lineamento Lajes</i> .....	49
4.2.2 - <i>O Sistema de Lineamentos Norte-Nordeste (NNE)</i> .....	50
• <i>A Zona de Cisalhamento Portalegre</i> .....	51
• <i>O Sistema de Falhas de Carnaubais</i> .....	52
4.2.3 - <i>Lineamentos Noroeste-Sudeste (NW-SE)</i> .....	53
• <i>O Sistema de Falhas de Afonso Bezerra</i> .....	54
• <i>A Zona de Cisalhamento Frutuoso Gomes</i> .....	54
4.2.4 - <i>Lineamentos Norte-Sul</i> .....	55
4.3 - <i>Análise das Estruturas em Produtos de Sensoriamento Remoto</i> .....	56
• <i>Bloco Portalegre-Martins</i> .....	57
• <i>Bloco Santana</i> .....	58
<b>CAPÍTULO 5 CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA</b> .....	69

5.1 - <i>Considerações Iniciais e Métodos de Trabalho</i> .....	69
5.2 - <i>Unidades Morfo-Esculturais</i> .....	70
5.2.1. <i>Bloco Portalegre-Martins</i> .....	70
5.2.2. <i>Bloco Santana</i> .....	74
5.3 - <i>Unidades Morfo-Tectônicas</i> .....	77
5.3.1. <i>Superfícies Morfológicas</i> .....	78
• <i>Bloco Portalegre-Martins</i> .....	78
• <i>Bloco Santana</i> .....	80
5.4 - <i>Análise da rede de drenagem</i> .....	84
5.4.1. <i>Morfometria</i> .....	84
• <i>Bloco Portalegre-Martins</i> .....	85
• <i>Bloco Santana</i> .....	87
5.4.2. <i>Morfologia</i> .....	90
• <i>Bloco Portalegre-Martins</i> .....	90
• <i>Bloco Santana</i> .....	96
5.5 - <i>Correlação da Morfo-Estrutura com a Rede de Drenagem</i> .....	103
<b>CAPÍTULO 6 DISCUSSÕES</b> .....	107
6.1 - <i>Introdução</i> .....	107
6.2 - <i>Epirogenia na Província Borborema</i> .....	107
6.2.1 - <i>Mecanismos Epirogenéticos</i> .....	110
6.3 - <i>Contexto Fisiográfico da Formação Serra do Martins – Correlação com a</i> <i>Bacia Potiguar</i> .....	116
6.4 - <i>Considerações Finais</i> .....	123
6.5 - <i>Recomendações</i> .....	124
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	125
<b>ANEXOS</b>	
ANEXO I – <i>Mapa dos elementos Morfo-dinâmicos regionais</i>	
ANEXO II – <i>Mapa Topográfico Bloco Portalegre-Martins (RN)</i>	
ANEXO III – <i>Mapa Topográfico Bloco Santana (RN)</i>	
ANEXO IV – <i>Mapa de Drenagem Bloco Portalegre-Martins (RN)</i>	
ANEXO V – <i>Mapa de Drenagem Bloco Santana (RN)</i>	
ANEXO VI – <i>Perfis Topográficos Regionais</i>	

## ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

### FIGURAS

Figura 1.1:	<i>Mapa de localização dos platôs estudados no Estado do Rio Grande do Norte.....</i>	06
Figura 2.1:	<i>Mapa geológico simplificado da Faixa Seridó.....</i>	12
Figura 2.2:	<i>Etapas evolutivas da separação dos Continentes Sul-Americano e Africano.....</i>	14
Figura 2.3:	<i>Disposição do Enxame de Diques Rio Ceará-Mirim nos estados do Rio Grande do Norte e Ceará.....</i>	15
Figura 2.4:	<i>Eventos sucessivos da instalação do <b>Rift</b> Potiguar e demais bacias mesozóicas na Província Borborema.....</i>	17
Figura 2.5:	<i>Coluna Litoestratigráfica da Bacia Potiguar.....</i>	19
Figura 2.6:	<i>Bloco esquemático: A - passagem do centro de espalhamento defronte à Bacia Potiguar, B - resfriamento e subsidência da crosta posterior à passagem do centro de espalhamento.....</i>	21
Figura 3.1:	<i>Distribuição dos Platôs da Formação Serra do Martins.....</i>	26
Figura 3.2:	<i>Perfil faciológico dos afloramentos estudados no Platô de Portalegre/RN.....</i>	29
Figura 3.3:	<i>Modelo de superposição das tensões locais e regionais na crosta superior.....</i>	43
Figura 3.4:	<i>Esboço Sismo-Tectônico do Nordeste Setentrional.....</i>	45
Figura 4.1:	<i>Arcabouço estrutural da Província Borborema.....</i>	48
Figura 4.2:	<i>Parte do Trend Cariri-Potiguar, na porção SW do Rio Grande do Norte.....</i>	52
Figura 4.3:	<i>Arcabouço da Bacia Potiguar.....</i>	53
Figura 4.4:	<i>Alinhamentos vulcânicos associados às reativações da placa continental, reconhecidas no bloco nordestino.....</i>	56
Figura 4.5:	<i>Produto digital mostrando o Bloco Portalegre-Martins destacando as direções preferenciais do embasamento e a cobertura sedimentar. ....</i>	61
Figura 4.6:	<i>Produto digital mostrando o Bloco Portalegre-Martins, com sombreamento digital destacando as direções preferenciais do embasamento e a cobertura sedimentar. Azimute 90° com elevação solar 15°.....</i>	63
Figura 4.7:	<i>Produto RGB571, mostrando o Bloco Santana, exibindo as direções preferenciais do embasamento e a cobertura sedimentar.....</i>	65
Figura 4.8:	<i>Produto digital mostrando o Bloco Santana, com sombreamento digital destacando as direções preferenciais do embasamento e a cobertura sedimentar. Azimute 90° com elevação solar 15°.....</i>	67
Figura 5.1:	<i>Anfiteatros esculpidos na borda norte do Platô de Santana.....</i>	76
Figura 5.2:	<i>Perfis em varredura executados nos Platôs de Portalegre e Martins/RN.....</i>	81
Figura 5.3 :	<i>Perfis em varredura executados no Platô de Santana/RN.....</i>	83
Figura 5.4:	<i>Rosetas mostrando as orientações preferenciais dos rios no embasamento cristalino circundante aos platôs de Portalegre e Martins. ...</i>	85
Figura 5.5:	<i>Rosetas mostrando as orientações preferenciais dos rios na cobertura sedimentar dos platôs de Portalegre e Martins.....</i>	87
Figura 5.6:	<i>Rosetas mostrando as orientações preferenciais dos rios no embasamento cristalino circundante, à norte do platô de Santana.....</i>	87
Figura 5.7:	<i>Rosetas mostrando as orientações preferenciais dos rios sobre a cobertura sedimentar do platô de Santana.....</i>	88
Figura 5.8:	<i>As rosetas mostram as orientações dos rios no embasamento cristalino circundante, situado a sul do platô de Santana. ....</i>	89
Figura 5.9:	<i>Representação das anomalias de drenagem e interpretações estruturais do sub-domínio oeste-sudoeste Bloco Portalegre-Martins .....</i>	92

Figura 5.10:	<i>Representação das anomalias de drenagem e interpretações estruturais do sub-domínio oeste do Bloco Portalegre-Martins .....</i>	93
Figura 5.11:	<i>Representação das anomalias de drenagem e interpretação estrutural do sub-domínio norte-noroeste do Bloco Portalegre-Martins.....</i>	94
Figura 5.12:	<i>Representação das anomalias de drenagem e interpretação estrutural do sub-domínio centro-norte do Bloco Portalegre-Martins.....</i>	95
Figura 5.13:	<i>Representação das anomalias de drenagem e interpretação estrutural do sub-domínio leste do Bloco Portalegre-Martins.....</i>	96
Figura 5.14:	<i>Representação das anomalias de drenagem e interpretações estruturais na porção central do platô de Santana.....</i>	98
Figura 5.15:	<i>Representação das anomalias de drenagem e interpretações estruturais no embasamento cristalino da porção à nordeste do platô de Santana.....</i>	98
Figura 5.16:	<i>Representação das anomalias de drenagem e interpretações centro-norte (embasamento cristalino) da Serra de Santana.....</i>	99
Figura 5.17:	<i>Representação das anomalias e interpretações no embasamento cristalino (porção noroeste) da Serra de Santana.....</i>	100
Figura 5.18:	<i>Representação das anomalias e interpretações do borda sul a partir do platô de Santana.....</i>	101
Figura 5.19:	<i>Detalhe rede de drenagem (embasamento cristalino) à norte do platô de Santana.....</i>	102
Figura 5.20:	<i>Representação Esquemática do arranjo de drenagem.....</i>	105
Figura 6.1:	<i>Evolução tectono-magmática da Faixa Seridó ao final do Ciclo Brasileiro.....</i>	108
Figura 6.2:	<i>Ajuste isostático associado ao resfriamento de uma placa litosférica.....</i>	111
Figura 6.3:	<i>Representação da deflexão na litosfera elástica.....</i>	112
Figura 6.4:	<i>Representação Topográfica da porção Nordeste Oriental da Província Borborema. ....</i>	113
Figura 6.5:	<i>Perfis Topográficos Regionais.....</i>	113
Figura 6.6:	<i>Soerguimento da litosfera a partir da diminuição da densidade, como decorrência da ascensão de material aquecido do manto astenosférico.....</i>	114
Figura 6.7:	<i>Aspecto Fisiográfico da porção Nordeste Oriental da Província Borborema.....</i>	115
Figura 6.8:	<i>Coluna Estratigráfica da Bacia Potiguar.....</i>	118

## FOTOS

Foto 1.1:	<i>Vista geral da escarpa norte do platô de Portalegre.....</i>	08
Foto 3.1:	<i>Vista geral dos testemunhos da Formação Serra do Martins.....</i>	32
Foto 3.2:	<i>Blocos de basalto alterados com desgaste em aspecto colunar .....</i>	33
Foto 3.3:	<i>Contato intrusivo do corpo basáltico com litotipos encaixantes do Grupo Seridó.....</i>	33
Foto 5.1:	<i>Disposição caótica, em terraço aluvionar, dos blocos da Formação Serra do Martins e do embasamento cristalino.....</i>	71
Foto 5.2:	<i>Vista panorâmica dos depósitos de encosta na borda norte do platô de Portalegre.....</i>	72

Foto 5. 3 :	<i>Vista panorâmica dos anfiteatros instalados na borda sudoeste dos platôs de Portalegre e Martins.....</i>	73
Foto 5.4:	<i>Nível do terraço do Riacho Grotá da Fervedeira. ....</i>	75
Foto 5.5:	<i>Vista Geral da borda NW do platô de Santana.....</i>	77
Foto 5.6:	<i>Vista da borda norte da Serra de Portalegre. ....</i>	79
Foto 61:	<i>Recuo das vertentes no retrabalhamento dos <b>anfiteatros</b> recentes, na porção sudoeste do platô de Portalegre.....</i>	122

## **TABELAS**

Tabela 3.1:	<i>Proposta de classificação estratigráfica do Cenozóico Nordestino, segundo Mabesoone et al. (1972). As unidades pré-holocênicas são reunidas como Grupo Barreiras.....</i>	27
Tabela 3.2:	<i>Estratigrafia das unidades sedimentares cenozóicas.....</i>	27
Tabela 3.3:	<i>Esquema Morfogenético do Nordeste brasileiro.....</i>	39

## RESUMO

A análise morfo-tectônica aqui apresentada teve por objetivo estudar os depósitos siliciclásticos soerguidos da Formação Serra do Martins, no contexto dos platôs de Portalegre, Martins e Santana, situados nas porções sudoeste e central do Estado do Rio Grande do Norte. A referida formação tem idade discutível, por não apresentar registros crono e/ou bioestratigráficos que a posicionem temporalmente.

A sistemática de investigação adotada fundamentou-se na análise da rede de drenagem, no reconhecimento de superfícies topográficas e das estruturas regionais, submetidas a eventos e reativações neotectônicas. Estes aspectos têm reflexo direto no arranjo dos lineamentos e em feições anômalas identificadas na paisagem, p. ex., os platôs soerguidos.

A evolução morfo-escultural dos blocos estudados está expressa através de processos erosivos e acumulativos. Dentre as feições dissecativas as *escarpas de erosão*, *cuestas e anfiteatros* são as mais características, enquanto que os *debris slopes* constituem um exemplo acumulativo marcante. Estes elementos marcam o desequilíbrio recente dos platôs, onde a ausência de expressivos terraços aluvionares reflete um processo de rápido soerguimento.

As direções das feições lineares observadas nos produtos de sensoriamento remoto evidenciam o controle dos *trends* estruturais do embasamento, herdados da evolução pré-Cenozóica. A orientação NNE-SSW controla feições erosionais dos platôs, e o *trend* N-S condiciona o arranjo da drenagem, sendo também reconhecido na Bacia Potiguar. O *trend* E-W ocorre de forma menos intensa, refletindo o sistema de diques básicos mesozóicos ou estruturas frágeis precambrianas.

No tocante ao arranjo da drenagem, o padrão arborescente com variações para retangular com direção geral para norte foi identificado no bloco Portalegre-Martins. O platô de Santana ordena-se em padrões retilíneo (borda norte) e dendrítico arborescente (sul). Na cobertura sedimentar o arranjo varia de retangular a angular, refletindo o arcabouço herdado do embasamento cristalino. As direções mais significativas são N, NE e NW, marcando os *trends* erosivos. As anomalias de drenagem caracterizadas por deflexões em cotovelo ou confluências em arranjo paralelo reforçam os argumentos acima expostos. Os estudos evidenciam a relação dos fatores endógenos (litologia,

feições estruturais) em combinação aos exógenos, como condicionantes do maior ou menor grau de dissecação do relevo, associados aos movimentos verticais (epirogênese) e à tectônica horizontal.

São discutidas as várias possibilidades de correlação da Formação Serra do Martins com os sedimentos encontrados na Bacia Potiguar emersa, objetivando estabelecer possíveis conexões crono-estratigráficas com os vários episódios evolutivos desta porção da Província Borborema, e os prováveis mecanismos envolvidos no soerguimento destes platôs e de outras unidades estratigráficas regionais.

## *ABSTRACT*

A morpho-structural analysis was performed in the uplifted siliciclastic deposits of the Serra do Martins Formation along the Portalegre, Martins and Santana plateaux, in the southeastern and central regions of Rio Grande do Norte State. Due to the lack of biostratigraphic records, this formation has a disputable age.

The adopted approach was based on the analysis of the drainage patterns and in the recognition of topographic surfaces and regional structures, subjected to neotectonic deformation and rejuvenation the present stress field. These events are recorded in the lineament arrays and as anomalous features of the landscape, such as the uplifted plateaux.

The morpho-sculptural evolution of the studied blocks is expressed as erosive and accumulative processes. The former ones include erosional scarpments, *cuestas* and amphitheaters as the most characteristic features, while debris slopes represent acumulative examples. Such elements attest to the recent disequilibrium of the plateaux, and the absence of well developed alluvium terraces suggest an accelerated uplift process.

The directions of the linear features observed in remote sensing products evidence the control of the basement structural trends, inherited from the pre-Cenozoic evolution. The NNE-SSW direction controls the main erosional features of the plateaux, while the N-S direction is a major drainage control, being also recognized in the Potiguar Basin. An E-W trend occurs as a less developed direction, reflecting either a system of mesozoic basic dykes or precambrian brittle structures.

As regards to the drainage arrays, an arborescent, varying to a roughly N-S rectangular pattern, was identified in the Portalegre-Martins block. The Santana plateau displays rectilinear (northern border) and dendritic arborescent (southern border) patterns. In the sedimentary cover, the drainage pattern varies from rectangular to angular, reflecting inheritance from the crystalline basement. The most significant directions, N, NE and NW, mark the erosional fronts of the plateaux. Drainage anomalies, characterized by elbows or paralell confluencies, reinforce the arguments mentioned above. The data sets evidence the relationships between endogenous

(lithology, structures) and exogenous features as the main controls of terrain dissection, associated to vertical (epirogenesis) movements and horizontal tectonics.

A final discussion addresses the relationships of the Serra do Martins Formation with the sedimentary record of Potiguar Basin, trying to establish chronostratigraphic links with the main evolutionary steps of this part of the Borborema Province, and possible mechanisms involved in the uplift of the plateaux and other stratigraphic units in the region.

## 1.1 - Proposição do Problema

A estruturação do relevo cenozóico Nordeste vem despertando interesse há muitas décadas. O estudo das inúmeras feições (p. ex. depósitos soerguidos, anomalias de drenagem, estruturas frágeis de idade recente, alinhamento de lagoas e outras) encontradas na paisagem possibilita interpretações visando compor um modelo para os processos deformativos pós-Mesozóico. Esses processos são investigados utilizando métodos de inferência multidisciplinar (p. ex., a orientação de possíveis paleo-eixos de *stress*, o reconhecimento da reativação de estruturas frágeis, os padrões anômalos na rede de drenagem, dentre outros) para melhor entender a dinâmica das deformações mais recentes da área.

Os inúmeros trabalhos sobre o registro geomorfológico e sedimentar já realizados, discutiram a forma de ocorrência e o posicionamento estratigráfico dessas feições, na tentativa de compor a evolução do relevo, em geral embasados, numa visão clássica da geomorfologia climática. Recentemente, as investigações propostas revelaram que o tema carece de novos estudos à luz de técnicas modernas (p. ex., sensoriamento remoto, parâmetros geofísicos, análise morfológica e hidrográfica) e abordagens mais elaboradas de análise da paisagem, que situem os processos recentes no contexto geodinâmico da porção oriental do Nordeste.

Nesse contexto, mais precisamente nos estados do Rio Grande do Norte e Paraíba, são encontrados vários planaltos tabuliformes com escarpas erosivas retas soerguidos a altitudes superiores a 650 m. Os sedimentos capeando tais planaltos, foram descritos de forma pioneira por Moraes (1924), que os denominou de “Série Serra do Martins”, sendo posteriormente designados de Formação Serra do Martins, com idade atribuída ao terciário por Mabesoone *et al.* (1972); estes depósitos estão assentados sobre granitóides e outros litotipos do embasamento gnáissico-migmatítico. Seu posicionamento é ainda discutível, por se tratar de uma unidade estratigráfica onde, até o momento, não foram encontrados registros bioestratigráficos. Sua correlação e

cronologia devem ser realizadas a partir de atributos geomorfológicos ou por via indireta.

O soerguimento desses depósitos continentais motivou inúmeras investigações. Vários autores argumentam que os motivos mais prováveis do alçamento que favoreceu a dissecação dos depósitos, estão relacionados aos movimentos isostáticos recentes ou ao peso da carga sedimentar na borda da placa (Assumpção, 1992).

Na última década vários estudos retomaram, de maneira mais acurada, alguns problemas relativos à estruturação do relevo recente da região, sugerindo alguns enfoques que objetivassem pesquisas subseqüentes. Os processos e fatores geológicos envolvidos no soerguimento desta unidade estratigráfica ainda não são totalmente conhecidos, sendo uma das propostas desta Dissertação.

Para tanto, buscou-se argumentação na rede de drenagem e nas feições estruturais regionais que evidenciassem elementos direta ou indiretamente correlacionáveis ao soerguimento desses pacotes. Outro aspecto importante diz respeito, à quantidade de material erodido, um elemento necessário para o entendimento da evolução da Bacia Potiguar durante o Cenozóico

O estudo dessas feições é justificado pelos aspectos morfo-tectônicos expostos pelas anomalias de drenagem e pelo fraturamento correlato às movimentações recentes das estruturas herdadas, e ainda a instalação de novas estruturas, a partir da atuação de um campo de tensões recente. Durante muito tempo, os elementos geomorfológicos foram analisados como se constituíssem apenas o produto das alterações climáticas, ensejando descrições e propostas de idades a partir do nível de arrasamento desse relevo.

Várias metas são propostas para analisar as possíveis causas do soerguimento e posterior denudação dos depósitos sedimentares da Formação Serra do Martins. São elas:

(1) Caracterizar de forma detalhada os padrões e as feições anômalas na rede de drenagem para identificar influências das estruturas regionais e correlacioná-los com possíveis movimentos recentes ;

(2) Caracterizar as estruturas presentes nos platôs sedimentares da Formação Serra do Martins e no embasamento circundante, para posterior correlação com as feições morfo-(neo)tectônicas regionais, incluindo a reativação de lineamentos

precambrianos ou estruturas juro-cretácicas, geradas na abertura do Oceano Atlântico Equatorial;

(3) Debater, mesmo que preliminarmente, as relações tectônicas e estratigráficas das unidades cenozóicas da Bacia Potiguar e os depósitos sedimentares da Formação Serra do Martins; e ainda com o evento vulcânico terciário, como marcadores da evolução do relevo nordestino a partir do Cenozóico.

## **1.2 - Fundamentos Teóricos**

A fundamentação deste trabalho baseia-se em premissas como neotectônica, morfo-tectônica e isostasia, condicionantes na modificação da paisagem; estes possuem papel importante na preservação e ocorrência dos depósitos sedimentares da Formação Serra do Martins.

Os estudos sobre a modificação recente da paisagem, englobadas como *neotectônica*, iniciaram com as idéias de Obruchev (1948 *in* Stewart e Hancock 1994). Este autor define neotectônica como o estudo de movimentos da crosta terrestre ocorridos entre o final do Terciário e início do Quaternário, tendo um papel importante na formação da topografia recente. Os limites temporais que caracterizam as feições neotectônicas ainda não estavam estabelecidos, quando a Comissão de Neotectônica da Associação Internacional dos Estudos do Quaternário (INQUA 1978; *in* Vita Finzi 1986) definiu que um evento neotectônico não tem limites rígidos, podendo envolver desde os movimentos tectônicos instantâneos (sismos) aos eventos com idade superior a  $10^7$  anos, desde que estes justifiquem o entendimento da paisagem recente.

Os atributos correlacionados aos movimentos recentes são as estruturas e formas de relevo desenvolvidas em depósitos superficiais, os quais condicionam a história neotectônica de uma região (Stewart e Hancock 1994).

*Morfo-tectônica* foi definida por Hills (1956 *in* Stewart e Hancock 1994) como o estudo de todos os aspectos relacionados entre a geologia estrutural e a paisagem, ou de forma mais restrita, entre as estruturas neotectônicas e a paisagem. Não obstante, Bull e Wallace (1985 *in* Stewart e Hancock 1994) aplicam o termo para os estudos das relações entre os movimentos verticais e horizontais, os processos erosivos e deposicionais e a paisagem.

Os métodos utilizados para os estudos *morfo-(neo)tectônicos* baseiam-se na análise da rede de drenagem e dos níveis somitais, onde as discontinuidades são interpretadas como o resultado dos fatores internos (neotectônica, estrutura e litologia) e externos (clima, vegetação e ação antrópica) (Deffontaines *et al.* 1992).

Por fim, um importante elemento para a caracterização da paisagem moderna está no entendimento da *isostasia*. Esta, refere-se ao modo como as feições topográficas da superfície da terra estão compensadas em profundidade (Karner e Watts 1982). Em larga escala o relevo topográfico continental representa a resposta da ação de carga vertical na placa continental ou na litosfera (Stephenson e Lamneck 1985)

Entretanto, a *isostasia* por si só não parece suficiente para explicar o conjunto de feições geomorfológicas que ocorrem na região Nordeste, como por exemplo a existência do Planalto da Borborema e dos platôs sedimentares alçados, dentre as quais as serras do Martins, Portalegre, Santana, João do Vale.

### **1.3 - Aspectos Metodológicos**

A metodologia adotada neste trabalho baseia-se nas diferentes técnicas para definir e estudar os parâmetros morfológicos marcadores dos eventos neotectônicos. Estas técnicas vêm sendo propostas por vários pesquisadores durante as últimas décadas, dentre eles Panizza (1982), Doornkamp (1986), Deffontaines (1990) e Summerfield (1991). Esses autores consideram as formas de relevo (geomorfologia) como elementos condicionados pela tectônica recente, cujos indicadores principais são oriundos da rede de drenagem.

A sistemática utilizada parte da definição e delimitação dos diversos elementos formadores do relevo, possibilitando a identificação de feições anômalas na paisagem, que evidenciem (re)ativações de estruturas durante um processo deformacional neotectônico.

Para realização deste trabalho foram adotados os modelos metodológicos propostos para estudar feições anômalas na paisagem, baseando-se principalmente em Panizza (1982) e Deffontaines (1990). Contudo, foram necessárias algumas modificações e adaptações requeridas pelo problema em estudo.

Na primeira etapa foi investigado e compilado o acervo bibliográfico existente, visando a fundamentação teórica, explorando principalmente os aspectos geológicos, geomorfológicos, estruturais e sedimentológicos, de âmbito regional e das regiões em apreço, bem como a definição das ferramentas de estudo a serem utilizadas; o estudo bibliográfico foi estendido durante todas as etapas subsequentes.

Foram analisados mapas topográficos, geológicos e produtos de sensoriamento remoto (aerofotos e imagens analógicas Landsat 5 TM), para delimitar preliminarmente os compartimentos morfo-estruturais regionais e efetuar o reconhecimento dos platôs mais expressivos no Estado do Rio Grande do Norte.

A segunda etapa incluiu a coleta de dados de natureza quantitativa e qualitativa e consistiu na análise da rede de drenagem a partir das cartas topográficas (SUDENE 1972), objetivando a caracterização dos domínios morfo-tectônicos, padrões e anomalias de drenagem nos platôs e no embasamento adjacente.

Concomitante às etapas iniciais foi, realizado o reconhecimento dos vários platôs. Posteriormente, optou-se pelos platôs de Portalegre-Martins e Santana para realização de estudos mais refinados, onde foram coletados dados geológicos, geomorfológicos e lito-estratigráficos; adicionalmente, foram investigadas as feições estruturais que indicassem provável movimentação recente afetando o pacote sedimentar e áreas adjacentes aos platôs. Os dados em escala de afloramento, de caráter litoestratigráfico e estrutural, são tratados detalhadamente por Menezes (1998)

Na etapa subsequente foi efetuado o processamento digital das imagens de satélite (cenas 215/064 e 214/064), sendo utilizados os filtros de sombreamento digital para realce da lineamentos regionais que possuem expressão nas áreas estudadas. Foi também realizada a análise detalhada das principais descontinuidades morfo-tectônicas regionais, identificadas a partir da análise dos padrões e anomalias de drenagem.

Na etapa final, a partir da compilação cartográfica, foram elaborados e confeccionados o mapa de drenagem e feições geológico-estruturais regionais (1:500.000) e os mapas dos blocos Portalegre-Martins e Santana (em escala 1:100.000) ressaltando o detalhamento do comportamento da drenagem tanto nas coberturas como no embasamento circundante. Com o apanhado de dados, foram levantadas discussões sobre a área fonte, soerguimento *vs.* denudação, correlações dos depósitos da Formação

Serra do Martins com os litotipos cenozóicos da Bacia Potiguar e, ainda, com o Vulcanismo Terciário, como parâmetro cronológico.

#### 1.4 - Aspectos Fisiográficos

Regionalmente, as áreas estudadas fazem parte da porção oriental do Nordeste Brasileiro. Os depósitos da Formação Serra do Martins estão assentados discordantemente sobre os litotipos graníticos e metamórficos do embasamento cristalino, reconhecidos a sul do paralelo 5° 30' sul. Os platôs de Portalegre e Martins localizam-se na porção sudoeste, enquanto o platô de Santana situa-se na porção central no Estado do Rio Grande do Norte (Figura 1.2).



**Figura 1.1:** Mapa de localização dos platôs estudados no Estado do Rio Grande do Norte.

O acesso às áreas se dá, a partir de Natal, pelas Rodovias BR 304 e BR 226. Para os platôs de Portalegre e Martins, na porção SW do Estado, percorre-se cerca de 200 km pela BR-304 no sentido este-oeste até a cidade de Assu, e de lá por via secundária, em torno de 134 km até as cidades situadas nas bases dos platôs. Para o platô de Santana percorre-se 171 km pela BR 226 por até a cidade de Currais Novos (principal cidade da região) situada no sopé da serra, e de lá 40 km através de estrada secundária, até a cidade de Lagoa Nova, no topo do platô. Os acessos são relativamente bem conservados, com estradas secundárias e vicinais bem distribuídas. As atividades

econômicas desenvolvidas são as culturas agrícolas de subsistência e pecuária, bem como a agricultura de frutas para exportação.

Quanto às características fisiográficas, buscou-se descrevê-las na expectativa de apresentar de forma preliminar, o modelado do relevo e demais aspectos como clima, vegetação, hidrografia e pedologia, enquanto os aspectos geomorfológicos serão discutidos detalhadamente no capítulo 4. Esta descrição teve como base bibliográfica principalmente os trabalhos de Gomes *et al.* (1981) (Projeto Radambrasil) e Lobo e Mabesoone (1984).

O *relevo* das áreas examinadas está descrito como platôs residuais do Cenozóico; constituem um relevo plano, com restos de capeamento sedimentar elevados, facilmente identificados pelo aspecto retilíneo dos topos das serras. São definidos como testemunhos de antigas e extensas superfícies de erosão que ocorrem em várias partes do Nordeste oriental, sobre as áreas cristalinas. Esses capeamentos, de aspecto próprio, apresentam-se normalmente em forma de mesas e mesetas, cuja encostas possuem forte declividade e erosão severa; sua altitude normalmente ultrapassa os 600 m ou varia entre 500 e 700 m (SUDENE 1971, 1972). Possuem geralmente pequena extensão sendo, na maioria dos casos, de difícil representação cartográfica em pequena escala. Entretanto, algumas serras e chapadas são muito expressivas. São elas: Solânea, Cuité, Dona Inês, Santana, Martins e Portalegre. Geralmente são bordejadas pelos terrenos arrasados da Depressão Sertaneja.

O *clima* é definido segundo a classificação de Köppen (Gomes *et al.* 1981). Nas áreas analisadas, constitui-se pelo Sertão ou Brejo Úmido de altitude, com clima do tipo Aw' (tropical quente e úmido, com chuvas de verão-outono e inverno seco), com considerável aumento de pluviosidade nessas regiões. Embora as precipitações não sejam muito baixas (em torno de 800 mm, entre 500 e 750 m), a irregularidade das mesmas dá lugar a características de aridez, assemelhando-se muito com as que ocorrem na região de clima BShw' (semi-árido quente com chuvas no verão), havendo anos com período chuvoso praticamente ausente. As chuvas são normalmente de verão, ocorrendo as taxas pluviométricas máximas nos meses de janeiro a março. A estação seca tem início em maio ou junho e se estende até dezembro. As menores precipitações são verificadas, geralmente, nos meses de setembro e outubro. Em se tratando de

temperatura, as isotermas representativas das médias anuais estão entre 24° e 27°C, com média de 25°C.

A *vegetação* analisada está basicamente representada pela floresta subcaducifólia; seu estrato arbóreo tem aspecto pouco denso, pequeno porte e folhagem mais clara. A principal característica é o caráter semi-decíduo, isto é, parte dos componentes perdem a folhagem durante a estação seca. Por se instalarem nas zonas de altitudes elevadas, seu desenvolvimento é favorecido por climas menos secos; portanto, aparecem nas principais áreas serranas do interior. Devido ao intenso desmatamento registrado, está se instalando uma vegetação secundária (capoeiras), além das culturas e pastagens (Foto 1.1).



**Foto 1.1:** Vista geral da escarpa norte do platô de Portalegre, ressaltando o aspecto da vegetação arbusto-arbustiva nos períodos sem chuva. Nas encostas instalação de áreas de cultivo e pastagem após o desmatamento.

No tocante à *hidrografia*, o Nordeste oriental apresenta regimes fluviais semi-árido e tropical modificado (Mabesoone 1980, *in* Lobo e Mabesoone 1984). Por se situarem em regiões ora de clima semi-árido quente e úmido, onde as chuvas são mal distribuídas e torrenciais, ora em regiões de clima úmido, onde as chuvas são melhor distribuídas, as drenagens possuem regime permanente ou perenizados, normalmente junto às desembocaduras no Oceano Atlântico. As principais bacias hidrográficas

encontradas nas proximidades dos platôs estudados são as do Rio Apodi e do Rio Açu/Piranhas. No bloco Portalegre-Martins, a Bacia Hidrográfica do Apodi bordejando a porção oeste do platô de Portalegre e exibe um forte controle pelas estruturas do embasamento. No sentido geral, o Rio Apodi tem direção NNE-SSW (principalmente nos terrenos sedimentares da Bacia Potiguar), com algumas inflexões para NE nos terrenos cristalinos. Depois de bordejar a porção leste do platô de Martins o Rio Umari, conflui para o Rio Apodi nas proximidades da cidade de Apodi. No bloco Santana, o Rio Piranhas/Açu, o principal dreno analisado, recebe águas de vários afluentes intermitentes. Próximo à sua nascente o mesmo tem direção preferencial NE-SW; entretanto, ao bordejar a porção oeste do platô acima referido, assume a direção N-S.

Os perfis pedológicos (*solos*) encontrados nas coberturas sedimentares, estão representados por latossolo vermelho amarelo distrófico com textura média a argilosa. De um modo geral, possuem pouca espessura ou estão ausentes em alguns locais.

# **ESTRATIGRAFIA E ESTRUTURAÇÃO PRÉ-CENOZÓICA 2**

---

## **2.1 - Introdução**

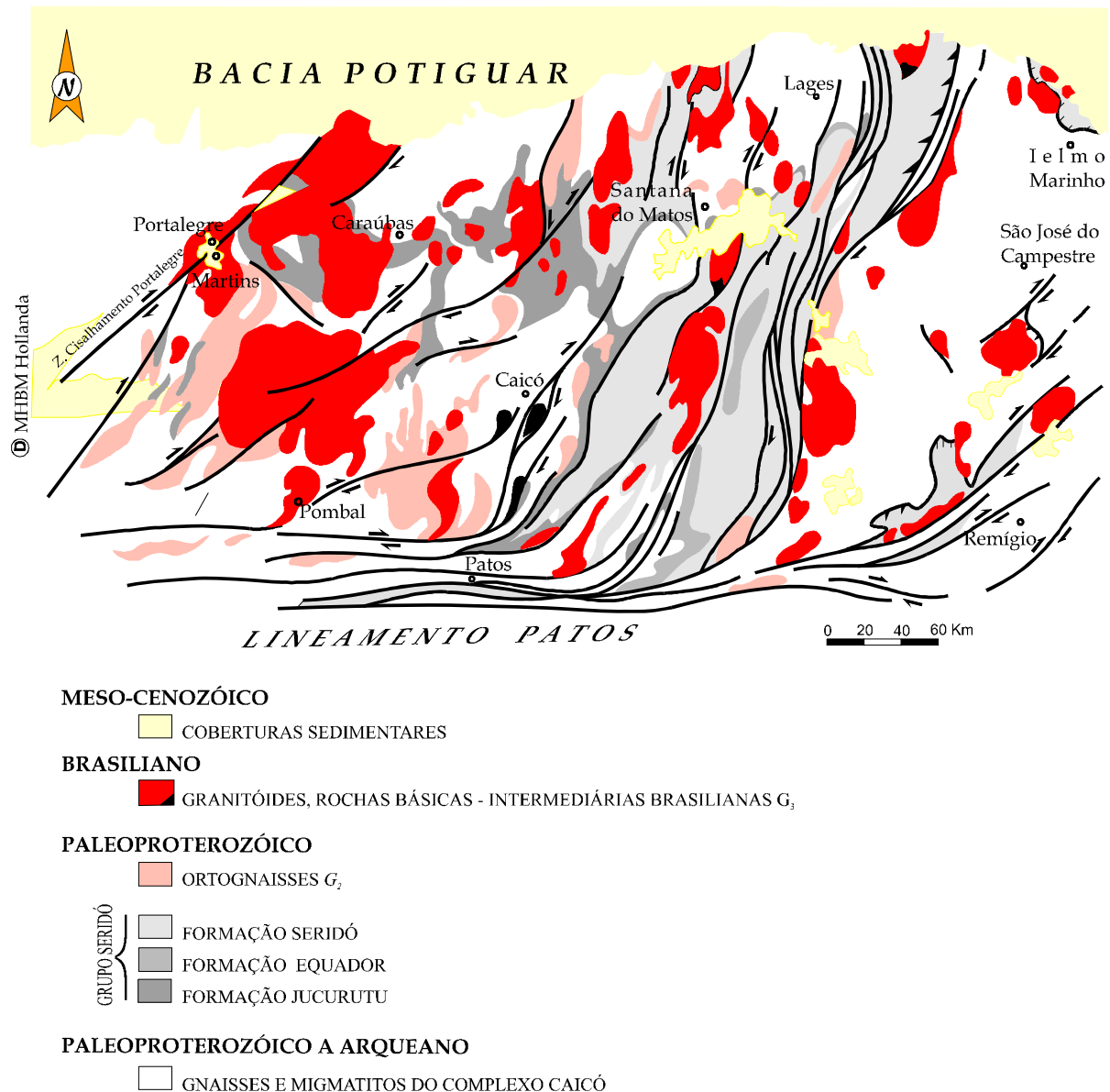
Este capítulo sintetiza o conhecimento sobre as estruturas geológicas da Província Borborema e de suas bacias sedimentares costeiras e interiores, conforme definidas por Almeida *et al.* (1977). Estas feições compõem a estruturação geológica regional, com eventual controle sobre a deposição das unidades cenozóicas do extremo Nordeste do Brasil. Por conseguinte, esse arcabouço serve de substrato para a Formação Serra do Martins e demais coberturas de idade recente.

Neste capítulo serão discutidas as principais unidades precambrianas, e a implantação das bacias sedimentares mesozóicas originadas com o evento de abertura do Oceano Atlântico Sul, enfatizando-se a Bacia Potiguar e os registros magmáticos associados. Por fim, serão abordadas em linhas gerais, as principais estruturas regionais ligadas à deformação dúctil ou dúctil-frágil precambriana, e à deformação frágil mesozóica.

## **2.2 - Os Terrenos Cristalinos Precambrianos**

Encerrados nesta denominação estão os litotipos gnáissico-migmatíticos do Complexo Caicó, a faixa de rochas supracrustais do Grupo Seridó e as associações graníticas mais jovens.

A unidade mais antiga, denominada “Complexo Caicó”, é fundamentalmente composta por rochas metaplutônicas, com supracrustais subordinadas, de alto grau metamórfico (Jardim de Sá 1994). Exibem um aspecto gnáissico ou migmatítico bandado, resultante de intensa deformação e metamorfismo. Datações recentes utilizando o método U-Pb, posicionam esta unidade no paleoproterozóico, *ca.* 2,23-2,15 Ga, ainda com a presença de alguns núcleos arqueanos (Souza *et al.* 1993, Dantas *et al.* 1995).



**Figura 2.1:** Mapa geológico simplificado da Faixa Seridó, segundo Jardim de Sá (1994).

Sobreposta ao Complexo Caicó, ocorre uma seqüência de rochas supracrustais (metasedimentos e metavulcânicas) metamorfisadas nas fácies xisto verde a anfibolito, que compõem o Grupo Seridó. Esse complexo litológico está estruturado segundo a direção NE-SW, sendo subdividido, da base para o topo (Jardim de Sá 1994), nas Formações Jucurutu (composta por paragneisses e mármore), Equador (quartzitos) e Seridó (micaxistos). Esta unidade é variavelmente reportada ao final do Paleoproterozóico (Jardim de Sá 1994) ou ao Meso-Neoproterozóico (Van Schumus *et al.* 1996).

As unidades graníticas intrusivas constituem essencialmente duas gerações. As suítes mais antigas (*granitóides* G<sub>2</sub>) apresentam um alto grau de deformação e aspecto gnaissificado. Dados geocronológicos mais recentes indicam que esses plútons possuem idade em torno de  $1,9 \pm 0,1$  Ga (Jardim de Sá 1994). Já os corpos graníticos mais jovens (*granitóides* G<sub>3</sub>) são a expressão de um intenso retrabalhamento e acreção crustal ocorridos durante a orogênese Brasileira (Leterrier *et al.* 1990).

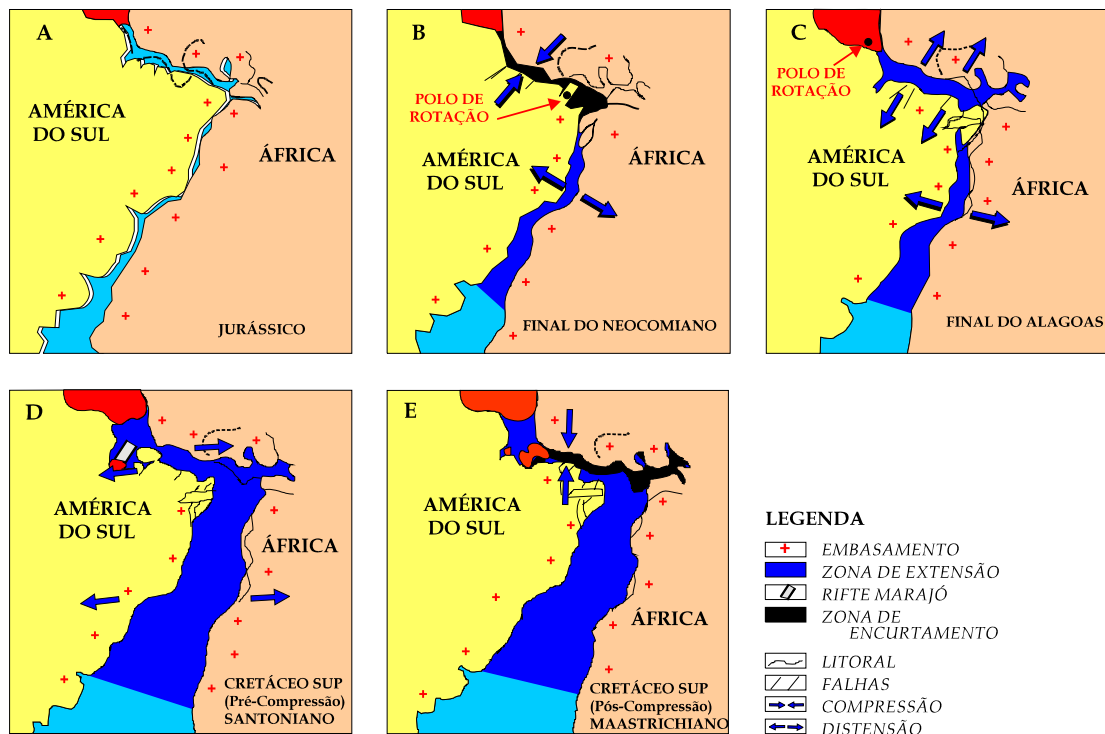
As unidades acima referidas caracterizam a Faixa Seridó (Figura 2.1) como um domínio da Província Borborema de Almeida *et al.* (1977). Seus limites, ainda questionáveis, estão dispostos da seguinte forma (Jardim de Sá 1994): ao sul o Lineamento Patos; a oeste a Zona de Cisalhamento Portalegre e, nas porções norte e leste, os sedimentos meso-cenozóicos das bacias marginais nordestinas, recobrando os litótipos de idade mais antiga.

A Faixa Seridó possui um contexto geológico evolutivo complexo (discussão completa em Jardim de Sá, 1994). Sua estruturação foi moldada ao longo de sucessivos eventos orogênicos, sendo que os *trends* NE das dobras e zonas de cisalhamento correspondem ao evento mais jovem, o Ciclo Brasileiro, no final do Neoproterozóico.

### **2.3 - A Bacia Potiguar e o Magmatismo Mesozóico**

Na evolução litoestratigráfica do Nordeste Oriental, a instalação das bacias sedimentares mesozóicas constitui um evento muito expressivo. Essas bacias, caracteristicamente encontradas tanto na região costeira (p. ex., a Bacia Potiguar na costa norte e a Bacia Pernambuco Paraíba na costa leste) quanto nas regiões interioranas (p. ex., as bacias do Araripe, Iguatu e outras), são a resposta ao processo de desestabilização tectônica e fragmentação continental que culminou com a separação das placas Sul Americana e Africana e, por conseqüência, originou o Oceano Atlântico Equatorial (Figura 2.2).

Associado à evolução da bacia em epígrafe, são encontrados diversos registros magmáticos intrusivos e extrusivos de natureza basáltica. A partir da década de 70, os estudos realizados levaram ao reconhecimento e diferenciação de três episódios magmáticos: Rio Ceará Mirim, Serra do Cuó e Macau.



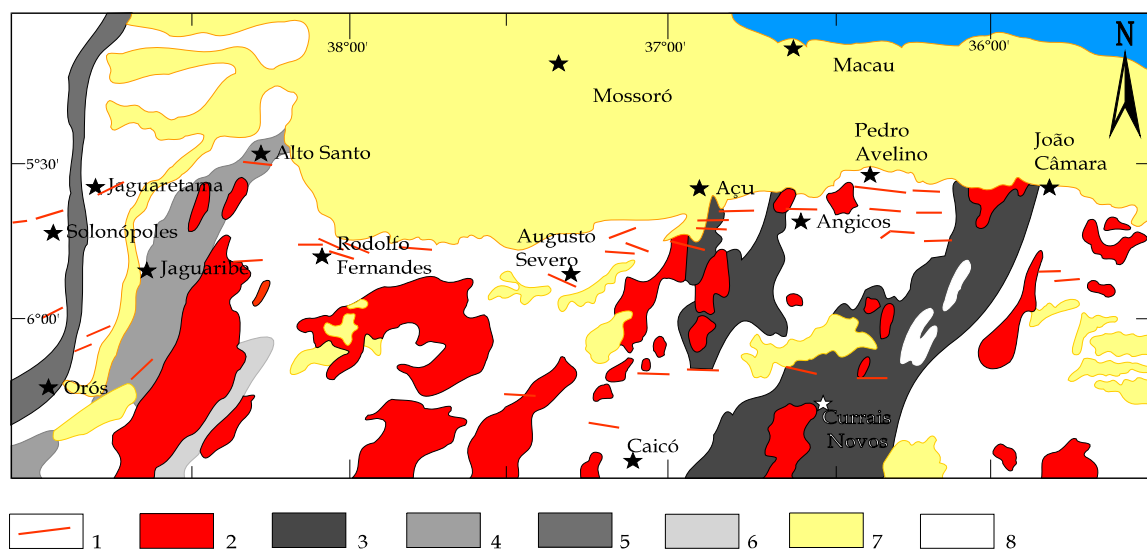
**Figura 2.2:** Etapas evolutivas da separação dos Continentes Sul-Americano e Africano, segundo Françolin e Szatmari (1987).

### 2.3.1 - O Magmatismo Rio Ceará-Mirim.

É constituído por basaltos toleíticos intrudidos no embasamento cristalino sob a forma de um feixe de diques de direção E-W. Seu posicionamento está relacionado ao arqueamento flexural e tectonismo de falhas geradoras das bacias sedimentares, durante a fase *rift*, tanto no interior quanto na margem continental equatorial (Almeida *et al.* 1988). As referências mais antigas sobre essas rochas são atribuídas a Moraes (1924), que estudou os diques máficos nas proximidades de Lajes (RN). A atual denominação foi estabelecida pelo Projeto Radambrasil. Através de datações radiométricas realizadas em amostras de superfície e subsuperfície, foi obtido um intervalo de 140 a 120 Ma para esse evento (Gomes *et al.* 1981), equivalente ao Valanginiano até o Aptiano, segundo a classificação de Harland *et al.* (1982).

A partir do Projeto Radambrasil, várias pesquisas retomaram referências ao Magmatismo Rio Ceará-Mirim. Szatmari *et al.* (1985) atribui a intrusão desses diques ao evento de rotação da América do Sul, registrado desde o final do Jurássico até o Cretáceo inferior.

A contribuição mais completa parte de Martins e Oliveira em 1992, ao analisar e discutir as idéias até então lançadas. Esses autores descrevem o Enxame de Diques Rio Ceará-Mirim (EDCM) como sendo de natureza toleítica, com direção E-W, posicionados desde a zona costeira a norte de Natal no Rio Grande do Norte até as proximidades do Rio Jaguaribe, no Ceará; neste último, sofre uma inflexão e assume a direção SW. Representam assim uma atividade magmática de grande extensão (Figura 2.3). Esses autores apontam uma distribuição bimodal nas idades do EDCM, com intervalos de máxima freqüência entre 175-160 Ma e 145-125 Ma. O EDCM é correlacionável cronologicamente com outras ocorrências muito significativas, p. ex., as rochas magmáticas da Fossa de Benue, os diques da Formação Sardinha da Bacia do Parnaíba e o magmatismo da porção norte da Bacia do Paraná.



**Figura 2.3:** Disposição do Enxame de Diques Rio Ceará-Mirim nos estados do Rio Grande do Norte e Ceará, segundo Martins e Oliveira (1992). 1. Enxame de Diques; 2. Granitóides Brasileiros; 3. Supracrustais do Gr. Seridó; 4. Supracrustais da Faixa Jaguaribe; 5. Supracrustais da Faixa Orós 6. Supracrustais da Faixa Extremo-Oeste do Rio Grande Norte; 7. Sedimentos Meso-cenozóicos; 8. Embasamento Gnáissico-Migmatítico.

### 2.3.2 - A Bacia Potiguar

É a mais oriental das bacias da margem equatorial, formada a partir de esforços predominantemente extensionais numa região onde o movimento entre as placas foi essencialmente do tipo transformante ou *strike-slip* (Matos 1987). Seu registro sedimentar estende-se por aproximadamente 60.000 km<sup>2</sup>, abrangendo porções emersa e imersa (sendo que nesta última está concentrada a maior parte de seus sedimentos) do

Estado do Rio Grande do Norte e Ceará. Na sua porção central configura-se um *graben* Paleo-Cretáceo com direção SW-NE, em ângulo com o *rift* equatorial que evoluiu para formação do Oceano Atlântico.

O arcabouço estrutural na porção emersa é definido por um conjunto de *graben* assimétricos internamente separados por altos do embasamento e limitados por duas plataformas rasas, na porção a leste (alto de Touros) e a oeste (alto de Fortaleza) do *graben* principal, caracterizando um *rift* intracontinental (Bertani *et al.* 1987).

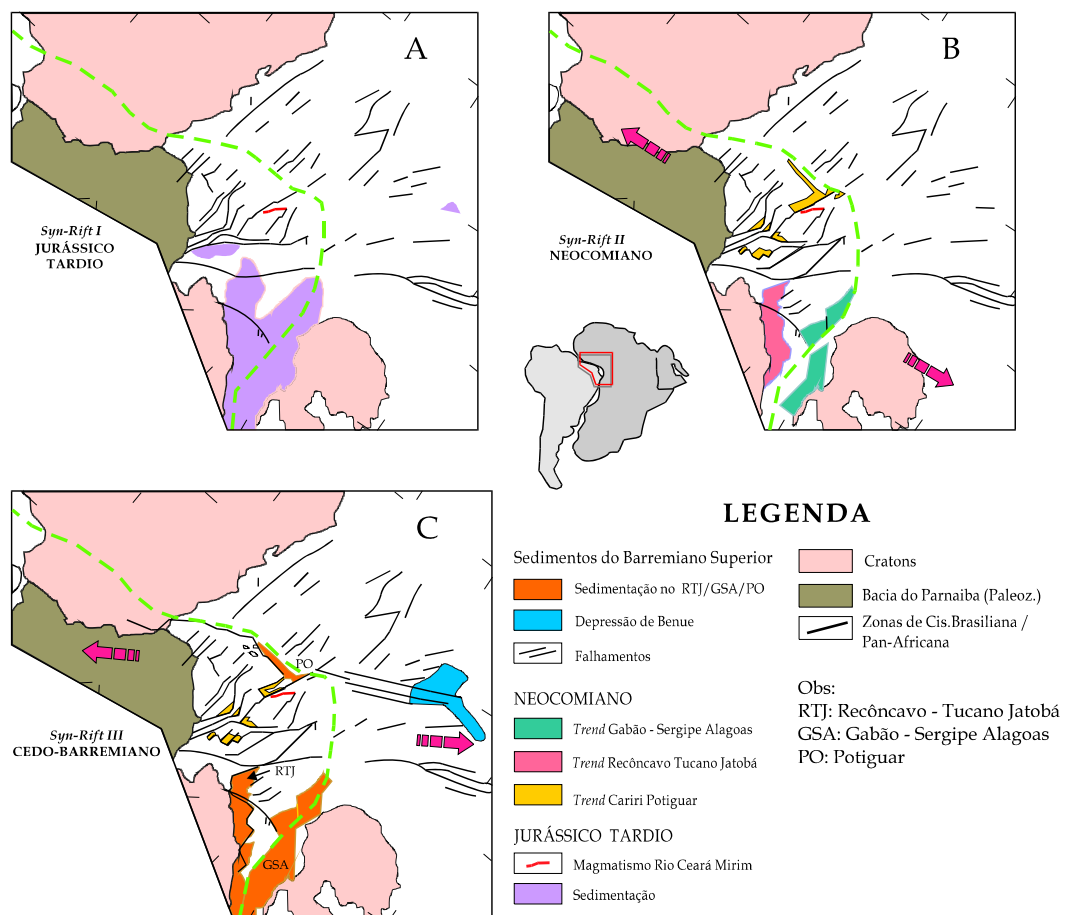
Inúmeros modelos tectônicos foram propostos para explicar a evolução da Bacia Potiguar; entretanto, existem algumas divergências, tanto sobre a orientação dos esforços quanto aos mecanismos que atuaram na sua formação (Cremonini *et al.* 1996). Dentre os modelos já publicados, os mais aceitos foram postulados por Szatmari *et al.* (1985), Françaolin e Szatmari (1987) e Matos (1987 e 1992).

Para Szatmari *et al.* (1985) e Françaolin e Szatmari (1987), o processo de rotação horária da Placa Sul Americana em relação à Africana, no evento de geração do Atlântico Sul, teria implicado na geração do *rift* Potiguar. Estes autores defendem que, durante o Neocomiano, a Província Borborema sofreu uma compressão de direção E-W e distensão N-S; em resposta a esse evento tectônico, foram reativadas e geradas inúmeras falhas regionais.

Matos (1987 e 1992) compartimenta a evolução do *rift* Potiguar em duas fases (Figura 2.4). A primeira fase de rifteamento foi marcada por esforços distensivos WNW-ESE, configurando assim formação do *graben*. Nesse período denominado *Sin-rift II*, posicionado entre o Neo-Barrisiano e o Neo-Barremiano, grande parte da bacia foi preenchida. Na segunda fase, os esforços distensivos máximos atuantes assumem a direção aproximada E-W, sendo estes responsáveis pelas rupturas na porção imersa. Essa fase designada de *Sin-rift III* está crono-estratigraficamente correlacionada entre o Neo-Barremiano e o Neo-Aptiano.

O preenchimento da bacia está relacionado a três estágios tectônicos principais: *rift*, transicional e *drift*. No primeiro estágio, os processos de subsidência e sedimentação são controlados por mecanismos de extensão e afinamento crustal. Nos estágios subseqüentes, a sedimentação se dá a partir do controle tectônico dos processos de soerguimento e a subsidência termal. A evolução sedimentar da Bacia Potiguar foi iniciada no Mesozóico e ocorreu de forma quase ininterrupta até o Quaternário,

constituindo uma coluna litoestratigráfica compartimentada por Araripe e Feijó (1994) em três grandes grupos: Areia Branca, Apodi e Agulha.



**Figura 2.4:** Eventos sucessivos da instalação do Rift Potiguar e demais bacias mesozóicas na Província Borborema, segundo Matos (1992).

O Grupo Areia Branca é constituído por seqüências litoestratigráficas dos sedimentos flúvio-lacustre-deltáicos da fase *rift* de idade paleo-cretácea (Neocomiano) da Formação Pendência-PEN, e os depósitos da seção aptiana, constituída por sedimentos flúvio-deltaico-lagunares da Formação Alagamar-ALA (fase transicional). Esta última caracteriza um período de soerguimento e erosão reconhecido regionalmente. As unidades pertinentes à fase *drift*, agrupadas no Grupo Apodi, referem-se aos sedimentos siliciclásticos fluviais da Formação Açú, de idade albiana. Vasconcelos *et al.* (1990), propuseram baseados em perfis elétricos, subdividir informalmente a Formação Açú em quatro unidades de correlação. Estas foram assim designadas da base para o topo de Açú 1 (arenitos grossos e argilosos, sugerindo um ambiente pouco seletivo refletindo leques aluviais e um sistema fluvial incipiente), Açú

2 (arenitos grossos a finos, siltitos e folhelhos decorrente de deposição em sistema fluvial anastomosado, o afinamento em direção ao topo, é indicativo de uma mudança para o sistema fluvial meandrante), Açu 3 (arenitos grossos a finos, silito e folhelhos indicando um ambiente variando de anastomosado a meandrante, cuja principal característica é o aumento da argilosidade para o topo) e Açu 4 (argilitos, folhelhos, siltitos e arenitos muito finos a médio e ainda eventuais calcilitos e margas dolomitizados, caracterizando um ambiente deposicional de fácies estuarinas a marinho raso de uma seqüência transgressiva). Das quatro unidades estabelecidas, apenas a última aflora. Esta seqüência encontra-se interdigitada na porção imersa da bacia, com as rochas carbonáticas da Formação Ponta do Mel-PML e, ainda, com os arenitos e siltitos do Membro Quebradas-QBR da Formação Ubarana-UBA. A Formação Açu está recoberta concordantemente pelos sedimentos da plataforma carbonática da Formação Jandaíra-JAN, depositados durante todo o Senoniano (Cretáceo superior). A seqüência Jandaíra caracteriza a instalação de um ciclo transgressivo muito expressivo (Figura 2.5). O Grupo Agulha, que constitui a porção superior da coluna da Bacia Potiguar, será discutido no capítulo 3.

### 2.3.3. O Magmatismo Serra do Cuó

Durante muito tempo foi considerado que, no Mesozóico, teria ocorrido um único evento vulcânico, caracterizado pela intrusão dos diques de basalto e diabásio de direção E-W, o “Enxame de Diques Rio Ceará-Mirim” com idade de 140 a 120 Ma (Gomes *et al.* 1981). Entretanto, um evento magmático mais jovem, muito restrito, foi posteriormente individualizado por Lima Neto (1985 *in* Araripe e Feijó 1994).

Esse evento recebeu a denominação de “Magmatismo Serra do Cuó”. Está localizado na porção sul da Bacia Potiguar, na localidade homônima. São rochas basálticas de natureza alcalina, com idade radiométrica da ordem de  $83 \pm 6$  Ma (Mizusaki 1993 *inf. verbal in* Araripe e Feijó 1994).

Ao estudar a estratigrafia de várias bacias marginais brasileiras, Pereira (1992) propôs que, a partir de 90 Ma, uma discordância de caráter erosivo (subaérea e submarina), posicionada no Neoturoniano/eoceno, marcaria o início de um evento tectônico intraplaca. Na Bacia Potiguar, o autor correlaciona ao vulcanismo Serra do

Cuó indícios desse evento continental. As feições geradas em decorrência do evento, corresponderiam ao soerguimento dos vários estratos da Formação Jandaíra, gerando divergência da drenagem para NW com dissecação e erosão.

De todo modo, pouco se publicou sobre esse magmatismo. Suas relações de contato, posicionamento estratigráfico e associação às demais unidades sedimentares da Bacia Potiguar necessitam de maior detalhamento.

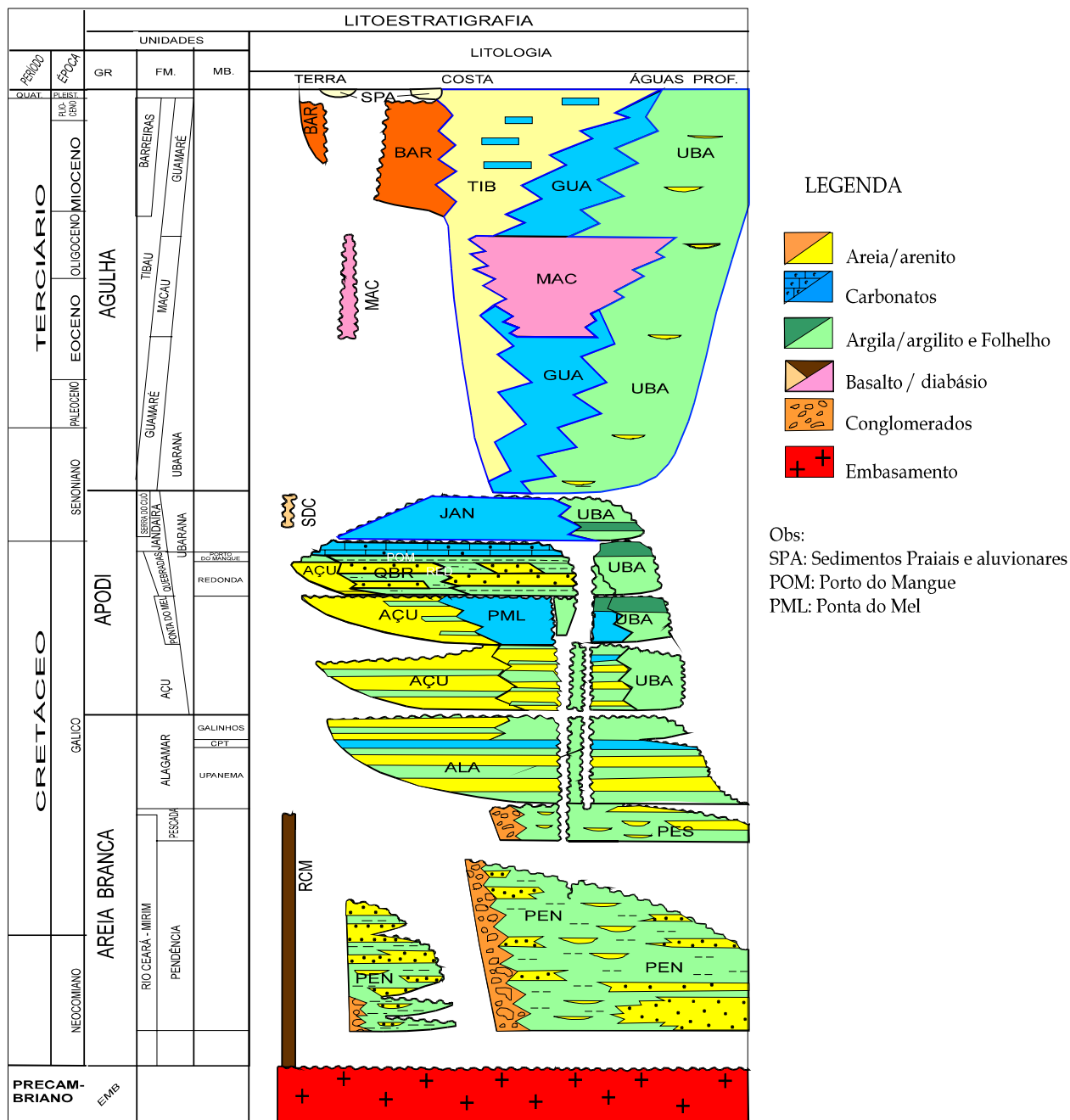


Figura 2.5: Coluna Litoestratigráfica da Bacia Potiguar, segundo Araripe e Feijó (1994).

## 2.4 - Condicionamento Estrutural Pré-Cenozóico

O arcabouço cristalino do Nordeste foi submetido durante sua história evolutiva a pelo menos dois grandes momentos de instabilidade tectônica, que influenciam sobretudo a evolução mais recente.

O primeiro, marcado por um cenário geológico complexo datado do final do Proterozóico, está representado pelo ciclo orogênico Brasileiro, quando ocorreu a consolidação do embasamento cristalino. Na etapa final desse evento houve a implantação de estruturas frágeis e dúcteis-frágeis (Jardim de Sá 1994), correspondentes à movimentação tardia de zonas de cisalhamento brasileiras. Essas zonas tem como característica as foliações miloníticas de alto ângulo e movimentos horizontais a subhorizontais com cinemática dextral. Essa estruturação complexa da Província Borborema, foi posteriormente reativada por intenso fraturamento ao longo dos lineamentos E-W e NE-SW, durante o Mesozóico (Almeida *et al.* 1977; Beurlen 1971).

Após o término desse ciclo, não são conhecidos registros de atividade tectônica pronunciada. Os marcadores desse período são os extensos e monótonos pacotes sedimentares das bacias paleozóicas.

A partir do Mesozóico, as condições de equilíbrio foram quebradas e teve início um processo de desestabilização na placa litosférica, assinalada pelos eventos de fraturamento continental. Esse evento denominado de “Reativação Gondwanica” (Almeida *et al.* 1977), marca o início da separação da América do Sul e África, configurando o segundo momento de instabilidade tectônica. As discussões sobre este evento baseiam-se principalmente na distribuição geométrica das bacias e dois modelos são propostos.

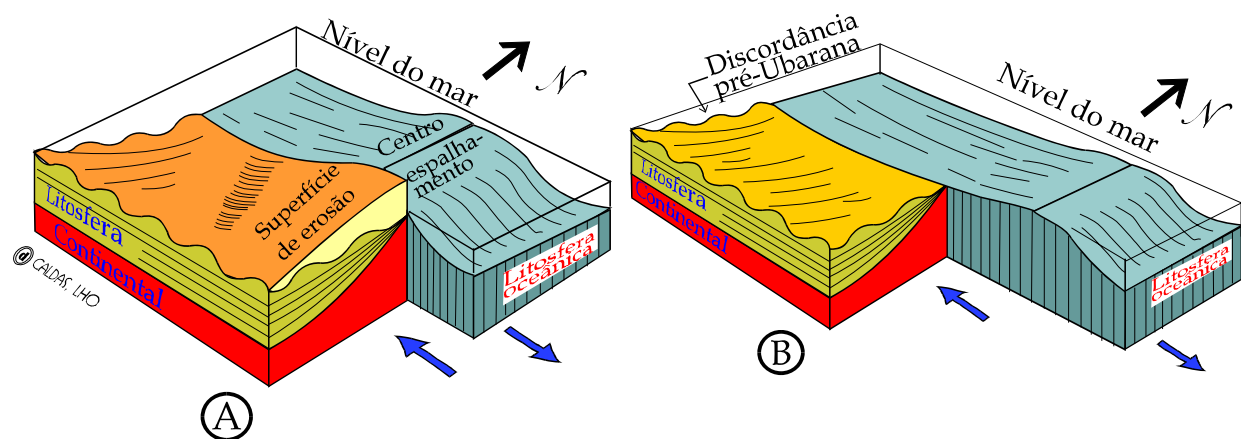
Para Françolin e Szatmari (1987), a atuação de esforços compressivos E-W e distensivos N-S formaram ou reativaram várias falhas na porção oriental da Província Borborema, durante o Neocomiano. Estes esforços seriam decorrentes da rotação horária do continente em torno de um pólo; a partir desse processo, inúmeros *rifts* foram gerados, em resposta direta ao afinamento e estiramento crustal.

Por outro lado, Matos (1992) discute que a complexidade estrutural do embasamento foi fator condicionante na formação das bacias sedimentares, onde as

zonas de cisalhamento precambrianas com direção E-W atuaram como zonas de transferência. Para este autor, a cinemática da abertura é explicada por um modelo que assume um provável campo de tensões variando de NW numa fase onde os continentes ainda compunham o mega-bloco Gondwana, para E-W, na fase de rifteamento da margem equatorial (ver Figura 2.4).

O último episódio referente ao condicionamento pré-Cenozóico está expresso na transição Meso-Cenozóica na Bacia Potiguar. Esta teve como marco uma importante fase erosiva, representada por uma discordância regional envolvendo as Formações Jandaíra e Ubarana. Posterior a esse evento, inicia a fase deposicional da Sequência Marinha Regressiva. Alguns autores (p.ex., Françaolin e Szatmari 1987) admitem que, após o Cretáceo superior, a bacia teria sido submetida a uma forte compressão de direção N-S, marcada por falhas reversas e dobramentos, feições estas impressas nas formações Açú e Jandaíra.

Cremonini (1995) considera que a instalação dessa discordância decorreu de um soerguimento regional, devido a um possível aumento no fluxo de calor associado à passagem de um centro de espalhamento oceânico ao longo da margem equatorial brasileira (Figura 2.6); a reativação de falhas, como a de Afonso Bezerra, seria consequência desse evento.



**Figura 2.6:** Bloco esquemático: A - passagem do centro de espalhamento defronte à Bacia Potiguar, tendo como eventos correlacionados aquecimento, soerguimento e erosão dos sedimentos na bacia; B - resfriamento e subsidência da crosta posterior à passagem do centro de espalhamento. Este evento é denominado Discordância Pré-Ubarana (Cremonini e Karner 1995).

## 3.1 - Introdução

Os estudos referentes ao Cenozóico brasileiro são relativamente recentes, principalmente em se tratando dos depósitos de origem essencialmente continental. Estes, durante muito tempo, foram descartados ou mal detalhados, principalmente por apresentarem poucos elementos economicamente exploráveis (Mabesoone e Rolim 1982).

Apesar dos estudos restritos, a evolução do Cenozóico no Nordeste está fundamentada em dois ambientes de características muito particulares. Um continental, onde a carência de registros bioestratigráficos nos depósitos dificulta o estabelecimento de uma cronologia; o outro plataformar, constituído por uma sedimentação típica de mar aberto iniciada no Cretáceo (Mabesoone 1994; Araripe e Feijó 1994; Cremonini 1995 e outros).

Muitos autores reforçam a idéia de que a passagem do Mesozóico para o Cenozóico está marcada pelo término das fases *rift* nas bacias costeiras e início de uma sedimentação decorrente do processo de deriva continental. Enquanto isso, nas bacias interiores o aporte de sedimentos é tipicamente continental e, em alguns, casos já interrompido. Alguns eventos magmáticos localizados (p. ex., Formação Campos Novos na Paraíba e Formação Macau no Rio Grande do Norte) são reconhecidos. Estes, seguramente associados ao Terciário, são considerados como decorrentes de um ajuste dinâmico na placa Sul-Americana, posterior ao alívio de pressão das zonas arqueadas no Mesozóico (Sial 1975).

Segundo Rolim (1985), o expressivo tectonismo reconhecido durante o Cretáceo foi atenuado no Cenozóico quando, então, a movimentação epirogenética de soerguimento comportou-se de maneira variável em todo o Nordeste. Associados a essa movimentação, são estabelecidos ciclos, configurados na literatura como superfícies de aplainamento e relevos rejuvenescidos. As primeiras idéias lançadas sobre estas feições foram propostas por King (1956).

No cenário cenozóico, poucos são os eventos tectônicos significativos e restritas as feições que podem ser datadas e correlacionadas aos depósitos continentais. Com isso, muitos autores estabelecem as correlações cronológicas baseando-se na morfologia. Entretanto, a ordenação “lógica” para os eventos reconhecidos é sempre ponto de grande polêmica.

É notório que, na paisagem atual, estejam expressos os reflexos de um soerguimento epirogenético. Contudo, a relação íntima de “causa e efeito” entre os elementos (feições morfológicas e depósitos correlatos) apresenta-se de forma complexa, existindo assim a necessidade da integração e análise de novos parâmetros.

No capítulo anterior, foram relatadas as associações litoestratigráficas e alguns dos eventos tectônicos mais significativos que constituem e compartimentam o embasamento em relação aos depósitos mais recentes. Neste capítulo são abordadas feições e depósitos que caracterizam o cenozóico nordestino, dando-se ênfase para a seqüência litoestratigráfica da Formação Serra do Martins, bem como os possíveis eventos tectônicos correlatos.

### **3.2 - A Bacia Potiguar Cenozóica**

Dos vários processos que marcam a transição Meso-cenozóica a chamada “Discordância Erosional Pré-Ubarana” na Bacia Potiguar está relacionada a um evento erosivo após a deposição da Formação Jandaíra e anterior à Formação Ubarana . Com esse evento de caráter regional os registros sedimentares da porção emersa tornam-se restritos. Os depósitos pertencentes ao Grupo Agulha (porção superior) são encontrados a partir das áreas litorâneas, onde estão sobrepostos pelos depósitos continentais quaternários. Segundo Souza (1982), depois da sedimentação da Formação Jandaíra a bacia sofreu um basculamento para norte, fato este que possibilitou a continuidade da deposição na porção imersa .

A seqüência sedimentar instalada a partir do Cretáceo Superior até o Holoceno, na Bacia Potiguar, evoluiu a partir de um ciclo regressivo numa alternância de materiais clásticos e carbonáticos, depositados em regimes variados de energia. Esta seqüência é composta pelas formações Tibau, Guamaré e Ubarana, esta última, com deposição iniciada no Cretáceo Médio. As unidades acima referidas são constituintes do Grupo

Agulha, sendo encontradas desde a região costeira até as porções mais internas da plataforma continental. Com relação aos aspectos lito-estratigráficos a Formação Tibau é constituída por arenitos grossos, atribuídos a leques costeiros (na costa, esses depósitos encontram-se sotopostos aos litotipos do Grupo Barreiras). A Formação Guamaré é composta por arenitos, calcarenitos bioclásticos creme e calcilitos depositados em ambientes de plataforma e talude carbonáticos. Na Formação Ubarana predominam pelitos e areias turbidíticas, associados aos depósitos de talude. Concomitante ao registro sedimentar, ocorrem as rochas intrusivas e extrusivas (basaltos) da Formação Macau (Figura 2.5).

Sobre os eventos tectônicos recentes, Cremonini (1993) advoga que, no Terciário, a Bacia Potiguar teria sido submetida a esforços compressionais E-W, que gerariam dobramentos com grande comprimento de onda, orientados na direção N-S.

### **3.3 - A Formação Serra do Martins**

Sob a denominação Formação Serra do Martins, enquadram-se os litotipos sedimentares encontrados predominantemente acima da cota de 650 m de altitude, no interior do Rio Grande do Norte e na Paraíba (Figura 3.1). Constituem planaltos residuais instalados sobre a borda oriental do Planalto da Borborema. Encontram-se dispostos de forma discordante aos litotipos do embasamento cristalino. Esta unidade foi descrita inicialmente por Moraes (1924) que a denominou de "Série Serra do Martins".

Nos anos subsequentes, poucos foram os trabalhos publicados sobre os depósitos em questão. A partir da década de 70, vários autores voltaram ao tema, principalmente com o intuito de estabelecer uma cronologia mais precisa, destes e dos demais depósitos de origem continental encontrados na região Nordeste. Apesar dos diversos dados já publicados, persistem muitas dúvidas no tocante ao posicionamento estratigráfico e correlação cronológica, especialmente com respeito aos depósitos litorâneos e sublitorâneos alvo de um espectro mais amplo de investigações.

Até o final da década de 80, as características litoestratigráficas da Formação Serra do Martins foram estabelecidas principalmente pelas descrições pioneiras de

Moraes (1924), as considerações de Mabesoone *et al.* (1972) e os perfis de solos realizados por Lobo e Mabesoone (1984).



**Figura 3.1:** Distribuição dos Platôs da Formação Serra do Martins, segundo Moraes (1924).

LEGENDA:

- Serras com coroamento sedimentar da Fm. Serra do Martins.
- Principais Drenagens.

A “Série Serra do Martins”, renomeada como formação foi formalmente inserida no Grupo Barreiras por Mabesoone *et al.* (1972). Estes autores basearam-se no reconhecimento de três formações e três unidades adfo-estratigráficas, para definir uma seqüência estratigráfica composta pela alternância de ciclos de erosão e deposição. Nesse trabalho, eles agruparam as mais diversas unidades identificadas, tanto no interior quanto no litoral nordestino, segundo as características crono, lito e edafoestratigráficas (Tabela 3.1).

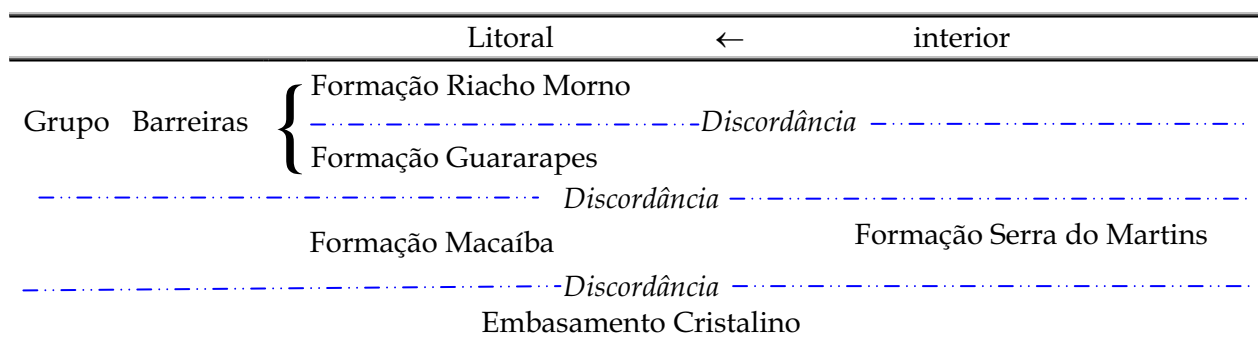
Segundo Mabesoone *et al.* (1972), o posicionamento estratigráfico da Formação Serra do Martins, baseia-se no fato da mesma ser intrudida pelas rochas basálticas de idade terciária, da Formação Macau. A partir de então, os vários trabalhos publicados inserem a Formação Serra do Martins como a porção inferior do Grupo Barreiras.

**Tabela 3.1** - Proposta de classificação estratigráfica do Cenozóico Nordestino, segundo Mabesoone et al. (1972). As unidades pré-holocênicas são reunidas como Grupo Barreiras.

Idade		Unidade Lito-Estratigráfica	Unidade Edafo-Estratigráfica
Holoceno		Areias brancas	
Pleistoceno	Grupo Barreiras	Formação Macaíba	Intemperismo Potengi (retrabalhamento eólico)
Plioceno		Formação Guararapes	Intemperismo Riacho Morno
Mioceno		Formação Serra dos Martins	Intemperismo laterítico
Oligoceno			Intemperismo caolínico

Bigarella (1975), admite que a Formação Serra do Martins tem como correspondente litorâneo os sedimentos da Formação Macaíba, e que ambas estão assentadas de forma discordante aos litotipos do embasamento cristalino, dissociando a Formação Serra do Martins do Grupo Barreiras. As considerações estabelecidas por este autor sobre as unidades pós-cretáceas foram sintetizadas na tabela 3.2. Os estudos envolvendo os litotipos da Formação Serra do Martins relatavam o desenvolvimento de solos associados aos platôs residuais do Cenozóico. Estes solos tinham como embasamento os morros testemunhos de antigas superfícies de erosão (Mabesoone e Rolim 1974; Rolim 1985; Castro 1985; Lobo e Mabesoone 1984).

**Tabela 3.2** - Estratigrafia das unidades sedimentares cenozóicas, segundo Bigarella (1975).



Gomes et al. (1981) descreveram a Formação Serra do Martins como pequenas ilhas de sedimentos isoladas no interior dos estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. Segundo estes autores, os depósitos apresentam espessura e extensão variáveis apresentando-se, em alguns casos, como uma fina camada, fato este atribuído à intensidade de lixiviação e erosão a que foram expostos. A formação seria constituída por rochas areno-argilosas, com cores variando de esbranquiçadas a avermelhadas,

caulinizadas na base, quando em contato com as rochas do embasamento; desta forma, pode-se facilmente confundir a unidade mais inferior do pacote sedimentar com o manto intempérico das unidades cristalinas. Os mesmos autores descrevem ainda zonas silicificadas, nos arenitos grossos, e bancos de siltito variegados (de cor creme a marrom escuro), silicificados ou não, com intercalações de folhelhos e conglomerados.

Estudando as várias unidades de *solos* associados aos litotipos em questão, Lobo e Mabesoone (1984) propõem que os níveis mais superiores, denominados de *solo caulinitico Cuité*, estariam sobrepostos aos sedimentos da Formação Serra do Martins e seriam atribuídos ao Terciário médio a superior. A unidade mais inferior, constituída por sedimentos argilosos, foi denominada de *solo caulinitico Camaragibe*, teria idade do Cretáceo médio a Terciário médio, sendo produto da alteração dos litotipos do embasamento cristalino.

Recentemente, Menezes e Lima Filho (1997) realizaram um estudo detalhado para caracterizar a faciologia da Formação Serra do Martins. Para tanto, descreveram os mais variados aspectos sedimentológicos das escarpas areníticas da Serra de Portalegre/RN, por serem estas as melhores exposições. Esse detalhamento teve como objetivo propor um modelo deposicional desta unidade. Através da definição petrográfica dos litotipos, estes autores admitem que a Formação Serra do Martins constitui-se de uma alternância de siltitos e arenitos finos a conglomeráticos apresentando uma matriz quartzosa mono a policristalina cimentada por óxido de ferro, caulinita e sílica. A partir dos perfis construídos, os autores identificaram e estabeleceram quatro fácies A, B, C e D (Figura 3.2), as quais serão descritos a seguir:

A **Fácies A** é composta por arenitos médios a grossos, de coloração avermelhada intercalados por estratos de arenitos finos, dispostos discordantemente sobre as rochas do embasamento. Predomina no pacote um aspecto maciço, mas em alguns locais são descritas estratificações; a forma geométrica dos leitos sugere um aspecto tabular. Para a **Fácies B** são descritos horizontes conglomeráticos maciços, com seixos de quartzo subangulares a subarredondados, com tamanho inferior a oito centímetros, apresentando as mesmas feições geométricas da fácies A. Na **Fácies C** são reconhecidas duas subfácies: C<sub>1</sub> e C<sub>2</sub>. A subfácies C<sub>1</sub> congrega arenitos grossos a conglomeráticos, castanhos, com estratificações cruzadas de baixo ângulo e acanaladas de grande porte, com “sets” delimitados por seixos centimétricos, possuindo uma geometria ondulada a

tabular e, ainda, estrutura de corte e preenchimento de canal; a subfácies C<sub>2</sub> é constituída por arenitos finos a médios, castanhos claros, com estratificações cruzadas de pequeno porte e geometria tabular com forma interna levemente sigmoidal.

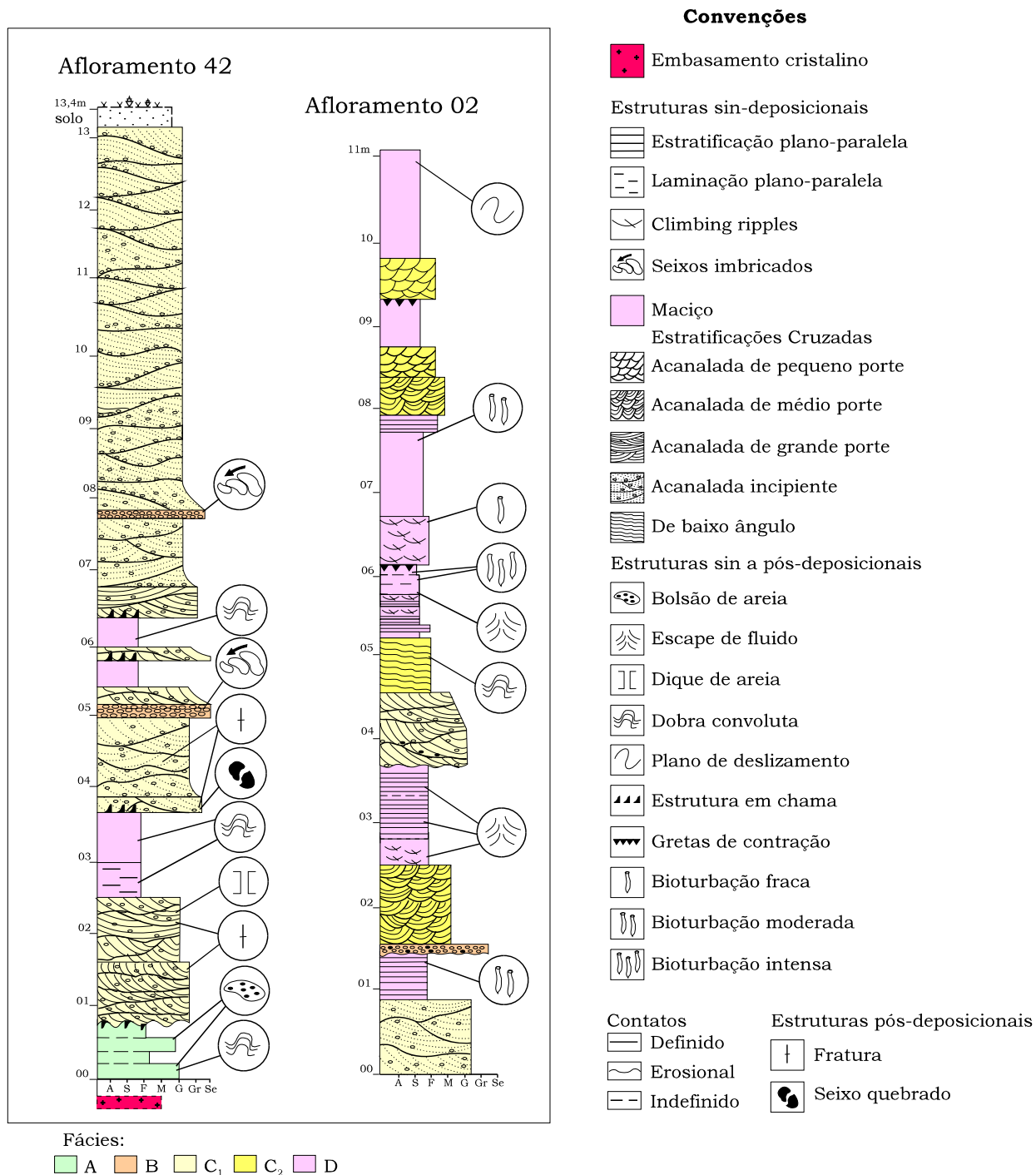


Figura 3.2: Perfil faciológico de afloramentos estudados no Platô de Portalegre/RN (Adaptado de Menezes e Lima Filho 1997).

Por fim, a **Fácies D** reúne arenitos finos a siltitos, castanho avermelhados, com estruturas do tipo estratificações e laminações plano-paralelas, ou *climbing ripples*,

bioturbações do tipo *burrows*, marcas de raízes e escape de fluidos para os estratos mais arenosos; nos pacotes mais siltosos são identificados planos de deslizamento associados a estruturas de carga. Apresenta, de um modo geral, uma geometria tipicamente tabular.

Para a Serra de Martins devido ao menor número de afloramentos, Menezes (1998) identificou, ainda que de forma restrita, as fácies C e D. A **Fácies C** é caracterizada por arenitos grossos a conglomeráticos, castanhos, com estratificações cruzadas de baixo ângulo e acanaladas de grande porte, por vezes incipientes, cujos *sets* são normalmente separados por seixos centimétricos; a geometria do pacote é ondulada a tabular. Uma variação faciológica foi identificada na fácies C, particularizada por arenitos finos a médios de coloração castanho claro com estratificações cruzadas de baixo ângulo ou acanaladas de médio a pequeno porte; o depósito associado a esta fácies é o de preenchimento de canal. A **Fácies D** é composta por siltitos e arenitos finos, castanhos ou vermelhos, com estratificações, laminações plano-paralelas e ainda *climbing ripples* nos estratos mais arenosos; as estruturas mais freqüentes no topo dos pacotes siltosos são as bioturbações, as marcas de raízes e as estruturas de escape de fluidos.

Na Serra de Santana, os afloramentos estão localizados principalmente nas bordas, caracterizam-se na sua maioria por pacotes de menor espessura. As melhores exposições foram analisadas na porção norte da serra. O empilhamento proposto por Menezes (1998) está composto pelas fácies B, C e D, analogamente àquelas identificadas para a Serra de Portalegre.

### **3.4 - O Evento Magmático Macau**

O evento magmático Macau é reconhecidamente o mais jovem na Bacia Potiguar, estando correlacionado à fase final de sua evolução. Esse evento magmático foi reconhecido nas porções imersa e emersa da bacia, em contato com as unidades sedimentares de idade correlata ou mais antigas, e dispersos em vários locais no embasamento cristalino adjacente.

Kegel (1957) afirmou ocorrer basalto por sobre a Formação Jandaíra na bacia costeira do Rio Grande do Norte, atribuindo a essas rochas uma idade meso-terciária.

A diferenciação e denominação estratigráfica da unidade Macau foi proposta por Mayer (1974 in Araripe e Feijó 1994), ao estudar as rochas efusivas localizadas a sul da cidade homônima. Os litotipos analisados por aquele autor compreendem uma suíte de basaltos e diabásios alcalinos que ocorrem sob a forma de *necks*, *plugs* e derrames. São caracterizadas olivina basaltos, de granulação fina a afanítica, por vezes vesicular, podendo conter xenólitos ultrabásicos.

Regionalmente, os corpos estão dispostos segundo a direção NNW-SSE. Alguns autores argumentam que esse magmatismo ocorre desde a plataforma continental até a localidade de Queimadas, na Paraíba, perfazendo uma extensão de aproximadamente 300 km. Baseado nessa afirmativa, Almeida *et al.* (1988) denominaram de *Alinhamento Macau-Queimadas*, a esse *trend* de ocorrências.

Baseando-se nas idades dos microfósseis encontrados nas unidades sedimentares intercaladas ao magmatismo, na Bacia Potiguar, esta unidade foi posicionada entre o Oligoceno e o Mioceno (Souza 1982). Entretanto, Mizusaki (1987 in Araripe e Feijó 1994) posiciona este evento vulcânico entre o Eoceno e o Oligoceno. Nas ocorrências da Paraíba, foram analisados os derrames de olivina basalto alcalinos, para os quais Brito Neves (1982 in Almeida *et al.* 1988) reportou uma idade de  $29,5 \pm 1$  Ma.

Do ponto de vista tectônico, Almeida (1967) correlaciona essa atividade vulcânica à terceira fase de reativação da Plataforma Sul-Americana, enquanto Sial (1975) e Sial *et al.* (1980 in Almeida *et al.* 1996) propõem que, devido ao alívio de pressão das zonas arqueadas de idade mesozóica, a placa Sul americana sofre um reajuste, tendo como resultado este evento magmático.

Na Serra de Santana são identificados alguns corpos vulcânicos correlatos a esta formação. Alguns deles estão localizados na borda norte da serra. Nas proximidades da cidade de Cerro Corá, ocorre um *plug* que atinge aproximadamente 700 m de altitude. Trata-se de um basalto de textura fina a afanítica, na qual se destacam fenocristais de olivina. Este corpo encontra-se alojado entre testemunhos dos arenitos da Formação Serra do Martins (Foto 3.1). Exibe níveis diferenciados de alteração; os depósitos de sopé de encosta são constituídos por blocos com aspecto colunar (formato hexagonal), de tamanho variado (Foto 3.2). Já na porção superior do corpo, é encontrado solo de alteração (massapê) de coloração escura e aspecto argiloso, além de pequenos blocos desgastados.

Um outro corpo está localizado na borda sul da Serra de Santana, na localidade chamada Sítio Novo. Possui um formato circular, extensão restrita, está bordejado por rios intermitentes; sua altitude é inferior aos 700 m. Na porção superior é encontrada grande quantidade de blocos alterados, decompostos em estruturas do tipo disjunções colunares. Muitos destes apresentam as bordas muito desgastadas, indicando um grau de alteração bastante acelerado; todavia, não foi observado solo em formação. O corpo está em contato com rochas gnáissicas (Foto 3.3); pequenos xenólitos da rocha encaixante são observados no basalto.

Nas serras de Portalegre e Martins não foi encontrado nenhum registro de rochas vulcânicas, que possam ser associados às rochas da Formação Macau.



**Foto 3.1** – Vista geral dos testemunhos da Formação Serra do Martins. Porção nordeste do Platô Santana. No centro plug vulcânico da Formação Macau, alojado entre os testemunhos.



**Foto 3.2:** Blocos de basalto alterados com desgaste em aspecto colunar (hexagonal). Serra da Pedra Preta, borda nordestes do platô de Santana.



**Foto 3.3:** Contato intrusivo do corpo basáltico com litotipos encaixantes do Grupo Seridó na localidade de Sítio Novo – borda sudeste do platô de Santana.

### 3.5 - Coberturas Recentes

Sob esta denominação foram agrupadas as formações do Grupo Barreiras, sobrepostas estratigraficamente à Formação Serra do Martins, e as unidades aloestratigráficas regionais.

Os estudos pioneiros sobre o **Grupo Barreiras**, compreendendo depósitos variados situados nas porções litorâneas, remontam a Branner (1902 *in* Mabesoone 1994), no início do século. Este autor utilizou o termo “Barreiras” para discorrer sobre uma faixa de sedimentos existentes ao longo da costa, desde o Rio de Janeiro até o Pará. Genericamente esses depósitos foram descritos como arenosos, às vezes conglomeráticos ou areno-argilosos, exibindo ora estruturas sedimentares, ora maciços. Outra característica sempre considerada, é que, devido aos mais variados níveis de dissecação, as estruturas sedimentares podem estar mascaradas ou desfiguradas. O relevo entalhado associado a esta unidade corresponde, em sua maioria, a interflúvios tabulares nas porções pré-litorâneas e as falésias no litoral.

As várias tentativas de posicionamento cronoestratigráfico do Grupo Barreiras, como é mais comumente chamado, foram baseadas em estudos geomorfológicos; mais especificamente, nas evoluções paleoclimáticas propostas por vários autores (p.ex., Alheiros e Lima Filho 1991). Todavia, nunca existiu um consenso sobre essas unidades litoestratigráficas ou sobre a disposição dos pacotes.

A designação de Formação Barreiras foi formulada por Kegel (1957); entretanto, esta denominação não obedeceu a especificações mais precisas, tendo sido informalmente aceita por vários autores. Baseados numa metodologia sistemática, Bigarella e Andrade (1964) identificaram duas unidades separadas por uma discordância, e as denominaram de Formação Guararapes (inferior) e Formação Riacho Morno (superior), propondo a elevação da unidade Barreiras para a categoria de grupo. Esta nova classificação foi bem aceita pelos pesquisadores, que a difundiram de forma ampla, e passaram a denominar de Grupo Barreiras, todos os sedimentos reconhecidos na costa brasileira, de idade pós-Cretáceo e pré-Holoceno (Alheiros e Lima Filho 1991).

A classificação mais aceita, durante algumas décadas, para esta unidade, foi a de Mabesoone *et al.* (1972). Nesse trabalho, foram ordenadas todas as características

crono, lito e edafo-estratigráficas anteriormente lançadas, subdividindo o Grupo Barreiras em três formações.

No final da década de 80, Mabelsoone (1986) e Alheiros *et al.* (1988) reavaliaram os dados publicados e propuseram que os depósitos anteriormente agrupados na denominação Grupo Barreiras fossem rebaixados para a categoria de formação. A justificativa encontrada por esses autores, para esta alteração, é que todas as ocorrências registradas no Nordeste oriental possuem características sedimentológicas e faciológicas semelhantes. Portanto, são componentes de um sistema fluvial que passa a transicional, próximo à planície litorânea, o qual apresenta uma grande extensão geográfica. É atribuída ao mesmo uma idade que varia desde o Mioceno superior ao Quaternário inferior.

Alguns autores (p.ex., Hasui 1990 e Saadi 1993) associam a deposição do Grupo Barreiras, em quase toda a costa brasileira, ao soerguimento da Cordilheira Andina, iniciada no Terciário. As mudanças climáticas *sin* e *pós*-soerguimento, seria um outro fator condicionante dessa deposição.

Posterior à deposição do Grupo Barreiras, ocorrem as coberturas aluvionares de idade quaternária. Estas podem ser consideradas como o resultado das variações dos fatores exógenos, refletidos pelas alterações climáticas e pelos eventos eustáticos, associados aos eventos tectônicos de idade recente. São reconhecidas sob a forma de depósitos relacionados aos cursos d'água, tendo maior expressão nos grandes vales (p. ex., Jaguaribe, Açu/Piranhas).

Segundo Gomes *et al.* (1981), esses depósitos são constituídos por sedimentos arenosos, por vezes argilosos, e estão indistintamente instalados sobre os terrenos cristalinos e coberturas sedimentares fanerozóicas. Sua forma geométrica e distribuição estão associadas à dimensão dos vales entalhados. Nos grandes rios são identificados diversos níveis de terraços, os quais, refletem as condições da morfodinâmica fluvial.

No Rio Grande do Norte, o Rio Açu tem sido alvo de recentes estudos (Fonseca e Saadi 1995; Fonseca 1996), reconhecendo níveis de terraços e depósitos de cascalheiras, elementos que levam à identificação e caracterização de eventos deformacionais recentes. A partir desse detalhamento foram propostos cinco blocos neotectônicos no baixo curso do Rio Açu, mais precisamente na região entre as cidades

de Assu e Macau, onde reconhecidamente existem feições estruturais com movimentação recente.

### 3.6. Sinopse do Quadro Geomorfológico

A história geomorfológica do Nordeste foi em geral fundamentada, com algumas exceções, em seqüências litológicas e fenômenos climáticos (Mabesoone *et al.* 1972). O registro mais antigo desses estudos é atribuído a Crandall (1910) e Moraes (1924), com a descrição sistemática dos inúmeros capeamentos (dentre eles Portalegre, Martins e Santana) associados ao Planalto da Borborema e ao entalhamento das bacias fluviais (elementos geradores das extensas planícies) dos grandes rios da porção nordeste-oriental (p. ex. Açu, Jaguaribe).

Após um período de carência, os estudos geomorfológicos foram retomados. As publicações a partir da década de 50, refletem os fundamentos de duas linhas de pesquisa bem diferenciadas.

A “Geomorfologia Climática” advoga que as formas de relevo têm sua origem pura e simplesmente, relacionada à ação do clima sobre as feições pretéritas, associadas ou não a eventos epirogenéticos. Trabalhos de caráter descritivo, destacando as morfo-esculturas, foram publicados por Ab’ Saber (1953, 1956a, 1956b), Feio (1954), King (1956), Czajka (1959), Tricart (1959), Bigarella (1975), Mabesoone e Rolim (1972), Salim *et al.* (1973), Damasceno (1981), Lima (1983) e outros.

Nessa linha, Feio (1954) estabeleceu os elementos morfológicos do Nordeste, onde o *Planalto da Borborema* (de altitude inferior a 1000 m) é o elemento de maior expressão, sendo constituído por antigos aplainamentos e ainda por *degraus* originados a partir do retrabalhamento do elemento maior. Esses elementos se distribuiriam a partir do interior até o litoral da seguinte forma: a *Superfície de aplainamento inferior da Borborema*, que consiste nos pedimentos que capeiam parte das serras da região e está colocada cerca de 200m abaixo do planalto máximo; um soerguimento dos planaltos situados nas porções mais próximas ao litoral, que teria como resultado os *inselbergs*; por fim, junto a faixa litorânea, o desenvolvimento das planícies costeiras denominadas *tabuleiros* e seus níveis de terraços.

Foi Ab' Saber (1956a) quem descreveu o arranjo centrífugo da drenagem existente na região da Borborema atribuído a um soerguimento epirogenético pós-Cretáceo. Em trabalho posterior, Ab' Saber (1956b) exprime que as superfícies constituídas por cangas lateríticas correspondem à denudação da superfície de aplainamento instalada na província durante o Terciário, como resposta a variações climáticas bruscas ou seja, a passagem de um clima árido a semi-árido para um clima bastante úmido.

King (1956) postulou a existência dos ciclos de pediplanação associados às superfícies de aplainamento. Estes ciclos seriam o testemunho das variações climáticas ocorridas desde o mesozóico e constituiriam marcos na evolução do relevo. Este trabalho foi considerado um dos tratados mais completos e significativos para esta corrente.

Tricart (1959) defendeu que a constituição do relevo nordestino estaria vinculada a três zonas climáticas, a zona da mata, o agreste e o sertão. O fator preponderante para essa compartimentação seria a diminuição na intensidade pluviométrica a partir do litoral (vegetação exuberante, solos mais profundos e por conseguinte relevo arrasado) até as porções mais interiores (vegetação rarefeita e esparsa do tipo caatinga, solos rasos pedregosos e morros pontiagudos), ressaltando que a morfogênese seria resultado da integração entre o escoamento e alterações químicas.

Bigarella e Andrade (1964) individualizaram o relevo em três níveis, e no nível mais inferior foram reconhecidos dois níveis de pedimentos,  $P_2$  e  $P_1$ . De um modo geral, os níveis principais são:  $Pd_3$ , corresponde às feições instaladas nas altitudes superiores aos 1000 m;  $Pd_2$ , superfície bastante dissecada, reconhecida entre 400 e 900 m;  $Pd_1$ , uma grande superfície mais recente, que se estende da costa para o interior exibindo feições entre as altitudes de 40 e 400 m.

Alternativamente, estudos regionais incluindo descrições de registros sedimentares ressaltando a influência das estruturas cenozóicas na evolução do relevo do Nordeste, foram esboçados por Dresch (1957), Demangeot (1960), Beurlen (1967), Mabesoone *et al.* (1972) Mabesoone e Castro (1975) e vários outros. Estes estudos buscaram fundamentação na interação do controle tectônico com os fatores intempéricos, tendo como produto as formas de relevo.

Ao analisar as superfícies de cimeira (somitais) na Província Borborema, Dresch (1957) se opôs às idéias lançadas por Feio (1954), no tocante às várias superfícies. É então questionada a associação das alternâncias dos períodos úmidos e secos com os depósitos e feições geomorfológicas observadas. A idade dos arqueamentos e basculamentos foi colocada em discussão, onde propõe que esses eventos seriam decorrentes dos eventos tectônicos pós-cretáceos. Esse autor individualizou as seguintes superfícies: o *Planalto da Borborema*, instalado entre 800 e 1100 m, com níveis embutidos numa superfície de base nas cotas entre 450 e 600 m, e uma superfície mais recente, contendo os *inselbergs*, com altitude de 300 m. Por fim, inferiu ainda que a organização centrífuga da drenagem seria consequência de uma deformação dômica de grande raio de curvatura, afetando o maciço cristalino.

Demangeot (1960) estabeleceu, para o Nordeste brasileiro, um modelo morfológico evolutivo formado por cinco ciclos de peneplanação (superfície aplainada sob clima úmido), correlacionados aos ciclos de pediplanação (superfície aplainada sob clima semi-árido ou árido) de King (1956). Em seu modelo, propõe que cada evento erosivo seria consequência de uma movimentação tectônica, e que ciclos erosivos posteriores apresentariam registros dos eventos tectônicos. As conclusões do autor estão sumarizadas na tabela 3.3.

Em 1967, Beurlen propôs um modelo evolutivo sobre a Região Nordeste. Este autor admitiu que a configuração do bloco é a resposta ao seu deslocamento retardado, com relação as porções setentrional e meridional na placa Sul-Americana. O arcabouço estrutural tem um arranjo em leque com abertura para o leste, onde as estruturas precambrianas sofreram reativação a partir do cretáceo, gerando inúmeras bacias nas margens e no interior do bloco.

Nos anos 70, as várias publicações ainda refletem a busca pela justificativa das relações entre as feições geomorfológicas e os depósitos correlativos de idade cenozóica. Deste período podem ser citados os vários trabalhos de Mabesoone (1972, 1974, 1975, 1982, dentre outros).

Mabesoone e Castro (1975) propuseram que o desenvolvimento geomorfológico do Nordeste brasileiro é caracterizado por extensas superfícies de erosão escalonadas. Em seu trabalho, foram comparadas e integradas as mais diversas idéias, e dividido o Nordeste em dois blocos: a Bacia do Meio Norte e o Núcleo Nordestino. Neste capítulo,

mencionou-se apenas as feições pertinentes ao último. As feições morfológicas individualizadas são: a *Superfície Borborema* ou Teixeira, a *Superfície Cariris Velhos* ou Soledade, a *Superfície Sertaneja*, a *Superfície das Chãs*, a *Superfície de Tabuleiros*. A idade atribuída a estes elementos é a mínima, já que a identificação das superfícies de idade mesozóica é dificultada pela sucessão de eventos tectônicos ocorridos durante e após aquela era.

**Tabela 3.3:** Esquema Morfogenético do Nordeste brasileiro, modificado de Demangeot (1960), em associação às superfícies de King (1956). Compilado de Fonseca (1996).

<i>Tempo Geológico</i>	<i>Tectônica</i>	<i>Erosão</i>	<i>Sedimentação</i>
Pleistoceno		Nível de Siriji (= Paraguaçu ?)	
Plioceno		Fase <i>árida</i> : Superfície Patos II (= Velhas II)	Topo do Barreiras
	Soerguimento, falhamento e flexura		
Mioceno ?		Fase <i>úmida</i> : Ciclo Patos I (= Velhas I)	Base do Barreiras; depósitos torrenciais?
	Soerguimento, falhamento e flexura		
Oligoceno?		Superfície dos Cariris (=Sul- Americana)	Calcários litorâneos?
	Soerguimento e falhamento		
Eoceno		Superfície de Teixeira (= pós-Gonduana)	Couraças
Cretáceo		Superfície Cretácea?	Coberturas de arenitos e calcários; depósitos litorâneos
	Soerguimento e falhamento		
Jurássico?	Abaixamento epirogenético		
> Triássico		Superfície pré-cretácea (= Gonduana)	Argilas

Com o Projeto RADAMBRASIL (Prates *et al.* 1981), o relevo passou a ser estudado a partir de novos parâmetros. Todas as idéias lançadas até então foram reunidas e a subdivisão do relevo nordestino foi proposta em cinco unidades interrelacionadas : *Planalto da Borborema*, destacado por suas cotas superiores a 800m de altitude; *Depressão Sertaneja*, instalada nas cotas mais baixas no denominado sertão

central; *Chapada do Apodi*, feição que bordejia a área limítrofe aos estados do Ceará e Rio Grande do Norte, sustentada pelas rochas carbonáticas da Bacia Potiguar; *Tabuleiros Costeiros* instalados em área que antecede o litoral, exibindo feição plana e cotas variando dos 80 a 20 m de altitude e, por fim, a *Morfologia Litorânea*, onde são encontrados os cordões de dunas. Essas unidades, que representam as etapas de evolução do relevo, foram propostas a partir da análise das evoluções paleoclimáticas lançadas por King (1956), Bigarella e Ab' Saber (1964 in Mabesoone e Silva 1991) e Mabesoone *et al.* (1972). O controle tectônico é evidenciado como elemento muito importante sobre a morfogênese nordestina. Foram destacadas a forma do litoral e os rios de direção E-W, como importantes marcadores da existência de um campo de tensões moderno. Nos terrenos cristalinos, o controle pode ser marcado nas estruturas herdadas e ainda, para as unidades mesozóicas, nas associações aos falhamentos de idade pós-cretáceo.

Os trabalhos de cunho geomorfológico mais recentes destacam o papel das estruturas neotectônicas regionais no controle morfogenético do relevo. No Nordeste, mais precisamente nos estados do Ceará e Rio Grande do Norte, vários pesquisadores têm realizado pesquisas desta natureza, p. ex. Torres *et al.* (1990), Saadi e Torquato (1992), Bezerra *et al.* (1993), Caldas (1996), Fonseca *et al.* (1995), Fonseca (1996), Bezerra *et al.* (1997), dentre outros.

Esses estudos têm como objetivo compreender e mensurar a deformação atual da crosta, reconhecendo as estruturas em superfície por ela produzidas e ainda, definir os regimes tectônicos correlatos.

Os métodos de investigação utilizados nos estudos das feições recentes envolvem técnicas morfotectônicas, datação  $^{14}\text{C}$ , análise de produtos de sensores remoto, e outros. A primeira utiliza a rede de drenagem como elemento chave, na delimitação e reconhecimento das novas estruturas. As feições reconhecidas são denominadas *anomalias*, e provavelmente exprimem mecanismos de alteração recente nas drenagens, correlacionados à deformação crustal. O segundo método, dentre outros aspectos, se propõe a explicar os eventos de variação do nível do mar no Quaternário; estes têm como marcadores no Rio Grande do Norte, os níveis de *beach rocks* encontrados ao longo de todo o litoral potiguar, podendo ainda ser correlacionados aos períodos de glaciações reconhecidos e às movimentações isostáticas correlatas.

Finalmente, a utilização dos sensores remotos identifica, através de tratamentos específicos, as feições de difícil reconhecimento no terreno, principalmente quando estas têm abrangência regional.

Algumas das feições morfológicas regionais associadas aos eventos neotectônicos no Estado, incluem: o *hemi-graben do Potengi* (Bezerra *et al.* 1993); o sistema de lagoas do Bonfim-Papeba-Nísia Floresta (Lucena 1997); os sistemas de Falhas de Carnaubais (Bezerra *et al.* 1998) e de Afonso Bezerra (Dantas 1998) dentre outras.

### **3.7 - Os Aspectos Neotectônicos e a Sismicidade da Porção Oriental do Nordeste.**

As investigações sobre as atividades neotectônicas no Nordeste estão condicionadas ao reconhecimento e determinação dos marcadores que conduzam a composição de um modelo para a tectônica recente. Um dos pontos que corroboraram com esta investigação foi o reconhecimento da atividade sísmica nos estados, do Ceará e Rio Grande do Norte.

Partiu de Beurlen (1967) as primeiras idéias de uma reativação tectônica recente. Este autor argumenta que as feições estruturais E-W reconhecidas estão condicionadas a complexa trama do embasamento cristalino e foram reativadas com a abertura do Oceano Atlântico Sul. A partir daí, se instalaria um campo de tensões com esforços distensivos no litoral leste com uma movimentação lateral na porção norte do bloco nordestino. O resultado desta dinâmica seria a geração das inúmeras bacias mesozóicas no bloco soerguido.

No Estado do Rio Grande do Norte, feições ou atividade de natureza neotectônica vêm sendo estudadas desde a década de 70, os inúmeros dados coletados vêm estruturando um modelo morfogenético coerente para as condições analisadas. Um dos trabalhos pioneiros enfocando eventos neotectônicos foi o de Salim *et al.* (1979); neste, foi proposto que as desembocaduras dos rios no litoral leste estavam instaladas em *graben* de idade cenozóica. Pesquisas realizadas por Miranda e Srivastava (1984) no litoral norte, reportaram estruturas lineares afetando os sedimentos cenozóicos, identificado no condicionando dos rios na região de Macau/RN. Esses autores consideraram tais feições de idade recente.

Uma feição linear neotectônica muito expressiva, foi descrita por Hackspacker *et al.* (1985) no litoral norte. Trata-se da Falha de Afonso Bezerra de *trend* NW, que corta os sedimentos cretáceos da Bacia Potiguar e as rochas do embasamento. Os autores condicionam a existência dessa direção às manifestações estruturais de idade terciária (oligo-miocênica), correlatas ao evento magmático Macau; admitem ainda que a instalação desta feição seria decorrente de um reajuste recente do bloco sedimentar, reconhecida em superfície pelo recuo de falésias quaternárias, formas de relevo residuais, basculamento de blocos nas direções NW (principal) e NE (secundário), dentre outras.

O Projeto João Câmara (Torres *et al.* 1990), caracterizou nas proximidades da cidade homônima uma importante atividade neotectônica, definida pelo registro de um enxame de sismos que teriam gerado inúmeras estruturas frágeis representadas dentre outras, pelo padrão anômalo imposto à drenagem na região. Segundo os autores, as movimentações ao longo dos alinhamentos E-W e ENE durante a abertura do Atlântico, seriam responsáveis pelos atuais sismos e correlacionáveis com a reativação da Falha de Samambaia.

Discutindo o posicionamento dos sedimentos do Grupo Barreiras na Bacia Potiguar, Lima *et al.* (1990) tentaram estabelecer relações entre o campo de tensões neotectônico e estruturas pré-Barreiras, correlacionando-os com o padrão de afloramento das seqüenciais analisadas. Caracterizaram então um eixo compressivo máximo E-W no Rio Grande do Norte, variando a NW-SE no Ceará, e que as maiores espessuras do pacote sedimentar do Grupo Barreiras estariam associadas a baixos estruturais.

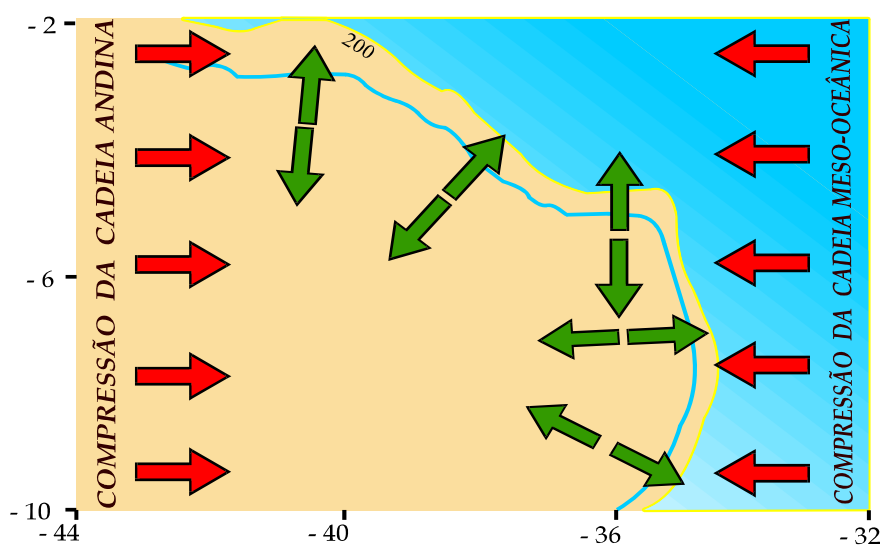
No litoral de Natal, Bezerra *et al.* (1993) confirmaram através de critérios morfogenéticos, geológicos e gravimétricos, o sistema de *graben* cenozóico descrito por Salim *et al.* (1979).

Mais recentemente, inúmeros trabalhos evidenciando estruturas neotectônicas foram publicados por Cremonini (1995), Cremonini e Karner (1995), Fonseca *et al.* (1995), Fonseca e Saadi (1995), Caldas (1996), Caldas *et al.* (1997b), Dantas *et al.* (1997), Bezerra *et al.* (1998) e Caldas (1998), que destacam o papel das mesmas no controle morfogenético do relevo. Estes levantamentos utilizaram vários métodos como sensoriamento remoto, levantamentos estruturais e geofísicos, análise da rede de

drenagem, datação  $^{14}\text{C}$ , dentre outros, para caracterizar tais estruturas e posicioná-las cronologicamente na evolução da paisagem atual. Menezes (1998) reporta a ativação de estruturas frágeis no embasamento cristalino, na aba norte da Serra de Santana (Grotta da Ferveadeira).

No tocante à atividade sísmica na porção oriental do Nordeste, diversos estudos interpretaram os registros de pontos epicentrais nas regiões de Pacajus (CE), Palhano (CE) e João Câmara (RN). Ferreira (1983); Ferreira e Assumpção (1983), Assumpção *et al.* (1985, 1989), Ferreira *et al.* (1987b), Assumpção (1989), Ferreira *et al.* (1989), Torres *et al.* (1990), Assumpção (1992) e Ferreira (1997) procuraram definir os campos de tensões atuantes na região nordestina e estabelecer correlações com as movimentações da Placa Sul-Americana.

Com base no extenso banco de dados sismológicos do Nordeste, e principalmente nas soluções dos “*mecanismos focais*” dos principais eventos sísmicos registrados, Assumpção *et al.* (1985, 1989) e Assumpção (1992) interpretaram um campo de tensões compressivo de direção E-W (Figura 3.3). As anomalias referentes a este padrão junto à Bacia Potiguar, estariam associadas principalmente ao peso da carga sedimentar gerando esforços distensionais na crosta superior, próximo aos limites da referida bacia.



**Figura 3.3:** Modelo de superposição de tensões locais e regionais na crosta superior. Em verde, a tensão local causada pelo contraste de densidade lateral e carga sedimentar na margem continental e em vermelho, a tensão compressional regional. Segundo Assumpção (1992).

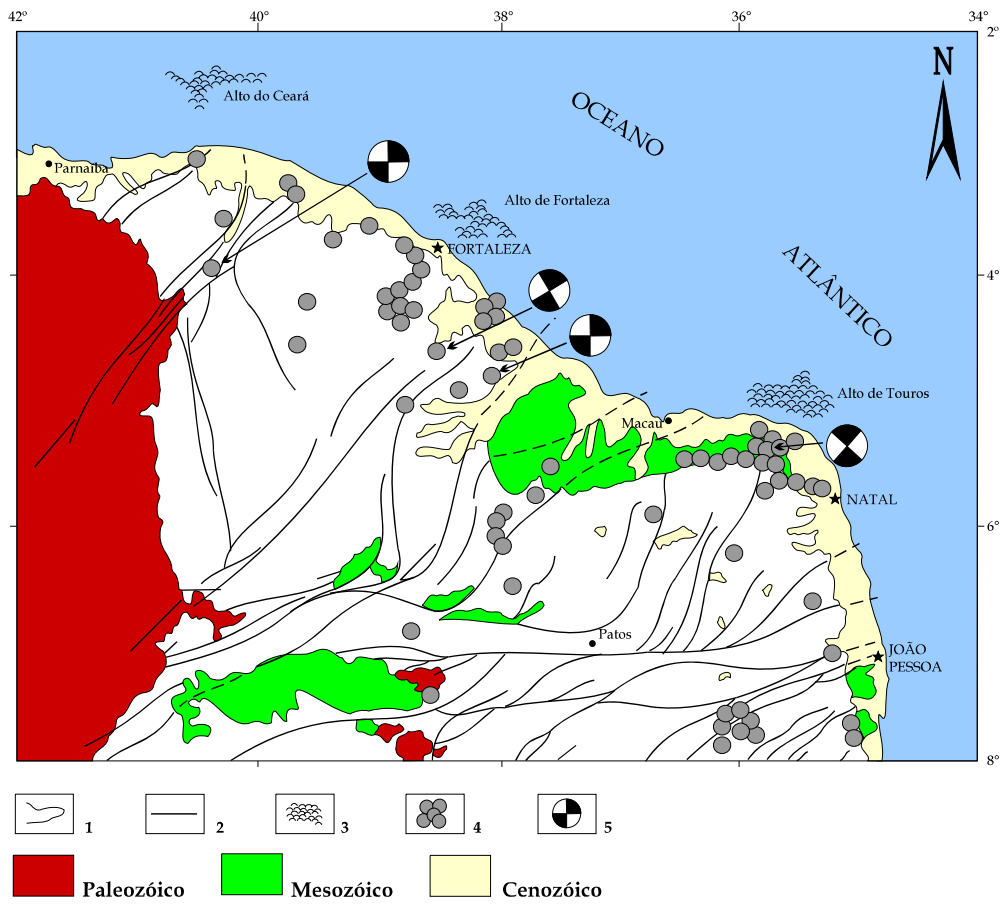
Estudando a atividade sísmica na região de João Câmara no período de 1986 a 1987, Ferreira *et al.* (1987b) propõem que o enxame de sismos concentrados ao longo de

uma estreita faixa de direção NE define a Falha Sísmica de Samambaia. Esta feição de movimentação recente foi monitorada a partir de agosto de 1986. Os mecanismos focais determinados, indicam a atuação de um campo compressivo regional de direção E-W, acima do paralelo 7° sul (Ferreira *et al.* 1987b e Ferreira *et al.* 1989). Coriolano (1998) e Coriolano *et al.* (1997) abordaram a cronologia do fraturamento ao longo dessa falha, evidenciando a reativação de estruturas e a formação de 1fraturas tanto em marcadores quaternários (sedimentos do Grupo Barreiras, limonitizados) como o embasamento cristalino.

Analisando a sismicidade do Ceará e Rio Grande do Norte, Saadi e Torquato (1992) mostram que a atividade sísmica apresenta-se, de forma mais pronunciada, ao longo das zonas de cisalhamento de direção NE-SW, verificadas principalmente nas porções marginais da Bacia Potiguar (Figura 3.4). Segundo estes autores, pelo fato da trajetória da Placa Sul-Americana ter seguido o mesmo rumo durante a maior parte do Cenozóico ou seja, de E para W, é possível assumir que o regime tectônico não sofreu mudanças significativas.

Com o estudo da sismicidade induzida no reservatório da Barragem de Açú, Ferreira *et al.* (1995) e Nascimento (1997) verificaram a atividade microssísmica intensa, registrada principalmente nas bordas e interior do lago, sugerindo a movimentação de uma falha transcorrente dextrógira, aproveitando as direções estruturais herdadas do precambriano.

De um modo geral, as pesquisas abordando os mais variados elementos que caracterizem a atividade neotectônica no nordeste, tem fortalecido a idéia de um campo de tensões, cujos eixos compressivos estariam posicionados na direção E-W. Todavia, o comportamento das feições, verificado a partir das estruturas e feições geomorfológicas, não permitem uma análise mais precisa das orientações do campo de tensões regional, devido a dificuldade de caracterização dos marcadores dos esforços impressos nos sedimentos de idade meso-cenozóica e ainda pelas interferências dos campos locais.



**Figura 3.4:** Esboço Sismo-Tectônico do Nordeste Setentrional, segundo Saadi e Torquato (1992).  
 Legenda: 1- Limite unidade sedimentar; 2- Falhas principais; 3- Platôs da margem continental; 4- Epicentros dos sismos; 5- Campo de tensões atual (segundo Assumpção et al. 1989).

## 4.1 - Introdução e Métodos de Trabalho

Os elementos estruturais de uma determinada região organizam-se segundo normas ditadas pelos campos de tensões atuantes quando de sua formação, estejam eles ordenados segundo um padrão geométrico bem definido ou em uma distribuição espacial aparentemente caótica (Milani 1990).

Segundo Amaro *et al.* (1991), os parâmetros que norteiam uma análise morfo-estrutural são: *a*) expressões topográficas tais como linhas ou segmentos de escarpas (limites erosivos e/ou litológicos); *b*) alinhamentos de cristas, vales e trechos de rios (feições lineares positivas ou negativas); *c*) feições lineares que identificam limites entre as zonas fotogeológicas, isto é, mudanças texturais/estruturais abruptas dos terrenos; *d*) elementos indicativos das estruturas geológicas, mais precisamente falhas e zonas de cisalhamento.

Neste capítulo, serão caracterizadas feições estruturais de caráter regional, possibilitando estabelecer a correlação das mesmas com a evolução das feições geomorfológicas cenozóicas. Em adição, serão tecidas algumas inferências sobre a atuação de paleo-campo de tensões baseando-se no reconhecimento das direções dos elementos estruturais tanto do ponto de vista local, quanto regional.

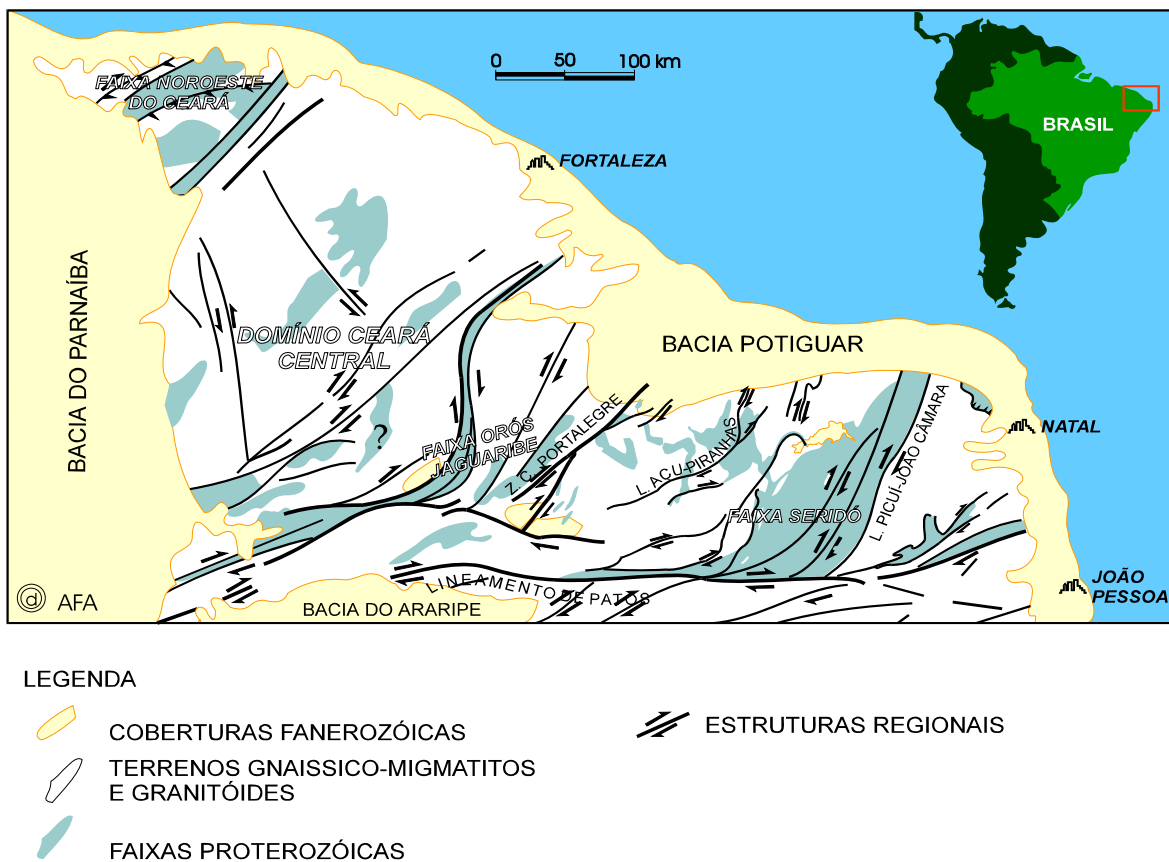
As ferramentas utilizadas consistiram primeiramente na análise dos mapas topográficos e geológicos, aerofotos e produtos de sensoriamento remoto (imagens analógicas Landsat 5-TM e Radar), visando definir as direções principais dos elementos frágeis (fotolineamentos) e do *fabric* dúctil adjacente aos platôs estudados e no substrato cristalino.

Numa etapa posterior, foram analisadas as direções estruturais regionais mais significativas nas áreas estudadas, através do processamento digital de imagem de satélite. As principais discontinuidades morfo-tectônicas identificadas poderiam estar relacionadas à movimentação tectônica desde o Mesozóico.

## 4.2 - Estruturas Regionais

A Província Borborema, principalmente a norte do *Lineamento Patos* (latitude 7° sul), exhibe um arcabouço estrutural complexo no tocante aos elementos de idade precambriana (Figura 4.1). No Mesozóico, os eventos tectônicos tiveram também influência marcante na configuração das feições estruturais (p. ex., as bacias sedimentares costeiras e interiores, a conformidade da linha de costa).

Segundo Beurlen (1967), a região Nordeste apresenta um conjunto de lineamentos aberto em leque para o leste, onde as estruturas precambrianas (falhas e zonas de cisalhamento), nas direções E-W, N-S a NE-SW e NW-SE, foram reativadas durante o processo de fragmentação continental. O comportamento das feições morfo-estruturais salientadas pelos lineamentos pode estar, em grande parte, vinculado aos fatores erosivos e litológicos condicionados pelo caráter dinâmico da evolução do relevo.



**Figura 4.1:** Arcabouço estrutural da Província Borborema, destacando feições posicionadas acima do *Lineamento Patos*. Segundo Jardim de Sá (1994).

#### 4.2.1 - Lineamentos Este-Oeste

Os lineamentos E-W configuram feições alongadas intensamente milonitizadas, com nítida movimentação direcional, supostamente mais jovem que as demais estruturas precambrianas. De um modo genérico estes lineamentos marcariam os limites do bloco nordestino e corresponderiam ao prolongamento em domínio continental, das zonas de falhas transformantes do domínio oceânico (Beurlen 1967).

- O LINEAMENTO PATOS

Apresenta-se como a mais expressiva feição estrutural precambriana da porção Norte Oriental da Província Borborema (ver Figura 4.1). Segundo Corsini *et al.* (1991), é uma das mais extensas zona de cisalhamento conhecida. Deste modo, evidencia um grande evento tectônico de caráter transcorrente, cujas estruturas representam uma fase deformacional dúctil relacionada ao Ciclo Brasileiro, sincrônica à movimentação dos cisalhamentos com *trend* NE.

Na tentativa de discutir o significado dessas estruturas no contexto da abertura do Oceano Atlântico, vários autores (Françolin e Szatmari 1987, Matos 1992, Torres *et al.* 1990, Françolin *et al.* 1994 dentre outros) têm estudado a reativação dos lineamentos E-W durante o Mesozóico. Tendo como argumento a disposição ao longo deste lineamento, inúmeras bacias (p.ex., Rio do Peixe, Iguatu, Icó e outras) cujos sedimentos tem idade correlata.

A movimentação cenozóica associada ao Lineamento Patos pode ser considerada a partir do reconhecimento de suítes basálticas (com idade de 20 Ma, obtida pelo método K/Ar) encontrados em áreas deprimidas no embasamento cristalino de algumas localidades no interior da Paraíba (Holder Neto e Silva 1974).

- O LINEAMENTO LAJES

Esta denominação foi proposta por Torres *et al.* 1990, quando da execução do Projeto João Câmara. Esses autores definiram esta feição a partir do alinhamento de diques instalados na fase *rift* da Bacia Potiguar, reativados em diferentes momentos a partir do Mesozóico, encontrando-se ativo ainda hoje.

Este lineamento, mais comumente chamado de Enxame de Diques Ceará Mirim, está explicitado sob a forma de um alinhamento de diques dispostos na direção E-W, alojados nos terrenos cristalinos a sul da Bacia Potiguar. Esta feição, identificada no Rio Grande do Norte, se prolonga até o Ceará, onde sofre uma inflexão para SW (Martins e Oliveira 1992).

A primeira análise tectônica deste alinhamento foi realizada por Santos (1968 *in* Martins e Oliveira 1992). Esse autor argumentou que a intrusão do enxame de diques, denominado de *Lineamento Cabugi*, atribuído ao Terciário, teria se dado através dos planos de fraqueza gerados por um arqueamento flexural posterior à deposição dos sedimentos da Bacia Potiguar.

Sial (1975) interpretou que o posicionamento dos diques seria a consequência da extensão crustal na abertura do Atlântico Sul. No Projeto Radambrasil, Gomes *et al.* (1981) propõem a denominação **Magmatismo Rio Ceará-Mirim**, para o enxame de diques posicionados ao longo do rio homônimo, encaixados nas zonas de falhas de direção E-W. Szatmari *et al.* (1985) atribuiu a intrusão desses diques ao evento de rotação da América do Sul, registrado desde o final do Jurássico até o Cretáceo inferior.

Descrevendo as principais direções estruturais regionais, Fonseca (1996) admite ser o *Lineamento Lajes* um dos elementos condicionantes das feições morfológicas em diversas escalas, enumerando diversos exemplos da deformação neotectônica a ele relacionadas (desvio dos cursos dos rios, migração lateral do leito do Rio Açu e outras).

#### 4.2.2. O Sistema de Lineamentos Norte-Nordeste (NNE)

Os elementos estruturais analisados no embasamento cristalino desta região estão incluídos na chamada Faixa Seridó (acepção de Jardim de Sá 1994) ou em domínios adjacentes. No contexto abordado, a Zona de Cisalhamento de Portalegre apresenta-se como o limite oeste dessa faixa; em adição, a Zona de Cisalhamento Santa Mônica, o Lineamento Açu-Piranhas e ainda o Alinhamento Picuí-João Câmara, também integram o cortejo das estruturas do *trend* NNE. No domínio da Bacia Potiguar, a Falha de Carnaubais é a mais expressiva feição analisada, caracterizando a borda leste do *graben* principal da bacia.

De um modo geral, as várias zonas de cisalhamento de orientação N-S a NE (ver Figura 4.1), instaladas na Faixa Seridó apresentam movimentação dextral, estando associadas ao evento deformacional regionalmente designado de  $D_3$  (discussão completa em Jardim de Sá 1994). As estruturas reconhecidas no domínio leste da Faixa Seridó apresentam-se como divisores de águas regionais, condicionando as feições morfo-esculturais associadas (ver anexo I).

O *Lineamento Açú/Piranhas*, localizado na porção central da Faixa Seridó de caráter transcorrente e com foliações de alto ângulo, é um bom exemplo dessas estruturas na porção central dessa faixa (Jardim de Sá 1994).

A *Zona de Cisalhamento Santa Mônica*, descrita por Hackspacher e Oliveira (1984) estende-se desde a localidade de Nova Palmeira (PB) até Pedra Preta (RN), onde se projeta sob os sedimentos da Bacia Potiguar. Segundo esses autores, este lineamento foi ativo durante os processos finais da orogênese Brasileira e sofreu uma reativação frágil atribuída ao Cretáceo.

A *Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara* comporta-se como limite das unidades litoestratigráficas precambrianas, o Complexo Caicó e o Grupo Seridó. Na sua porção norte exhibe uma cinemática transcorrente dextral acoplada a um componente contracional (transpurrão dextral; Jardim de Sá, 1994).

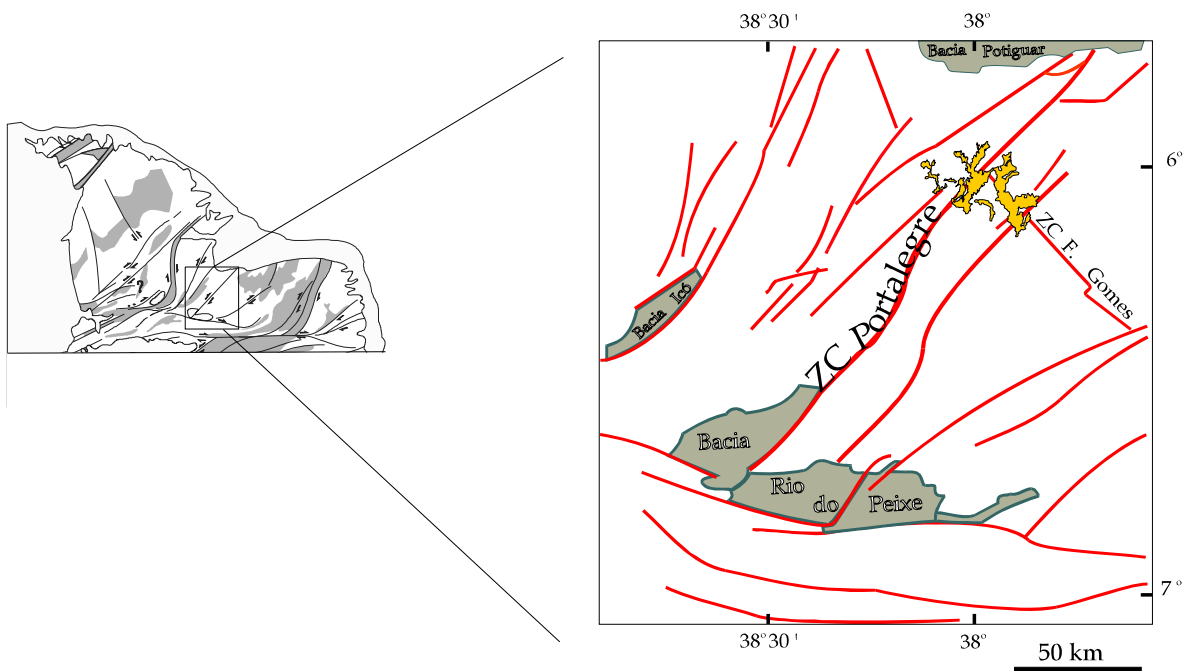
Os lineamentos com *trend* NE exibem um forte relação com as estruturas instaladas no interior da Bacia Potiguar, podendo ser admitido a reativação dos mesmos, durante o desenvolvimento da bacia ou no recente.

#### • A ZONA DE CISALHAMENTO PORTALEGRE

Hackspacher e Oliveira (1984) afirmaram que a estrutura em questão afeta principalmente granitos brasileiros e suas encaixantes gnáissicas se estendendo desde a Bacia do Rio do Peixe (PB) até a região de Felipe Guerra (RN), onde os sedimentos cretáceos da Bacia Potiguar dificultaram o seu reconhecimento. Para Corsini *et al.* (1991) este lineamento instalado na porção sudoeste do Estado, representaria um ramo derivado dos lineamentos E-W.

Jardim de Sá (1994) considera esta estrutura como o limite ocidental da Faixa Seridó, e seu possível significado como uma sutura de terrenos é sugerida por um forte gradiente gravimétrico associado (Jardim de Sá *et al.* 1997).

Matos (1992) propôs que o *trend* NE-SW da Zona de Cisalhamento Portalegre constituiria uma das feições limítrofes da Bacia do Rio do Peixe (Figura 4.2), desenvolvidas por reativação de zonas proterozóicas a partir de uma extensão NW-SE durante a fase *Syn rift II* (Neocomiano a Barremiano inferior, segundo a coluna de tempo geológico de Harland *et al.* 1982). Regionalmente esta feição estaria associada ao grande *trend* Cariri-Potiguar, sendo truncada ora pelo lineamento E-W (Patos), ora seccionada pelos sistemas de falhas NW-SE (p.ex., Frutuoso Gomes).



**Figura 4.2:** Parte do Trend Cariri-Potiguar (Matos 1992), na porção SW do Rio Grande do Norte, mostrando os falhamentos na borda da Bacia do Rio do Peixe, dentre eles a Falha de Portalegre, de direção NE-SW.

#### • O SISTEMA DE FALHAS DE CARNAUBAIS

A caracterização das estruturas frágeis (neotectônicas) da Bacia Potiguar no litoral norte do Estado vem sendo estabelecida através de levantamentos de natureza multidisciplinar (geofísico, geológico, sensoriamento remoto) visando compreender seu contexto na deformação recente na região costeira (Caldas *et al.* 1997a).

Inúmeros trabalhos descrevem e interpretam a Falha de Carnaubais como limite leste do *graben* central (Figura 4.3) e com geração associada ao evento de instalação do *rift* da Bacia Potiguar através da reativação da trama estrutural proterozóica (Matos 1992).

Sua caracterização foi efetuada através das interpretações de seções sísmicas adquiridas pela PETROBRÁS. Em superfície, seu reconhecimento é dificultado pela escassez de afloramentos. Todavia, recente análise de imagens digitais LANDSAT revela um arranjo sistemático dos alinhamentos dessa estrutura (Dantas 1998).

Segundo Cremonini (1995), a partir da reativação desta feição foram geradas diversas acumulações petrolíferas no denominado *trend* de Carnaubais, o que justifica uma melhor caracterização deste elemento.

A confirmação da movimentação neotectônica desta estrutura está indicada pela análise comparativa das anomalias de drenagem segundo esta direção, tanto no substrato cristalino como nos sedimentos cenozóicos, dentre estes os platôs da Formação Serra do Martins.

Caldas (1998) utilizando geofísica rasa e análise da rede de drenagem, definiu o comportamento dos elementos morfo-estruturais relacionados à reativação desta feição em idade cenozóica.



**Figura 4.3:** Arcabouço da Bacia Potiguar. Em vermelho, as falhas borda do Graben central; em verde, a faixa sedimentar; em rosa, o embasamento cristalino.

#### 4.2.3 - Lineamentos Noroeste-Sudeste (NW-SE)

As estruturas regionais pertencentes a este *trend* são o sistema de falhas de Afonso Bezerra, uma feição expressiva mais jovem, instalada nos terrenos sedimentares da Bacia Potiguar, e a Zona de Cisalhamento Frutuoso Gomes, reconhecida nas proximidades do Platô de Portalegre. Entretanto são poucos os estudos sobre esta última; nesse sentido a mesma será mencionada a nível de caracterização preliminar.

##### • O SISTEMA DE FALHAS DE AFONSO BEZERRA

A denominação **sistema de falhas** foi proposta por Dantas (1998) devido ao reconhecimento do arranjo de fotolineamentos paralelos e sistemáticos, efetuados nos produtos de sensoriamento remoto, e ainda das inúmeras feições recentes reconhecidas em campo, ao longo desse *trend*. Baseado nos critérios estabelecidos por Dantas (1998) e por considerá-los coerentes, optou-se pela utilização do termo.

Alguns pesquisadores (Torres *et al.* 1990, Matos 1992, Oliveira *et al.* 1993, Torres 1994, Cremonini 1995, Cremonini e Karner 1995, Fonseca 1996 e outros) vem reconhecendo a importância dos falhamentos de direção NW-SE no tocante à dinâmica recente na Bacia Potiguar (anexo I).

Hackspacher *et al.* (1985) reconheceram brechas de falha, falhamentos menores e feições topográficas (alinhamento da Lagoa dos Queimados), como originados a partir de um sistema de tensão mais jovem, possivelmente relacionado ao domeamento vulcânico de idade oligo-miocênica (terciária).

Oliveira *et al.* (1993) definiram para este falhamento um movimento principal transpressional dextrógiro, atribuído ao Terciário (correlato ao Vulcanismo Macau), condizente com a proposta de Hackspacher *et al.* (1985). Todavia, outros autores (Cremonini 1995, Cremonini e Karner 1995) atribuíram a movimentação da falha ao Mesocampaniano, marcado pela discordância pré-Ubarana.

Estudos mais recentes envolvendo métodos geofísicos e tratamento de imagens orbitais, foram realizados por Dantas *et al.* (1997) e Dantas (1998). Esses autores definem que a feição linear caracterizada pelo sistema de falhas de Afonso Bezerra está melhor

reconhecida nas imagens de sensoriamento remoto (analógicas e digitais), enquanto nos métodos geofísicos, apresenta-se de forma subordinada.

• A ZONA DE CISALHAMENTO FRUTUOSO GOMES

Esta feição foi reconhecida na região SW do Estado, bordejando a sul o plúton de Umarizal, mais precisamente na borda leste do Platô de Martins. A primeira referência sobre esta feição pertence ao mapeamento do Projeto Scheelita do Seridó (Lima *et al.* 1980). Posteriormente, Jardim de Sá (1994) mapeou esta zona de cisalhamento, atribuindo-lhe um movimento transcorrente sinistral.

O comportamento estrutural dessa feição também foi estudado por Araújo (1995) e por Archanjo e Galindo (1995), que consideraram o Lineamento Frutuoso Gomes como uma zona de cisalhamento distensional de baixo ângulo, com transporte tectônico para ENE, divergindo da interpretação proposta por Jardim de Sá (1994).

#### 4.2.4 - Lineamentos Norte-Sul

A ocorrência de um *trend* estrutural de direção aproximadamente N-S tem despertado inúmeras discussões. Alguns autores argumentam que este alinhamento está associado às direções geradas durante o processo de abertura continental, reativados em evento tectônico mais jovem. Sua caracterização é muito difícil, devido à pouca consistência dos elementos investigados.

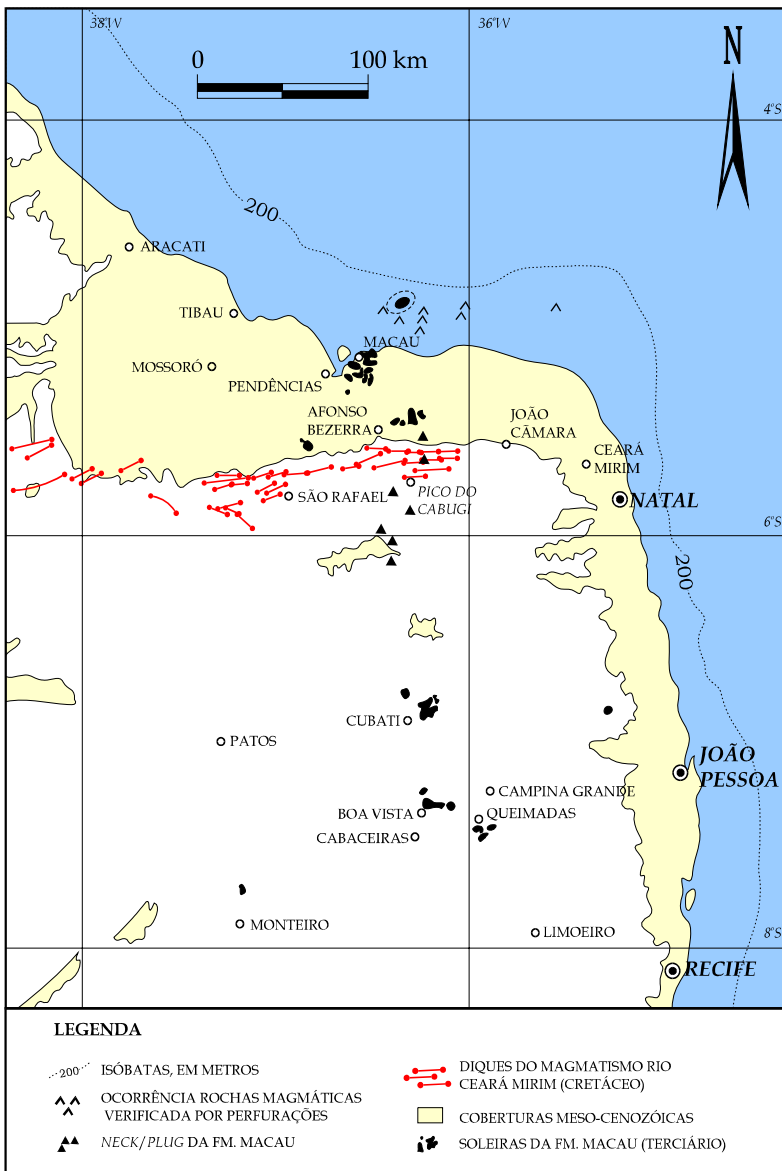
O *Alinhamento Macau-Queimadas* foi sugerido por Almeida *et al.* (1988), para caracterizar uma faixa das ocorrências vulcânicas de idade terciária, orientada aproximadamente N-S (Figura 4.4). Estes litotipos dispõem-se desde as proximidades de Macau (RN) até a localidade de Queimadas, no interior da Paraíba (Sial 1976). Todavia, a definição deste alinhamento é problemática, principalmente por não existirem outras feições correlacionáveis a esse *trend*. Uma justificativa para este alinhamento partiu de Sial (1976), que supôs a presença de um ponto quente móvel sob o bloco continental, durante o Terciário.

Ao longo do litoral norte e em algumas áreas no interior da Bacia Potiguar, o reconhecimento de elementos que justifiquem este alinhamento vem sendo citado por vários pesquisadores (Srivastava e Corsino 1984, Rocha Filho 1992, Fonseca 1996, p. ex.), através da análise do fraturamento em diversas exposições meso-cenozóicas e nos

elementos morfológicos (p. ex., arranjo da drenagem, identificação de alinhamentos anômalos dos rios). Esta premissa situa a instalação deste fraturamento de direção N-S em evento posterior à deposição do pacote sedimentar de idade mesozóica.

Dantas (1998) reconhece essa direção de estruturas frágeis nos produtos de sensoriamento remoto na Bacia Potiguar, associada à movimentação recente do sistema de falhas de Afonso Bezerra.

Na área estudada este *trend* se reflete principalmente nos padrões de drenagem do embasamento cristalino e no fraturamento em áreas da cobertura sedimentar terciária.



**Figura 4.4:** Alinhamentos vulcânicos associados às reativações da placa continental, reconhecidas no bloco nordestino. Adaptado de Almeida et al. (1988).

### 4.3 - Análise das Estruturas em Produtos de Sensoriamento Remoto

De um modo geral, os lineamentos (fraturas, falhas, etc.) de uma área refletem uma anomalia expressa sob a forma de feições lineares e, muitas vezes, apresentam dificuldades de interpretação. A utilização do método de sombreamento de imagens digital (SID) tem o objetivo de realçar esses lineamentos e simplificar a sua interpretação (Affonso 1991 *in* Dantas 1998).

O sombreamento de imagens digitais aplicado em bandas individuais, comporta-se como um filtro direcional, onde é simulada uma iluminação para eliminar ou atenuar feições paralelas à direção de iluminação e ressaltar aquelas dispostas transversalmente; deste modo, sua visualização e delimitação são facilitadas.

#### • BLOCO PORTALEGRE-MARTINS

O bloco analisado está constituído pelas serras de Portalegre e Martins e pelo embasamento circundante, situado na porção SW do Estado (ver anexo I).

A imagem regional produzida (Figura 4.5) mostra as serras de Portalegre e Martins compondo um expressivo maciço, com orientação segundo um arranjo bifurcado NE e NW. Apresentam encostas dissecadas em cristas e vales controlados pelo fraturamento herdado, em contraste ao relevo arrasado na porção sudoeste da área, que forma um vasto peneplano. Na porção nordeste o terreno torna-se mais suavizado. O retrabalhamento das feições morfo-esculturais apresenta-se concordante com as direções das principais zonas de cisalhamento identificadas.

A trama dúctil do embasamento está bem apresentada na imagem, através das zonas de cisalhamento Portalegre, de direção NE, e Frutuoso Gomes, de orientação NW. A zona de cisalhamento de Portalegre atravessa toda a imagem com direção preferencial NNE; na porção sudoeste da área o arranjo da drenagem expressa o controle desta feição. Para a zona de cisalhamento Frutuoso Gomes, de *trend* NW, a direção das fotolineações no cristalino evidencia uma inflexão para N (configurando uma estrutura curva), a leste do platô de Martins, compatível com a sua proposta movimentação sinistral.

A caracterização da reativação frágil (recente) da zona de cisalhamento Portalegre está expresso principalmente pelo controle das bordas do platô homônimo,

observada na porção centro-norte da imagem. O alinhamento da borda sul dos platôs tem continuidade no traço da zona de cisalhamento de Frutuoso Gomes, a partir da porção central da imagem, o que também denota o controle dessa estrutura (e possível reativação) na erosão do platô.

Um alinhamento NE está marcado pela direção dos vales escavados na cobertura sedimentar dividindo o platô de Martins; outra evidencia deste *trend* é a direção preferencial das bordas do platô. Estes elementos correspondem a estruturas frágeis de idade incerta (tardi-Brasilianas ou do Cretáceo/Terciário), com provável reativação recente.

A sul dos platôs, observa-se uma zona com orientação E-W condicionando a expressão topográfica e o arranjo da rede de drenagem; este alinhamento pode ser reflexo de um sistema de diques de idade precambriana ou ainda da feição regional fotolinear de orientação E-W, marcada pelo Magmatismo Rio Ceará-Mirim de idade mesozóica.

No produto digital gerado pelo método de filtragem direcional em bandas individuais, com dimensão matricial 3x3 e elevação solar de 15,° nas direções azimutais 0°, 45°, 90° e 135°, as feições lineares apresentaram um maior destaque. Dos produtos gerados, o mais significativo foi sintetizado na Figura 4.6, onde estão representados os vários alinhamentos descontínuos, que expressam fraturas em sistemas paralelos.

A direção NE ocorre na porção central da imagem coincidindo com a zona de cisalhamento Portalegre; a mesma apresenta variações para ENE, configurando um arranjo bifurcado.

O *trend* NW está bem representado na porção centro-leste da imagem, se propagando no sentido NW a partir da zona de cisalhamento Frutuoso Gomes. O cruzamento dos lineamentos coincide com a área em que os platôs estão instalados. Ambos segmentam e delimitam as bordas dos platôs, corroborando com o controle na morfologia e sua possível reativação recente.

#### • BLOCO SANTANA

Para a análise do bloco em questão, foram seguidas as mesmas premissas utilizadas no bloco Portalegre-Martins. A área situa-se na porção central do Estado (ver anexo I). A Figura 4.7 exibe o comportamento diferenciado das unidades topográficas

compostas pelo arranjo do platô sedimentar (disposto segundo a direção preferencial ENE-SSW) e pelos terrenos do substrato cristalino adjacente. Um suave basculamento para NW está evidenciado pela suavização da escarpa na borda norte da serra, desenvolvida pelo entulhamento dos depósitos de talus, enquanto na borda sul a escarpa está bem definida contrastando com o relevo de colinas mais a sul.

A trama dúctil individualizada no embasamento é condicionada às grandes zonas de cisalhamento de idade precambriana. Na porção leste (Figura 4.7) observa-se um forte controle da rede de drenagem segundo a direção NNE-SSW, marcada pelas cristas das estruturas dúcteis do embasamento. Os extensos lineamentos e sua expressão morfo-estrutural correspondem às zonas de Cisalhamento Picuí-João Câmara, Currais Novos e Santa Mônica, nas proximidades das quais ocorrem alguns testemunhos isolados do capeamento sedimentar. Na porção oeste-noroeste da imagem, na base do platô, observa-se um pronunciado alinhamento N-S das cristas, orientadas paralelamente à zona de cisalhamento Santana do Matos (Brasil *et al.* 1995).

Dentre as feições morfo-esculturais identificadas e relacionadas ao arranjo frágil, os anfiteatros mostram uma diferenciação bem marcada. Para a borda norte, tais elementos estão alinhados preferencialmente nas direções NE e NW, enquanto na porção sudoeste (borda sul) alguns destes exibem um arranjo dendrítico entalhando extensos vales semicirculares tipo “*circo de erosão*”, com direção aproximada N-S.

Na direção NW-SE, um alinhamento extenso atravessa parte da imagem ao longo desse eixo, interceptando as estruturas precambrianas e controlando segmentos de borda do platô. O trecho do lineamento marcado pela Serra da Velha Ana, divide o conjunto de serras (Feiticeiro, Bonfim, Balanço) a norte/nordeste, representando um domínio elevado (cotas superiores aos 500 m), para um outro na sul/sudeste, de cotas predominantemente baixas (em torno de 250 m), materializando a “depressão sertaneja”. Esse alinhamento NW pode corresponder ao *trend* Afonso Bezerra, muito bem caracterizado na literatura regional (Hackspacher *et al.* 1985, Oliveira *et al.* 1993, Cremonini e Karner 1995, Fonseca 1996, Dantas 1998).

O *trend* NE na Figura 4.7 não exibe um reflexo nítido no domínio do platô. Todavia, está claro seu condicionamento na borda setentrional da cobertura sedimentar e no alinhamento de algumas serras do embasamento mais a norte. Outro aspecto relevante verificado, é que a drenagem está controlada de forma significativa por esta

direção, tanto no platô como no embasamento (discussão capítulo 5). Finalmente, uma expressão evidente da reativação desta direção no Terciário superior, decorre da ocorrência de *plugs* vulcânicos orientados, na terminação norte desse alinhamento.





O fraturamento de direção E-W apresenta expressão regional muito forte, confirmada nos vários segmentos de drenagem do Rio Bodó e em outros drenos menores. Esta direção pode ser associada ao Lineamento Lajes (E-W), que todavia não apresenta nenhum reflexo na cobertura sedimentar.

Nas imagens sombreadas, geradas segundo as direções azimutais 0° e 90° e sintetizadas na Figura 4.8, foram salientadas as principais direções de lineamentos regionais identificados na área. Os alinhamentos observados refletem as feições descritas na imagem anterior.

O contexto regional apresentado neste capítulo, está expresso no anexo I, III e IV, mostrando as relações morfo-estruturais e o arranjo da drenagem no reconhecimento das feições morfo-esculturais.

---




#### LEGENDA - Fig. 4.5

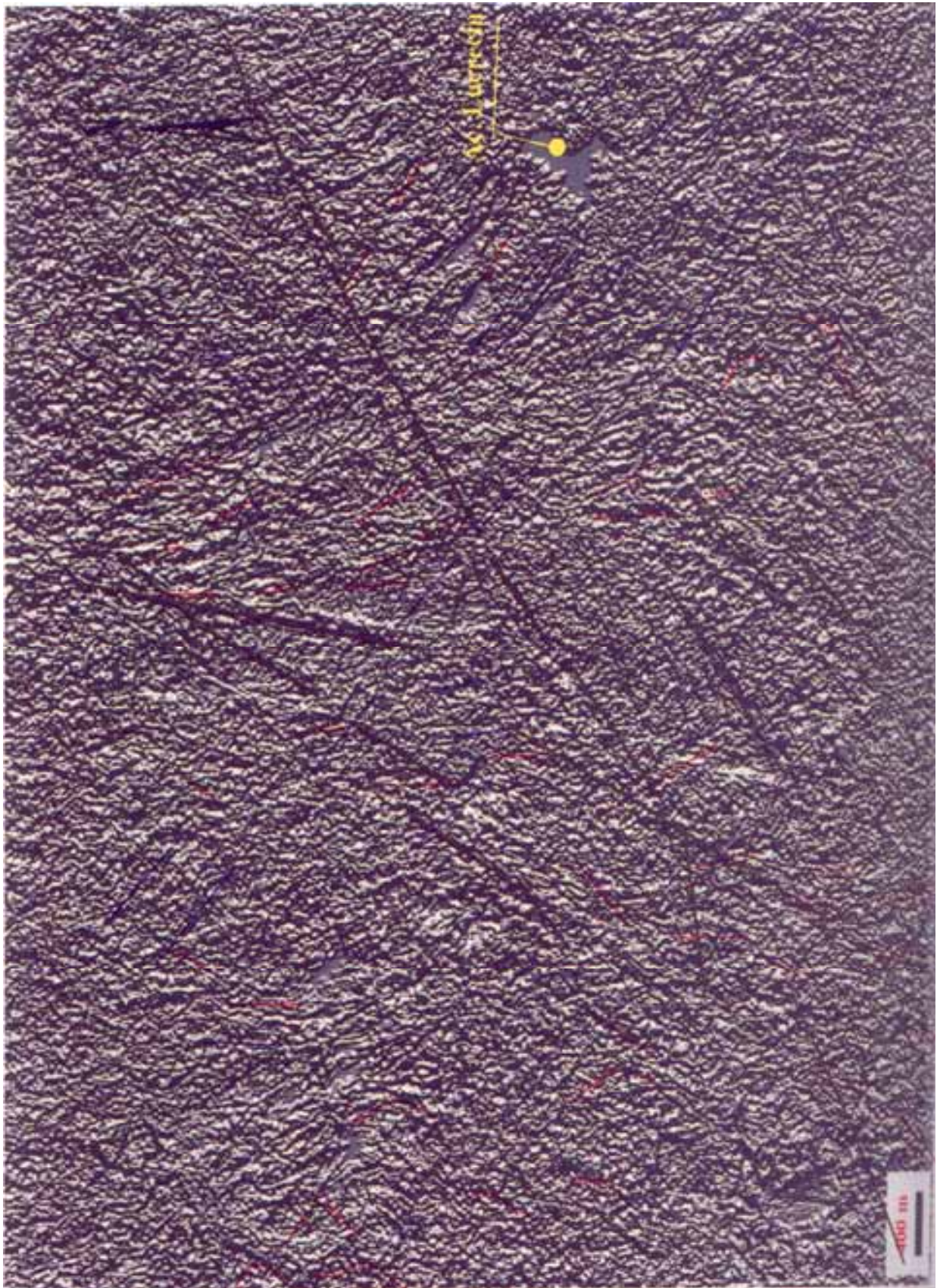
-  *Trend* estrutural dúctil precambriano
-  *Trend* associado aos diques de pegamtitos tardi-brasilianos e/ou magmatismo juro-cretácico
-  Fraturas cenozóicas ou reativadas no cenozóico
-  *Trend* Terciário ou mais novo.



*Figura 4.5: Produto RGB000, mostrando o Bloco Portalegre-Martins, destacando as direções preferenciais do embasamento e a cobertura sedimentar.*





**LEGENDA - Fig. 4.6**

-  *Trend* estrutural dúctil precambriano
-  Fraturas cenozóicas ou reativadas no cenozóico
-  *Trend* Terciário ou mais novo.



**Figura 4.6:** Produto digital mostrando o Bloco Portalegre-Martins, com sombreamento digital destacando as direções preferenciais do embasamento e a cobertura sedimentar. Filtro Sun angle com Azimute  $90^\circ$  com elevação solar  $15^\circ$ .





**LEGENDA - Fig. 4.7**

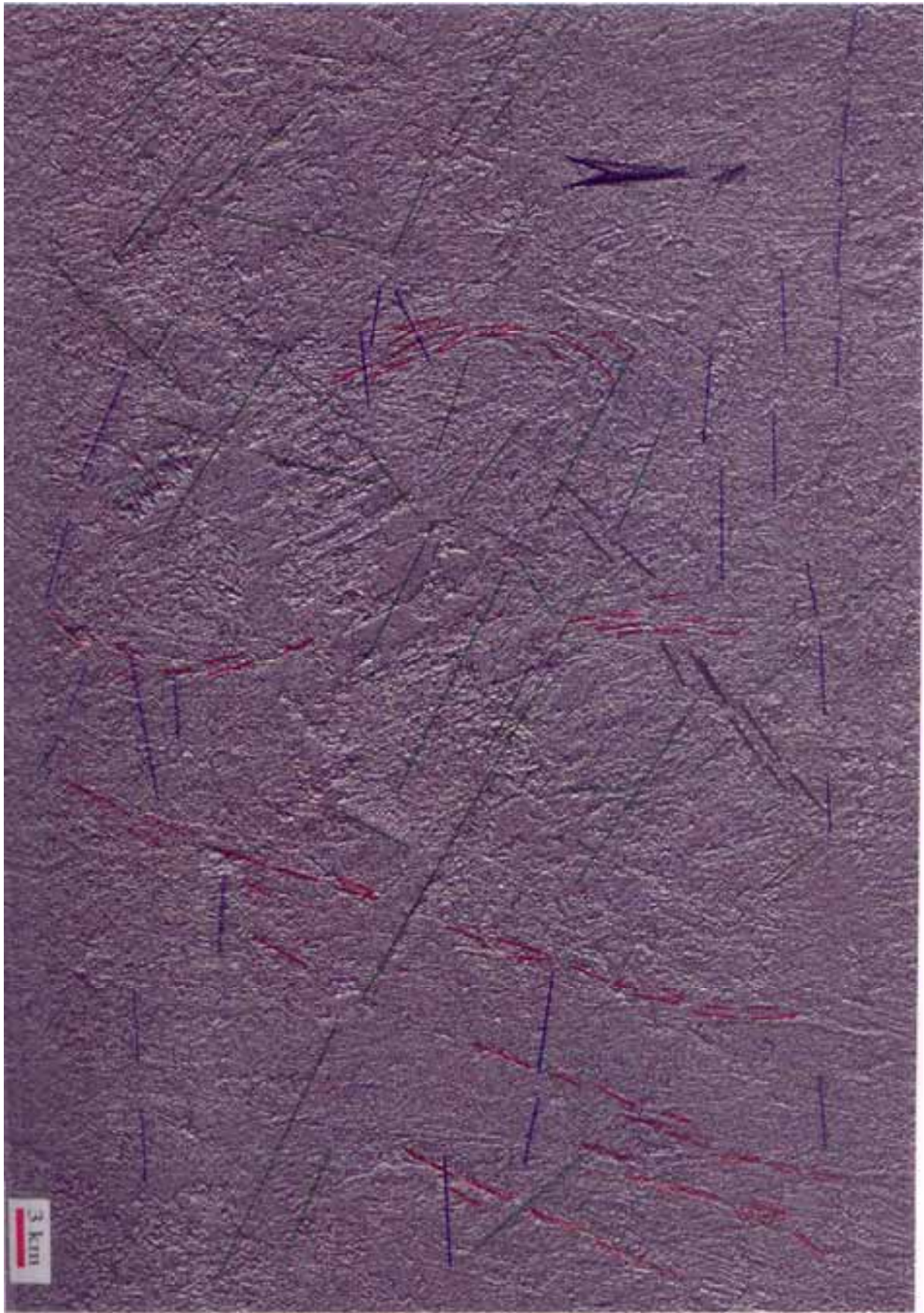
-  *Trend* estrutural dúctil precambriano
-  *Trend* associado aos diques de pegmatitos tardi-brasileiros e/ou magmatismo juro-cretácico
-  *Trends* brasileiros (??) reativado no cenozóico
-  *Trend* Terciário associado ao Vulcanismo Macau ou mais novo.



**Figura 4.7:** Produto RGB000, mostrando o Bloco Santana, exibindo as direções preferenciais do embasamento e a cobertura sedimentar.

**LEGENDA - Fig. 4.8**

-  *Trend* estrutural dúctil precambriano
-  *Trend* associado aos diques de pegmatitos tardi-brasileiros e/ou magmatismo juro-cretácico
-  *Trend* brasileiro reativado no Terciário ??
-  *Trend* Terciário associado ao Vulcanismo Macau ou mais novo.



*Figura 4.8: Produto digital mostrando o Bloco Santana, com sombreamento digital destacando as direções preferenciais do embasamento e a cobertura sedimentar. Azimute 90° com elevação solar 15°.*

# CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA 5

---

## **5.1 - Considerações Iniciais e Métodos de Trabalho**

Dentre os muitos fatores que condicionam a morfologia de uma área, devem ser levadas em consideração as condições geológicas endógenas a que é submetida a porção superior da crosta terrestre. Os agentes exógenos que favorecem o intemperismo, em associação às condições dinâmicas internas, determinam o maior ou menor grau de dissecação de uma área. Isto tudo somado aos constantes movimentos verticais condicionados pela isostasia ou epirogênese, e outros atributos (tais como a tectônica horizontal), controlam a evolução de um determinado relevo.

Na busca de uma melhor compreensão desses processos, muitos pesquisadores sentiram a necessidade de sistematizar as técnicas para uma melhor precisão na discussão sobre o arranjo, natureza e estruturação das feições geomorfológicas. Por isso nas últimas décadas, estudar os agentes formadores e transformadores do relevo, visando o estabelecimento das relações intrínsecas entre esses elementos, resultou no surgimento de várias linhas de trabalho. A aplicação desse tipo de análise vem sendo largamente facilitada pelo aperfeiçoamento de técnicas embasadas nas cartas topográficas e nos sensores remotos (aerofotos, imagens de satélite, etc.) (Panizza 1982; Deffontaines 1989, 1991).

Muitos pesquisadores (p. ex., Vandenberghe 1990; Summerfield 1991 e outros) defendem que as evidências da evolução do relevo são marcadas por elementos como a rede de drenagem e as feições estruturais (falhas, soerguimento), principalmente se essas modificações na paisagem tem caráter recente. Estas evidências devem ser estudadas de forma integrada com outras ferramentas ou métodos de investigação, visando definir estruturas (principalmente frágeis) correlacionadas aos depósitos recentes.

A partir da interação de aspectos como clima e ação antrópica, as feições neoformadas podem ser mascaradas ou até destruídas. É sobre os elementos dinâmicos da paisagem (unidades morfo-esculturais e morfo-tectônicas) que versa este capítulo.

Para melhor caracterização desses elementos, as áreas estudadas foram divididas em dois blocos: Portalegre-Martins e Santana. Os dados morfológicos pertinentes ao segundo bloco aqui apresentados, foram coletados e analisados por Menezes *et al.* (1997), que utilizou os mesmos parâmetros e métodos empregados quando da análise do Bloco Portalegre-Martins.

## **5.2 - Unidades Morfo-Esculturais**

O modelamento da paisagem se dá a partir da ação dos agentes formadores e deformadores do relevo. As feições resultantes, denominadas de morfo-esculturas, constituem dois grupos: aquelas geradas por acumulação e aquelas geradas a partir de processos dissecativos. Estas formas são o reflexo dos mais diversos aspectos litológicos e do arcabouço estrutural, herdado ou neoformado, os quais são retrabalhados sob a atuação dos **fatores exógenos**.

Para formar feições de relevo acumulativo o volume depositado deve ser muito superior à quantidade de material erodido e transportado. Geralmente decorrem da degradação de unidades litológicas topograficamente mais altas. Os exemplos mais representativos desse grupo são a morfologia fluvial (terraços aluvionares, depósitos de transbordamento e de canal) e os depósitos de tálus.

Para o relevo dissecativo as feições são geradas a partir dos processos erosivos, ocorrendo uma sedimentação bem reduzida. Neste caso, as feições mais comumente reconhecidas são as escarpas de erosão, as vertentes e os anfiteatros.

Como a paisagem tem uma evolução dinâmica, fica praticamente impossível a dissociação entre os processos acumulativos e os erosivos.

### **5.2.1 - Bloco Portalegre-Martins**

As feições de acumulação estão na sua maior parte relacionadas às cotas mais baixas, onde localizam-se as litologias do embasamento cristalino.

A morfologia fluvial relaciona-se à dinâmica dos principais drenos que bordejam os platôs, constituindo a Bacia Hidrográfica do Rio Apodi. Genericamente a drenagem tem orientação NE e padrão variando de dendrítico a retangular. Em maior detalhe, os rios mais expressivos na região capturam os menores configurando-se de forma

dendrítica com confluência para norte. A rede hidrográfica ainda sofre uma influência mais localizada dos altos topográficos expressivos, exprimindo um padrão retangular para os drenos que nascem nas cotas mais altas. Os *terraços aluvionares* (feições diretamente geradas pela dinâmica fluvial) caracterizam-se por aglomerados de blocos de arenito e rochas do embasamento dispostos numa matriz mais fina (areno-siltosa) sem cimentação, e são encontrados principalmente nas áreas próximas aos platôs. Nas áreas mais arrasadas os depósitos têm pouca expressão, sendo representados na maioria das vezes, por blocos e seixos de tamanhos variados dispersos ao longo dos drenos. A angulosidade destes clastos indica o pouco transporte imposto pela drenagem da região. Durante os períodos chuvosos, as descargas fluviais têm caráter temporário, sendo caracterizadas como enxurradas, quando, há o transporte de grande quantidade de material em um curto espaço de tempo (Foto 5.1).



**Foto 5.1:** *Disposição caótica, em terraço aluvionar, dos blocos da Formação Serra do Martins e do embasamento cristalino.*

Os *depósitos de encosta (debris slope)*, também chamados de depósitos coluviais, são feições geradas por acumulação de material transportado por efeito da gravidade ou escoamento superficial, localizando-se geralmente, no sopé das encostas. Na área, esse tipo de depósito é constituído por blocos dispersos e por solos de decomposição, tanto das rochas sedimentares quanto das rochas do embasamento; geralmente esses depósitos são utilizados para agricultura de subsistência (Foto 5. 2).



**Foto 5. 2 :** Vista panorâmica dos depósitos de encosta na borda norte do platô de Portalegre. Após desmatamento as encostas são utilizadas para agricultura de subsistência.

De um modo geral as feições de erosão estão condicionadas ao posicionamento dos platôs, instalados na porção centro-sul do bloco.

Os *interflúvios* são caracterizados por pequenas ondulações instaladas sobre o embasamento precambriano, destacando-se como morros com vertentes convexas e, ainda, alguns *inselbergs* isolados. O conjunto de elevações instalados em torno dos 6° de latitude sul apresenta-se como divisor de águas regional, caracterizando-se por feições destacadas onde são encontradas litologias do embasamento cristalino, e sedimentos da Formação Serra do Martins. Os platôs de Portalegre e Martins possuem topografia tabuliforme, com suave declive para norte. Nesta superfície, são encontrados litotipos

sedimentares (terciários), solos rasos e crostas lateríticas. A partir da borda norte dos platôs são verificadas poucas elevações destacando-se na paisagem, enquanto que, a partir da borda sul, observa-se um conjunto de colinas (morros tipo pães de açúcar) com cotas próximas daquelas onde são reconhecidas as unidades sedimentares.

As *vertentes* são indicadas por planos de declividade e correlacionam as mais variadas formas às proximidades dos leitos dos rios. As vertentes abruptas (declividade > 60%) estão marcadas pelas rupturas de declive nas camadas areníticas, configurando as *cuestas ou free faces*. As *escarpas de erosão ou cornijas* são as feições diretamente geradas pelo desgaste efetivo da drenagem nas bordas das chapadas, sendo portanto restritas às unidades sedimentares. Outra feição gerada a partir das escarpas abruptas são os *anfiteatros (circos de erosão)*, estes, possuem aspecto de uma bacia de recepção, sensivelmente alargada na encosta da chapada, exibindo um formato semicircular ou oval. Os anfiteatros esculpidos nas bordas das serras de Portalegre e Martins estão associados a uma feição estrutural, possivelmente caracterizada por limite de blocos decorrente de um provável basculamento (Foto 5. 3).



**Foto 5. 3 :** Vista panorâmica dos anfiteatros instalados na borda sudoeste dos platôs de Portalegre e Martins.

Na área, as vertentes de forma convexa (declividade > 45%) são de natureza granítica; as vertentes inclinadas (declividade entre 25 e 45%) são constituídas pelos depósitos coluviais, podendo estar no mesmo nível topográfico das vertentes convexas. As vertentes mais suaves (declividade < 4%) estão associadas aos terrenos morfológicamente arrasados; nesse domínio são reconhecidas as rochas de idade precambriana.

### 5.2.2 - Bloco Santana

Na região do platô de Santana, de forma mais ampla, as feições de acumulação são reconhecidas nas cotas mais baixas, onde localizam-se as litologias precambrianas.

Com relação à morfologia fluvial, a drenagem instalada na região tem comportamento muito diferenciado. O Platô de Santana atua como expressivo divisor de águas local. São reconhecidos para a área dois padrões que podem servir de parâmetro para individualizar as características lito-estruturais associadas. Para o embasamento posicionado a partir da vertente norte da serra, foi reconhecido um padrão **retangular**, com as direções NW como principal e NE secundária. A partir da vertente sul os drenos exibem o padrão **dendrítico**, com o predomínio da direção NE. Sobre a Serra de Santana, os vários rios assumem a configuração regional, ressaltando as direções NE e NW. Os rios mais expressivos da borda norte da serra têm suas nascentes mais próximas à borda sul, indicando recuo das cabeceiras. Os terraços aluvionares que ocorrem na área possuem distribuição restrita e pouca extensão lateral; os rios apresentam-se encaixados em vales estruturais. São caracterizados por aglomerados de blocos e matações de arenito e rochas do embasamento, dispostos caoticamente numa matriz arenosa, reconhecidos principalmente nas áreas limítrofes aos platôs, onde são caracterizados como leques aluviais recentes (Fonseca *et al.* 1995, Menezes *et al.* 1997).

No domínio do embasamento, onde o relevo é arrasado a suavemente ondulado, esses depósitos têm pouca representatividade, apresentando geralmente forma irregular; são constituídos por blocos e seixos de tamanhos variados, de formato anguloso, refletindo os aspectos imaturos do depósito, decorrente do caráter efêmero dos rios da área. Devido à intensidade do transporte, é encontrada grande quantidade de seixos de material arenítico e litotipos do embasamento, bordejando drenos a uma

distância considerável do platô. Ainda neste domínio, no dreno (Foto 5. 4) denominado Grotta da Ferveadeira (localizado na borda norte da serra), foram identificados e descritos por Fonseca *et al.* (1995) três níveis de terraços fluviais recentes ( $T_3$ ,  $T_2$  e  $T_1$ ). Uma feição individualizada pelos referidos autores é o preenchimento de juntas extensionais por material carbonático, cortando tanto a seqüência precambriana quanto os terraços  $T_3$  e  $T_2$ . Um maior detalhamento sobre as estruturas encontradas no referido riacho está sendo realizado por Menezes (1998).

Os *depósitos de encosta (debris slope)* são muito restritos e constituem-se por grandes blocos de natureza arenítica e granítica, e ainda por solos em formação. São observados mais comumente abaixo da face livre (*free face*) do platô.



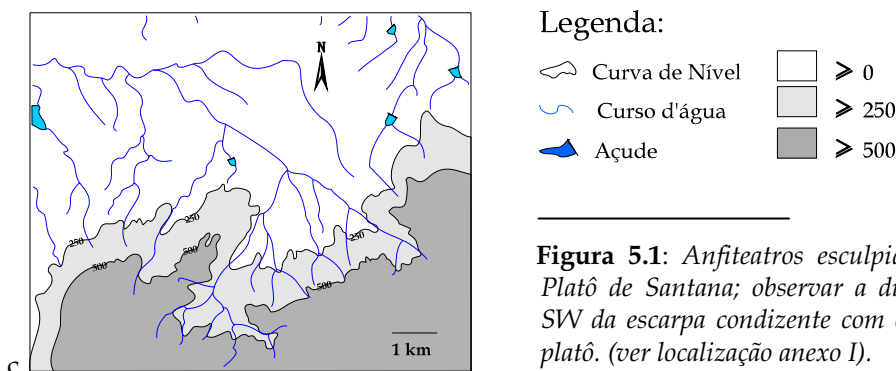
**Foto 5.4:** Nível do terraço do Riacho Grotta da Ferveadeira. Observar a distribuição caótica dos litotipos da Formação Serra do Martins e do embasamento cristalino, na matriz arenosa.

As feições de erosão estão dispostas segundo os trends ENE do bloco possuindo um padrão de desenvolvimento bem diferenciado; entretanto, algumas delas não apresentam grande expressão.

O *interflúvio* caracterizado pela Serra de Santana integra o grande conjunto de divisores de águas regionais na latitude 6° sul. Este divisor comporta-se como um

provável limite de bloco. Na porção a norte do platô predomina um relevo arrasado a suavemente ondulado, destacando alguns morros com vertentes convexas e *inselbergs* isolados. Na porção sul, a partir da principal feição examinada (Serra de Santana), a topografia comporta formas onduladas caracterizando um relevo em colinas. O platô configura-se por um extenso planalto, capeado por solos rasos e crostas lateríticas, em vários pontos próximo às bordas. A Serra do Feiticeiro, uma das feições morfológicas de destaque na região, exprime o comportamento diferenciado do cristalino no contexto próximo à Serra de Santana.

Os padrões de *vertentes* encontrados na área também são condicionados pelo arranjo lito-estrutural. Os diferentes planos de declividade relacionam-se às proximidades dos leitos dos rios. As vertentes abruptas marcam as faces livres (*free faces*) nas camadas areníticas, dividindo-se em: *escarpas de erosão* que, no bloco estudado, exibem formas retas, marcando a quebra de relevo (Foto 5.5), e *anfiteatros* esculpidos nas bordas da Serra de Santana, refletindo as características de seu substrato. Observa-se um comportamento diferenciado para os mesmos. Na vertente sul apresentam-se associados a um arranjo dendrítico entalhando extensos vales; na vertente norte assumem a direção preferencial do fraturamento estrutural da área (Figura 5.1).



As vertentes de aspecto convexo localizam-se na porção sul onde predominam os micaxistos da Formação Seridó e ainda no mesmo nível dos depósitos de encosta, onde possuem natureza granítica. As vertentes inclinadas estão expressas pelos depósitos colúviais instalados abaixo da *free face* da serra. São melhor caracterizadas na porção norte, juntamente com as vertentes mais suaves, estas últimas estão associadas

aos terrenos morfologicamente arrasados, onde são reconhecidas as rochas do embasamento cristalino.



---

**Foto 5.5:** Vista Geral da borda NW do platô de Santana, marcando a quebra do relevo, pelas escarpas de erosão.

### **5.3 - Unidades Morfo-Tectônicas**

Ao final da década de 80, vários métodos propostos tornaram os estudos morfológicos mais dinâmicos. Esses métodos baseiam-se na identificação e análise das superfícies morfológicas Deffontaines (1989, 1990, 1991) e da rede de drenagem (Ollier 1981; Panizza 1982; Zuchiewicz 1989; Deffontaines 1990, 1991) visando individualizar os domínios morfológicos para o entendimento das unidades morfo-tectônicas, e assim correlacioná-los aos eventos tectônicos (pretéritos ou neotectônicos).

### 5.3.1 - Superfícies Morfológicas

#### • BLOCO PORTALEGRE-MARTINS

Isoladamente os platôs têm pequena dimensão em relação às feições regionais (ver Figura 4.5), razão pela qual optou-se pela sua análise em conjunto. Morfológicamente a área está dividida em três níveis. O inferior expressa as cotas menores do que 300 m de altitude e apresenta um relevo arrasado. Nesse nível são encontrados inúmeros espelhos d'água (açudes e pequenas lagoas) e terraços recentes. Os terraços são geralmente constituídos por cascalho de natureza litológica e tamanho variados possuindo uma expressão restrita.

Na variação altimétrica entre 300 e 600 m, as feições mais características são os *inselbergs*, formados pelos litotipos pertinentes ao embasamento cristalino e por descontínuos depósitos de encosta.

Para as cotas maiores que 600 m de altitude, são observadas as coberturas de natureza siliciclástica, formas reliquias do capeamento sedimentar, destacadas na paisagem por sua topografia tabuliforme.

Para melhor caracterizar essas superfícies foram confeccionados *perfis em varredura*, orientados paralelo e perpendicularmente à direção geral dos platôs (ver anexo II). Os perfis N-S exibem um suave mergulho para norte. A disposição *em patamar* (Foto 5.6) do platô de Portalegre caracteriza os níveis de quebra do relevo. Esta distribuição sugere um basculamento gerado por possível abatimento recente do bloco a sul do platô.

No **Perfil N-S Portalegre** (Figura 5.2 AB), localizado numa faixa central do platô, as nuvens de pontos revelam padrões de dissecação diferenciados. A *Superfície A*, instalada sobre o embasamento, apresenta um comportamento irregular no entalhamento dos drenos, constituindo um relevo ondulado a arrasado, com um grau de dissecação recente e declive de 0,5%.

Entre as cotas 500 e 600m a nuvem de pontos está muito dispersa, apresentando-se totalmente caótica em alguns trechos. Esse comportamento deve estar associado a um forte grau de dissecação, entalhando principalmente as rochas cristalinas. No campo, essa unidade expõe um relevo que varia de *inselbergs* a morros.

Vale ressaltar que, devido ao grau de dispersão da nuvem de pontos, torna-se muito difícil estabelecer uma superfície de erosão (somital). É possível inferir, apenas, que nesse intervalo o grau de erosão é acentuado, possivelmente correlacionado ao desequilíbrio recente de todo o maciço, salientado pelo basculamento do bloco.



**Foto 5.6:** Vista da borda norte da Serra de Portalegre, exibindo quatro níveis de patamares, esculpidos provavelmente a partir do basculamento do platô na direção norte.

A Superfície B está instalada na cobertura arenítica posicionada acima dos 600m de altitude; a nuvem de pontos apresenta-se descontínua, mas evidencia nítido basculamento para norte e terminações abruptas na parte central do perfil, caracterizando um relevo de *cuesta*. Após essa quebra no relevo, observa-se um extenso vale em “anfiteatro” entalhado na direção SW-NE marcado pelo vale do Riacho Nossa Senhora (ver anexo II); essa feição está indicada pela ausência da nuvem de pontos. Na parte sul do perfil, percebe-se a instalação de uma superfície um pouco mais rebaixada do que a anterior, para a qual são atribuídos os mesmos argumentos relacionados à nuvem de pontos para a parte central do perfil.

Na borda norte do platô, a espessura do pacote sedimentar da Formação Serra do Martins é de aproximadamente 40m, apresentando uma associação vertical e lateral constituída de várias fácies dos litotipos areníticos. Na porção sul as cotas são mais

altas, todavia, o pacote apresenta uma espessura muito restrita, aparentemente associado a um processo erosivo vigoroso.

Para o **Perfil N-S Martins** (Figura 5.2 CD), realizado mais a leste do perfil anterior, são observados os compartimentos da Serra do Martins. Nesse perfil, as nuvens de pontos apresentam grande dispersão, chegando a dificultar a precisão da análise. Entretanto, os alinhamentos entre 180 e 260 m de altitude, observados na porção norte, podem ser correlacionados com os alinhamentos da porção sul, sugerindo para o mesmo, um momento erosivo equivalente à Superfície A encontrada no **Perfil N-S Portalegre**. Já os esparsos pontos posicionados nas cotas acima de 700 m, sugestivamente alinhados definem no conjunto uma inclinação, são correlacionáveis à Superfície B. No platô de Martins os afloramentos são escassos; foram examinados apenas alguns restritos cortes na encosta N.

No **Perfil E-W Portalegre-Martins** (Figura 5.2 EF), a dispersão das nuvens de pontos mostra, a grosso modo, que as superfícies têm uma suave declividade de leste para o oeste. Genericamente, a Superfície A tem um declive aproximado de 0,1 %, associado pelo relevo arrasado dos terrenos cristalinos. Já a Superfície B apresenta suas bordas mais inclinadas do que o centro, exibindo um formato em cunha, podendo ser causa desse basculamento uma movimentação de natureza neotectônica.

Numa análise conjunta dos perfis, em comparação com a Figura 4.6 (ver capítulo 4), a disposição da trama estrutural observada corrobora com a idéia do abatimento da borda sul, associado especialmente aos domínios do platô de Martins. A nível de hipótese, essa feição pode ser justificada pela reativação (frágil) recente das zonas de cisalhamento Portalegre e Frutuoso Gomes, bem como de alguns alinhamentos identificados no maciço.

#### • BLOCO SANTANA

A chapada constitui o relevo definido pela curva de nível de 650 m, atingindo em alguns pontos altitudes em torno de 739 m. Estas altitudes são reconhecidas nas proximidades da borda sudoeste da Serra de Santana (ver anexo III), enquanto as cotas mais próximas de 700 m são encontradas ao longo de toda a porção norte. A extensão e o formato do platô torna-o peculiar. Os afloramentos mais significativos da Formação

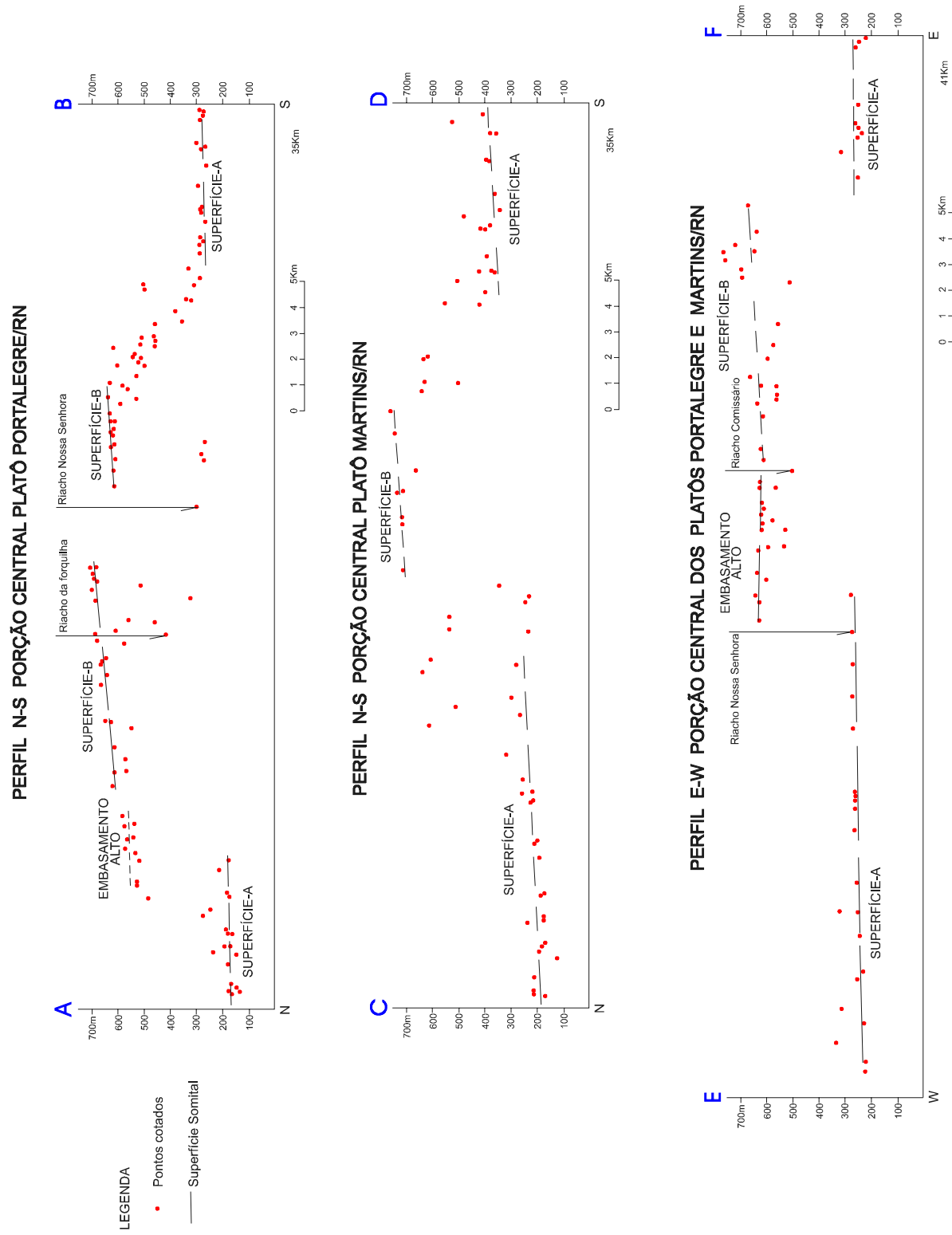


Figura 5.2: Perfis em varredura executados nos Platôs de Portalegre e Martins/RN (ver orientação no anexo II).

Serra do Martins estão restritos às bordas da serra, em geral na forma de blocos ou de cortes de pouca espessura. As melhores exposições das camadas areníticas estão situadas na borda norte do platô.

O contraste no relevo do embasamento, a partir das bordas norte e sul da serra, é bem pronunciado. A altimetria do substrato cristalino na porção norte divide a área em dois sub-domínios. O primeiro está representado pela porção oeste-noroeste do embasamento, onde as cotas não excedem aos 250 m, em geral variando entre 90 e 150 m (ver anexo III). Esse elemento está marcado por curvas de níveis espaçadas, definindo uma morfologia arrasada; ocasionalmente sobressaem alguns corpos de natureza granítica. Já no sub-domínio situado na porção este-nordeste, as cotas mínimas são de 250 m de altitude. O soerguimento desta porção está delimitado, em boa parte, pelo alinhamento NW que passa na serra da Velha Ana (ver anexo III). As feições morfológicas proeminentes neste setor são os vales em V e o alinhamento das serras segundo a direção N-S, uma das quais (Serra do Feiticeiro) constituída por litotipos de natureza quartzítica (ver Figura 4.7).

A partir da borda a sul da serra são estabelecidos dois outros sub-domínios. O setor a sudoeste do platô tem uma topografia mais uniforme, com as altitudes concentradas próximo aos 400 m, constituindo um relevo em colinas, destacado em mapa pela disposição concêntrica das curvas de nível (ver anexo III). Por fim, a porção a sudeste apresenta um relevo completamente arrasado, ainda que possuindo um contexto litológico semelhante àquele observado para o setor nordeste (predomínio de micaxistos), com o mesmo *trend* NNE observado no conjunto de feições de grande extensão regional (Lineamento Picuí João Câmara, zona de cisalhamento Santa Mônica, e outras; ver Figura 4.7).

Foram confeccionados dois *perfis em varredura* para caracterizar as superfícies morfológicas do platô de Santana e embasamento adjacente (anexo III). O **Perfil N-S Santana** (Figura 5.3 GH), executado na porção centro-oeste da área apresenta uma suave inclinação para o norte, com alinhamento da nuvem de pontos, definindo assim uma grande superfície ( correlata a *Superfície B*) em torno dos 700 m de altitude. Abaixo deste nível na parte norte do perfil (ver orientação anexo III), observa-se vários patamares, os encontrados mais distantes do platô principal referem-se aos corpos do embasamento, enquanto os mais próximos correspondem aos blocos de arenito

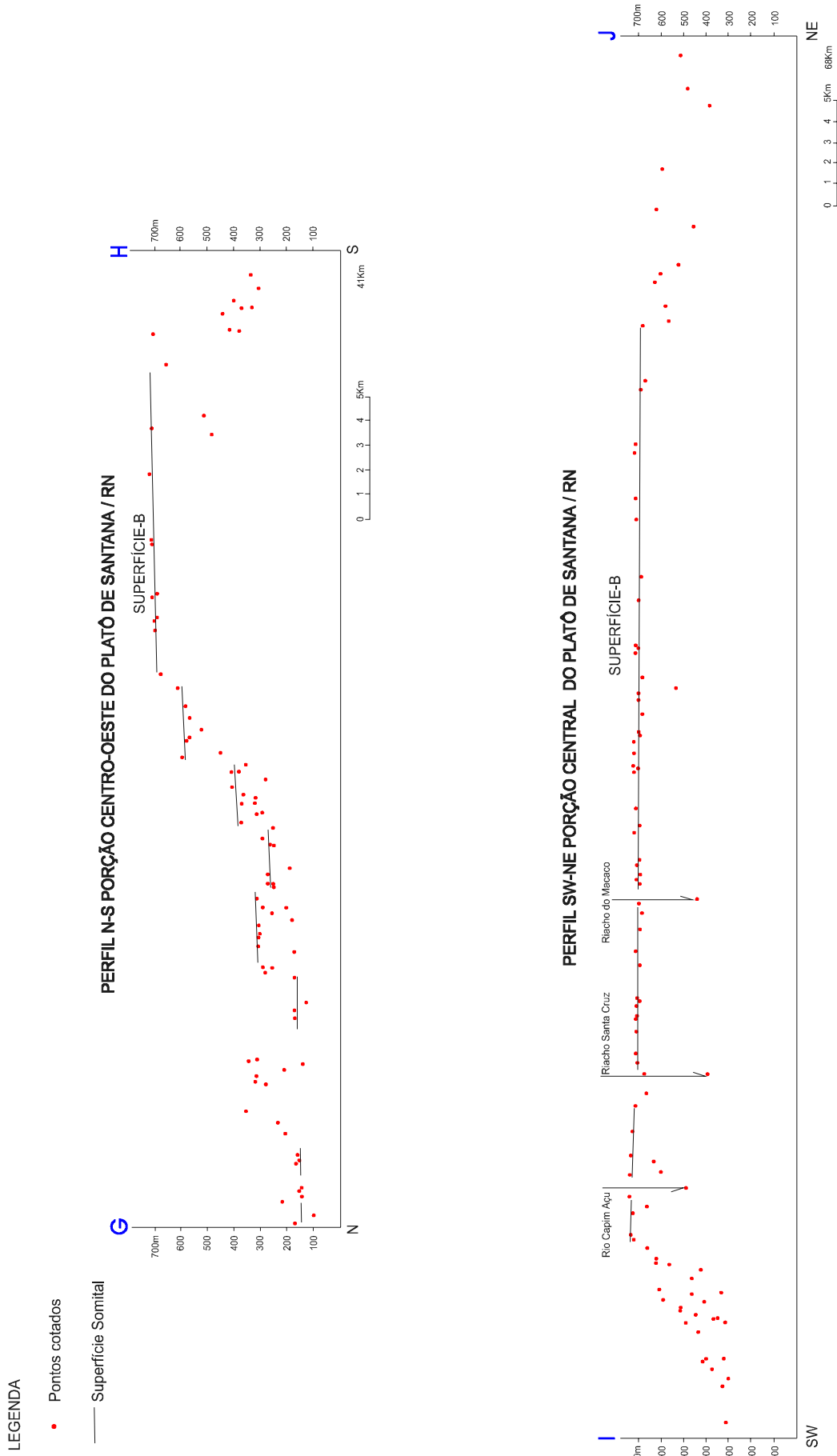


Figura 5.3 : Perfis em varredura executados no Platô de Santana/RN (ver orientação no anexo III).

tombados. Estes elementos constituem os chamados *debris slope* ou depósitos de encosta. No terreno, estes depósitos estão submetidos ao retrabalhamento nas encostas por erosão mecânica, promovendo o constante recuo da borda da chapada.

No **Perfil SW-NE** (Figura 5.3 II), as cotas superiores retratam a superfície topo da Serra de Santana (*Superfície B*). Observa-se que esta superfície está seccionada por alguns drenos (p. ex., Riacho do Macaco, Rio Capim Açú) na parte oeste do perfil, ordenados segundo o fraturamento imposto à cobertura sedimentar (ver anexo III). No terreno, esta região corresponde aos locais de máxima erosão, onde o entalhamento por vezes origina vales em garganta que podem evoluir para *anfiteatros*. Os melhores exemplos são identificados na aba sul do platô. A nuvem de pontos que reporta os níveis mais inferiores não apresenta nenhum alinhamento perceptível. Esta feição sugere que os mecanismos de erosão estão em franca atuação sobre o relevo do embasamento, retrabalhando intensamente os litotipos associados.

#### **5.4 - Análise da Rede de Drenagem**

A rede de drenagem preferencialmente utiliza as zonas de fraqueza do relevo e se organiza sobre as fraturas principais, minimizando a energia necessária para seu desenvolvimento. Por isso, o objetivo de estudar a rede de drenagem é evidenciar o fraturamento do substrato, e sua relação com os eventos neotectônicos que deformam a superfície topográfica e modificam o relevo, principalmente através dos cursos d'água (Deffontaines, 1990).

##### **5.4.1 - Morfometria**

Com o objetivo de hierarquizar o arranjo fluvial nas áreas estudadas, utilizou-se a metodologia proposta por Strahler (1952) a qual, juntamente com a quantificação dos elementos morfométricos (orientação e extensão), permitem detectar numa região qual ou quais as ordens de grandeza que predominam, e quais as direções que refletem os ramos mais favoráveis à erosão.

Esses elementos são a chave para delimitar as possíveis direções estruturais herdadas ou neoformadas, a fim de compará-las com as feições estruturais regionais e com isso, estabelecer os domínios morfo-tectônicos gerados por maior ou menor

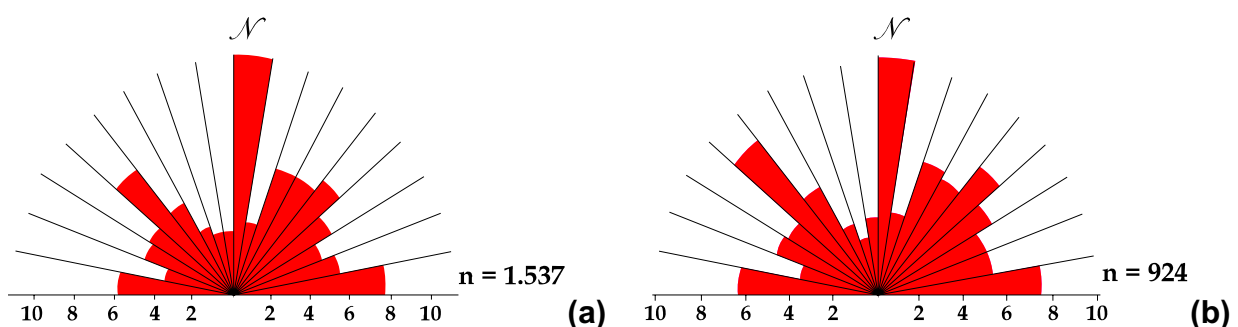
retrabalhamento do relevo. Os dados foram, então, representados através dos diagramas em rosetas (de área total ou parcial) construídos no *Software Rockware 2.1*, através do método de frequência simples e análise percentual.

A partir da análise dessas rosetas é discutido o arranjo da *linearidade* da rede de drenagem, para então estabelecer uma comparação com as grandes estruturas regionais.

#### • BLOCO PORTALEGRE-MARTINS

Para realização do estudo morfométrico da rede de drenagem foi estabelecida uma nova divisão para o bloco em questão. O relevo foi compartimentado em dois segmentos sendo o primeiro, inferior, representado pelas drenagens instaladas sobre as rochas do embasamento cristalino, em cotas inferiores aos 600 m de altitude; o segundo segmento refere-se às cotas suportadas pelo capeamento sedimentar das serras de Portalegre e Martins e pelo embasamento adjacente. Vale ressaltar que os platôs foram tratados como um único bloco, devido à pequena extensão individual dos mesmos.

Nos terrenos do **substrato cristalino (ver anexo IV)**, foram obtidas quatro ordens de grandeza para a rede de drenagem. De um modo geral, as rosetas (Figura 5.4) exibem uma grande dispersão dos dados. Todavia, as direções N-S, E-W, N45E e N45W apresentam-se em maior destaque. Este padrão está expresso também para os rios de 1ª ordem, sendo que esses drenos são preferencialmente mais influenciados pelas direções de declive e fraturamento ativadas por movimentos recentes.



**Figura 5.4:** Rosetas mostrando as orientações preferenciais dos rios no embasamento cristalino circundante aos platôs de Portalegre e Martins. A roseta (a) representa os dados gerais; (b) representa os rios de 1ª ordem.

Esta identidade no padrão de orientação das drenagens de diferentes ordens poderia indicar uma idade jovem para a rede de drenagem como um todo, o que não se

coaduna com as evidências de um fraturamento juro-cretáceo e tardi-Brasiliano no embasamento cristalino (Matos 1992, Françolin *et al.*, 1994, Jardim de Sá 1994, Coriolano *et al.* 1997 e outros). Deste modo, podem ser sugeridas as seguintes hipóteses: a) que os rios estão passivamente controlados pela estruturação frágil herdada, que representa as linhas de fraqueza mais susceptíveis à erosão, e/ou b) que a maior parte das direções estruturais antigas estão sofrendo reativações variáveis consoante aos campos de tensões recentes.

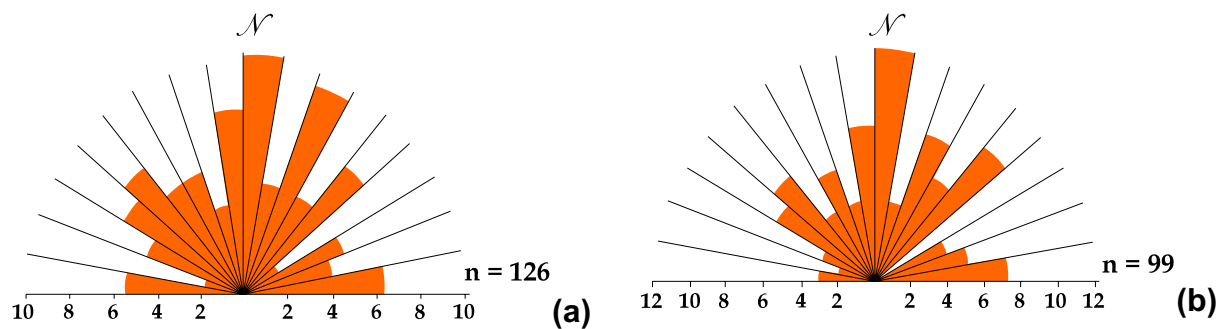
Com exceção da direção N-S, as orientações identificadas refletem as principais estruturas regionais (dúcteis e frágeis). O *par* N45E/N45W controla grande parte da drenagem geral e de 1ª ordem, evidenciando o reflexo das zonas de cisalhamento Portalegre e Frutuoso Gomes. A orientação E-W pode ser correlacionada ao Lineamento Lajes ou fraturas de orientação similar. Este alinhamento revela uma direção muito significativa para os drenos, podendo estar associada ao controle do grande elemento anômalo identificado ao longo dos 6° de latitude sul, que serviria como grande divisor de águas regional, segundo o qual são controlados um grande número de feições morfo-esculturais, inclusive os platôs estudados. A direção N-S, elemento de maior destaque, tanto para o conjunto geral como para os rios de 1ª ordem, caracteriza-se por um arranjo completamente divergente das orientações anteriormente analisadas, podendo ser condicionada às direções de reativação frágil mais jovem.

A hierarquização proposta para os drenos existentes na **cobertura sedimentar** definiu três ordens de grandeza, onde foram utilizados os mesmos critérios de tratamento dos dados do embasamento cristalino.

As rosetas geradas (Figura 5.5) mostram um comportamento semelhante às direções apresentadas para o substrato cristalino. Entretanto, observa-se que as direções do quadrante nordeste apresentam alguma variação, com certa tendência NNE.

As direções reconhecidas evidenciam o forte controle dos padrões estruturais (frágeis) principais do embasamento sobre a cobertura sedimentar. Além das direções E-W e N45W, compatíveis com os *trends* do alinhamento de diques (mesozóicos) e a zona de cisalhamento de Frutuoso Gomes (respectivamente); a direção N25E está definindo um alinhamento muito significativo para os rios, associado à zona de cisalhamento Portalegre. Este reflexo corrobora com a idéia de reativação recente das estruturas precambrianas e mesozóicas. A relevância da direção anômala N-S leva a

crer que este *trend* apresenta uma ativação significativa, posterior à deposição dos sedimentos da Formação Serra do Martins.

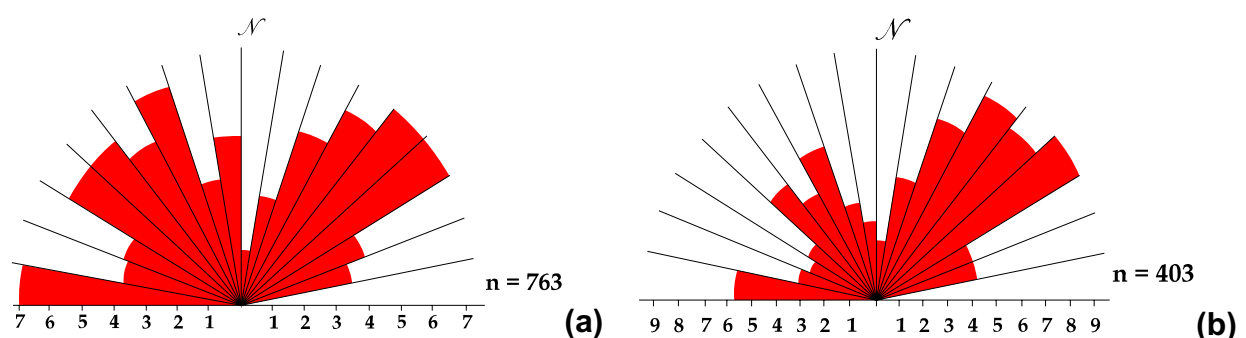


**Figura 5.5:** Rosetas mostrando as orientações preferenciais dos rios na cobertura sedimentar dos platôs de Portalegre e Martins. A roseta (a) expressa os dados gerais, enquanto (b) representa os rios de 1ª ordem.

### • BLOCO SANTANA

Para facilitar a caracterização dos dados, a Serra de Santana foi seccionada em dois grandes sub-blocos, um representado pela borda norte e o outro pela borda sul. No sub-bloco da borda norte foram integrados os domínios do embasamento e dos sedimentos, enquanto no sub-bloco da borda sul somente os elementos do embasamento cristalino são significativos.

No **domínio do embasamento**, considerado a partir da borda norte da serra, os rios analisados estão distribuídos em seis ordens de grandeza. De um modo geral, as rosetas (Figura 5.6) da rede de drenagem demonstram uma ordenação estabelecida a partir do controle das estruturas regionais.



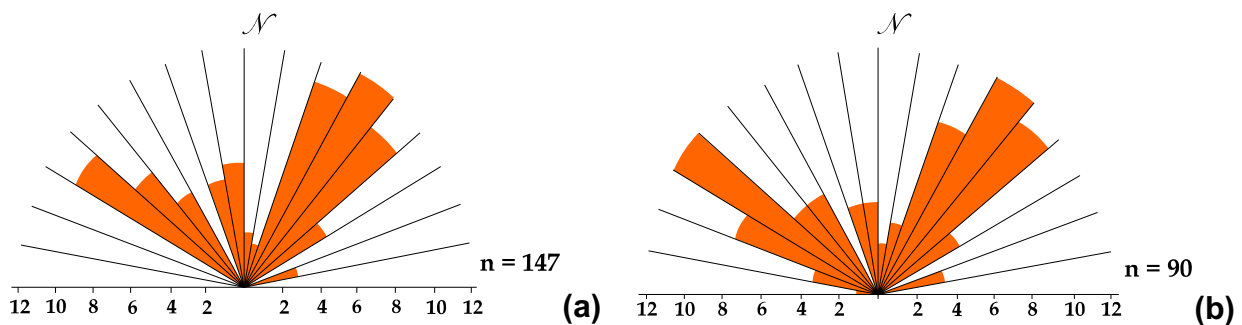
**Figura 5.6:** Rosetas mostrando as orientações preferenciais dos rios no embasamento cristalino circundante, à norte do platô de Santana. Na rosetas (a) estão representados os dados gerais; em (b) os dados dos rios de 1ª ordem.

Destacam-se em relação às estruturas frágeis, as drenagens organizadas a partir das direções do *par conjugado* NE/NW, e ainda a direção E-W, que podem ser

correlacionadas aos lineamentos de Afonso Bezerra e Carnaubais, bem como o Lineamento Lajes (E-W).

A comparação com os drenos de 1ª ordem indicam, à semelhança do bloco Portalegre-Martins, que as orientações das drenagens refletem a reativação das estruturas precambrianas durante o Mesozóico ou mais recente. Estes elementos vêm sendo discutidos (p. ex., Fonseca 1996, Bezerra *et al.* 1998, Caldas 1998 e Dantas 1998) na tentativa de justificar as feições e orientações neotectônicas reconhecidas na Bacia Potiguar.

Para o **domínio sedimentar**, os rios apresentam três ordens de grandeza. As rosetas construídas (Figura 5.7) revelam a organização dos drenos segundo os *trends* erosivos condizentes com as direções das estruturas significativas na Bacia Potiguar.



**Figura 5.7:** Rosetas mostrando as orientações preferenciais dos rios sobre a cobertura sedimentar do platô de Santana. A roseta (a) exhibe os dados gerais, enquanto (b) retrata os dados dos rios de 1ª ordem.

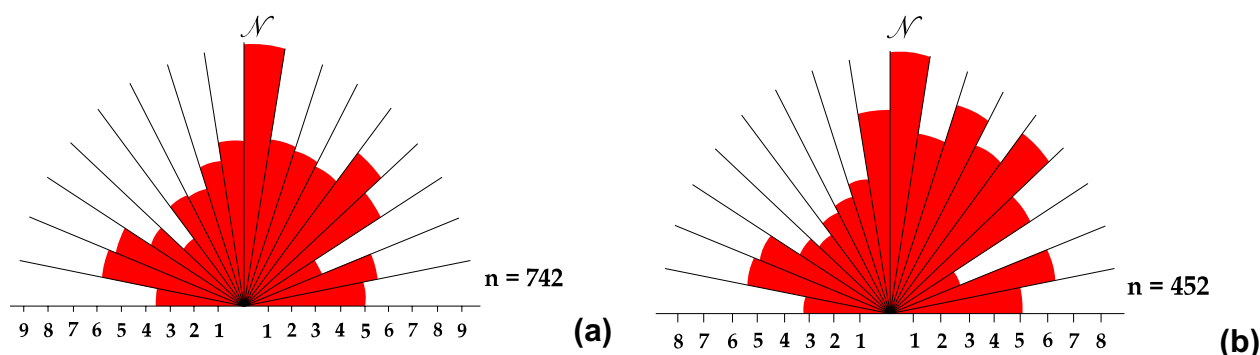
Geralmente, o recuo de uma vertente reflete a intensidade do retrabalhamento na direção predominante das discontinuidades frágeis e da declividade do terreno. Nas rosetas geradas, os *trends* reconhecidos são caracterizados pelas direções **N45E** e **N55W**. O reconhecimento destes alinhamentos na roseta geral e nos rios de 1ª ordem novamente sugerem que um evento de natureza frágil, posterior à deposição da Formação Serra do Martins, controlou o arranjo da drenagem.

Já a estruturação E-W, que reconhecidamente controla os rios no substrato cristalino, não apresenta reflexo na cobertura. Isto possivelmente é creditado à natureza descontínua e localizada dos *trends* E-W, essencialmente relacionados a estruturas frágeis de idade tardi-Brasílica a Juro-Cretácea.

Para o **domínio do embasamento a sul do platô**, as características da rede de drenagem analisada indicam que os rios ordenam-se em até cinco ordens de grandeza.

De um modo geral, esta porção mostra claramente uma variação do arranjo dendrítico denso a sudoeste, para um padrão próximo a retangular no sudeste (ver anexo III).

As rosetas construídas (Figura 5.8) apresentam uma grande dispersão dos dados, evidenciando a necessidade de uma análise conjuntamente com o mapa de drenagem deste bloco (anexo III). Na porção sudeste, onde o arranjo apresenta-se mais espaçado, tendendo ao paralelismo dos drenos, predominam as direções NNE-SSW e E-W. Nas rosetas estas direções confirmam a forte influência das estruturas regionais dúcteis de idade precambriana, e ainda a influência do alinhamento E-W possivelmente associado ao Lineamento Lajes.



**Figura 5.8:** As rosetas mostram as orientações dos rios no embasamento cristalino circundante, situado a sul do platô de Santana. Os dados gerais estão representados em (a) enquanto os dados drenos de 1ª ordem em (b).

Para a porção sudoeste, o arranjo dendrítico pode estar associado à intensidade de dispersão dados exibidos nas rosetas. Numa análise visual do anexo III, a direção NE condiciona grande parte dos drenos (Figura 5.8 b). Este lineamento de orientação NE está bem representado no embasamento instalado na porção a norte do platô, reconhecido preferencialmente pelo controle da rede de drenagem e alinhamento de algumas serras .

Para o Bloco Santana, observa-se nitidamente que as direções do arranjo da drenagem são correlacionáveis às estruturas regionais; **E-W**, ao Lineamento Lajes; **N45W**, ao sistema de falha de Afonso Bezerra; **N35E**, relacionada ao sistema de falhas de Carnaubais e ainda **NNE-SSW**, caracterizada pelas zonas de cisalhamento Currais Novos, Santa Mônica e Picuí João Câmara.

### 5.4.2 - Morfologia

A análise da rede de drenagem envolve a caracterização de *padrões* e *anomalias*. Os padrões são perturbações condicionadas por fatores estruturais e litológicos regionais, enquanto as anomalias representam perturbações locais relacionadas à instalação da bacia de drenagem, cujo principal fator interveniente é o elemento neotectônico (Deffontaines, 1991).

As perturbações associadas às grandes retilinearidades, aos alinhamentos dos cursos d'água, terminações reversas, confluências (locais onde dois ou mais rios se encontram) e ainda modificações de grandes amplitudes dos mais variados tipos, constituem os *padrões de drenagem*. Atuam indistintamente nas mais diferentes unidades, podendo corresponder aos limites das mesmas (Deffontaines, 1990).

Nas definições clássicas sobre uma anomalia de drenagem, vale citar Howard (1967 *in*: Deffontaines, 1989): **“uma anomalia corresponde a uma desvio local de uma drenagem regional e/ou do traçado de um curso d'água que, por consequência, está em equilíbrio com a topografia ou estrutura regional conhecida”**. As anomalias estão correlacionadas com pequenas alterações no arranjo hidrográfico dos rios. Segundo Deffontaines (1989), a partir da identificação de uma anomalia de drenagem pode ser feita a interpretação das discontinuidades hidrográficas a fim de caracterizar estruturas geológicas tais como: juntas e falhas existentes no terreno.

#### • BLOCO PORTALEGRE-MARTINS

O *padrão* observado para a área estudada configura-se como **dendrítico** a **retangular** para as litologias do cristalino, e **retangular** ou **angular** nas litologias dos platôs. Os principais cursos fluviais têm orientação NE, consoante com o *fabric* regional. As feições estruturais condicionantes da drenagem são as zonas de cisalhamento, a foliação principal das rochas e ainda as falhas e fraturas de menor ordem (ver Anexo I).

Regionalmente as estruturas têm direção preferencial NE; entretanto a direção NW também possui destaque, podendo ser influência da zona de cisalhamento Frutuoso Gomes ou sua reativação consoante às estruturas na borda do *Graben* Potiguar. Uma direção N, aparentemente anômala, está bem marcada principalmente

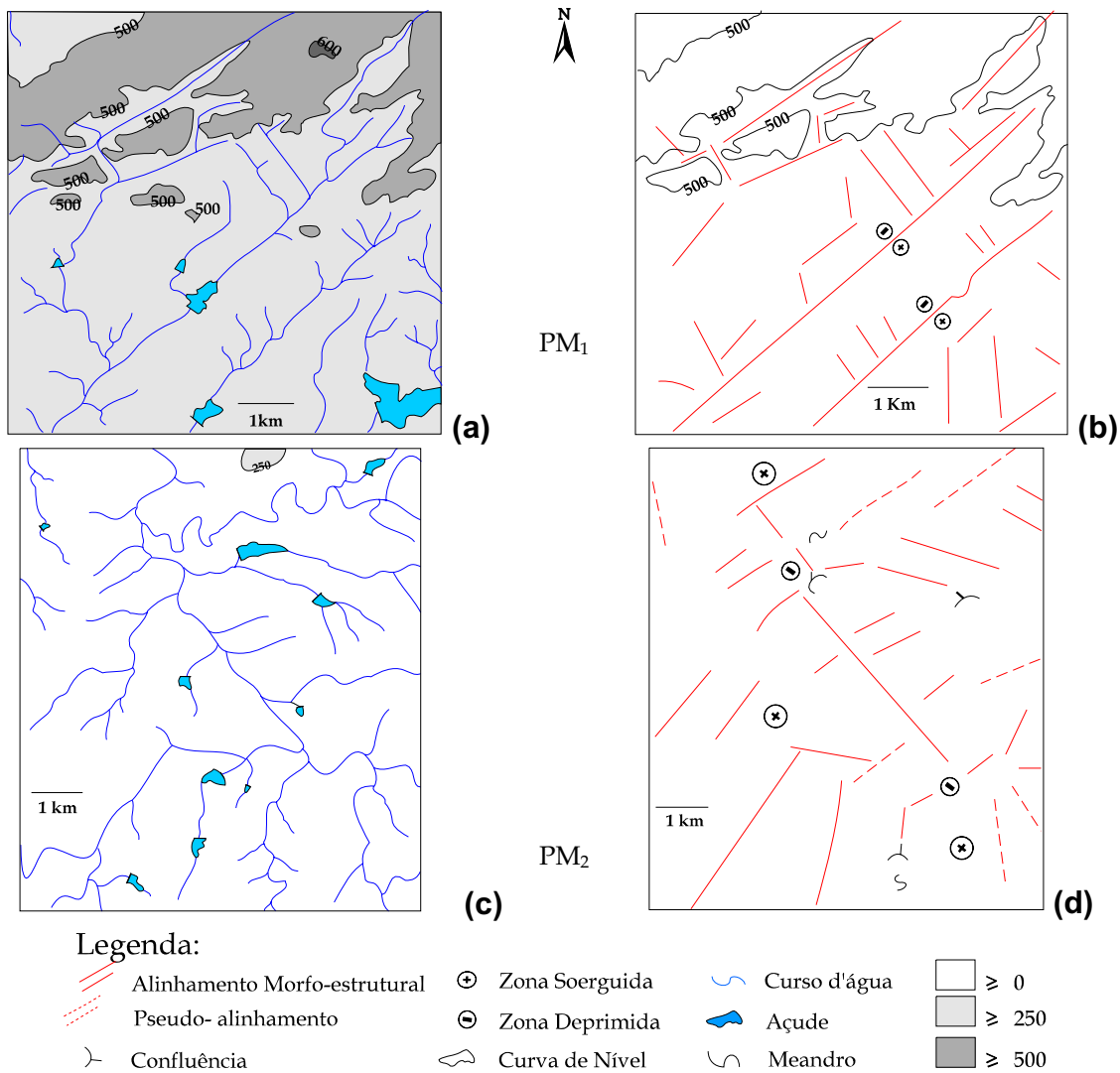
nos cursos de 1ª e 2ª ordens, em trechos dos principais rios na Bacia Potiguar, tais como: o Apodi/Mossoró e o Açu (ver anexos I e III), e mais localmente o Rio Umari.

As *anomalias* existentes no bloco Portalegre-Martins estão relacionadas principalmente, aos afluentes dos rios Apodi e Umari (anexo III). O Rio Apodi, de expressão regional, possui orientação geral no rumo NE. Sua nascente situa-se a oeste dos platôs; nesse trecho, o rio tem direção N-S. Enquanto o Rio Umari, afluente do Apodi, recebe as águas de drenos menores situados na vertente este-nordeste do platô de Martins (ver anexo II).

Na porção oeste-sudoeste do bloco Portalegre-Martins, a feição mais significativa é o vale do Riacho da Forquilha, entalhado como extenso anfiteatro de direção SW-NE. Nesta área destacam-se as anomalias de drenagem  $PM_1$  e  $PM_2$  descritas a seguir: A anomalia  $PM_1$  (Figura 5.9 a) exhibe um padrão de alinhamento retangular, com confluências em ângulos altos ou retos, semelhantes a cotovelos, com distribuição dissimétrica dos canais tributários. A interpretação da anomalia (Figura 5.9 b) sugere que esta corresponde a duas direções estruturais. A direção NE, concordante com o *fabric* regional, também se marca como estruturas frágeis, representada por um abatimento dos blocos. A direção NW é possivelmente correlata à reativação da Zona de Cisalhamento Frutuoso Gomes (ver anexo I). No conjunto, a drenagem dissimétrica, fluindo para sudeste, é consistente com um movimento (ou componente) distensional de idade recente, presente ao longo das fraturas NE.

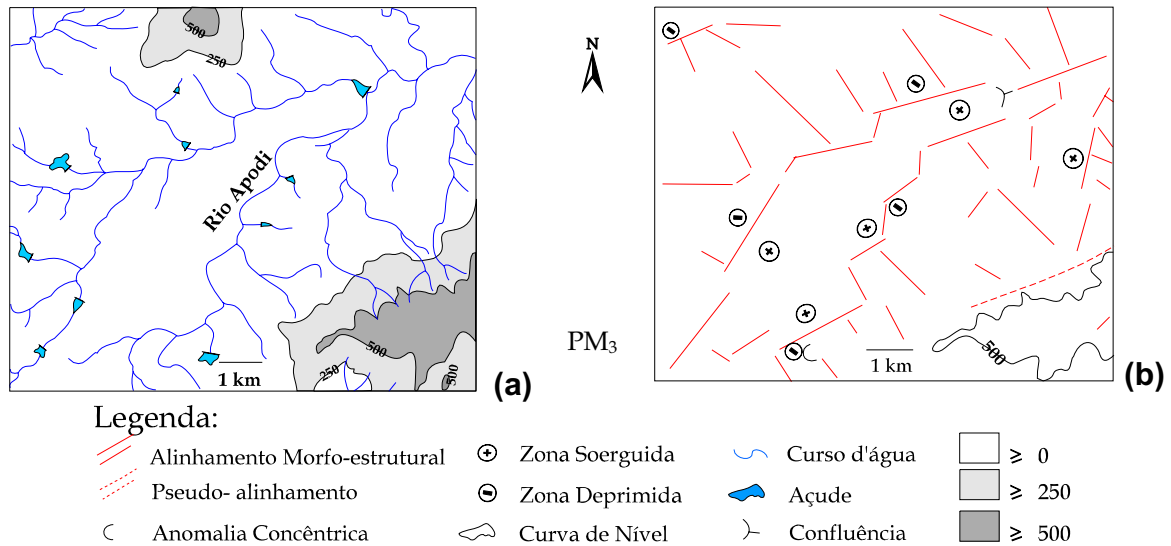
Em  $PM_2$  (Figura 5.9 c), os drenos exibem deflexões dos cursos d'água com alinhamento de canais, confluências agudas e canais dissimétricos; estas feições marcam as direções estruturais NE e NW, possivelmente comportando reativações recentes que produzem soerguimento ou subsidência de blocos e, assim, controlam o comportamento da drenagem (Figura 5.9 d).

Na porção oeste da área, a anomalia  $PM_3$  (Figura 5.10 a) apresenta-se de forma mais expressiva, exibindo uma seção do Rio Apodi fluindo de oeste para leste em trechos com inflexões de sentido geral para NE e assimetria de canais tributários. Estas anomalias sugerem o soerguimento da porção central com terminações em captura, onde os rios estão ordenados segundo o fraturamento do embasamento cristalino (Figura 5.10 b). Este elemento soerguido, confirma a reativação recente deste alinhamento.



**Figura 5.9:** Representação das anomalias de drenagem e interpretações estruturais do sub-domínio oeste-sudoeste do Bloco Portalegre-Martins (ver localização no anexo IV).

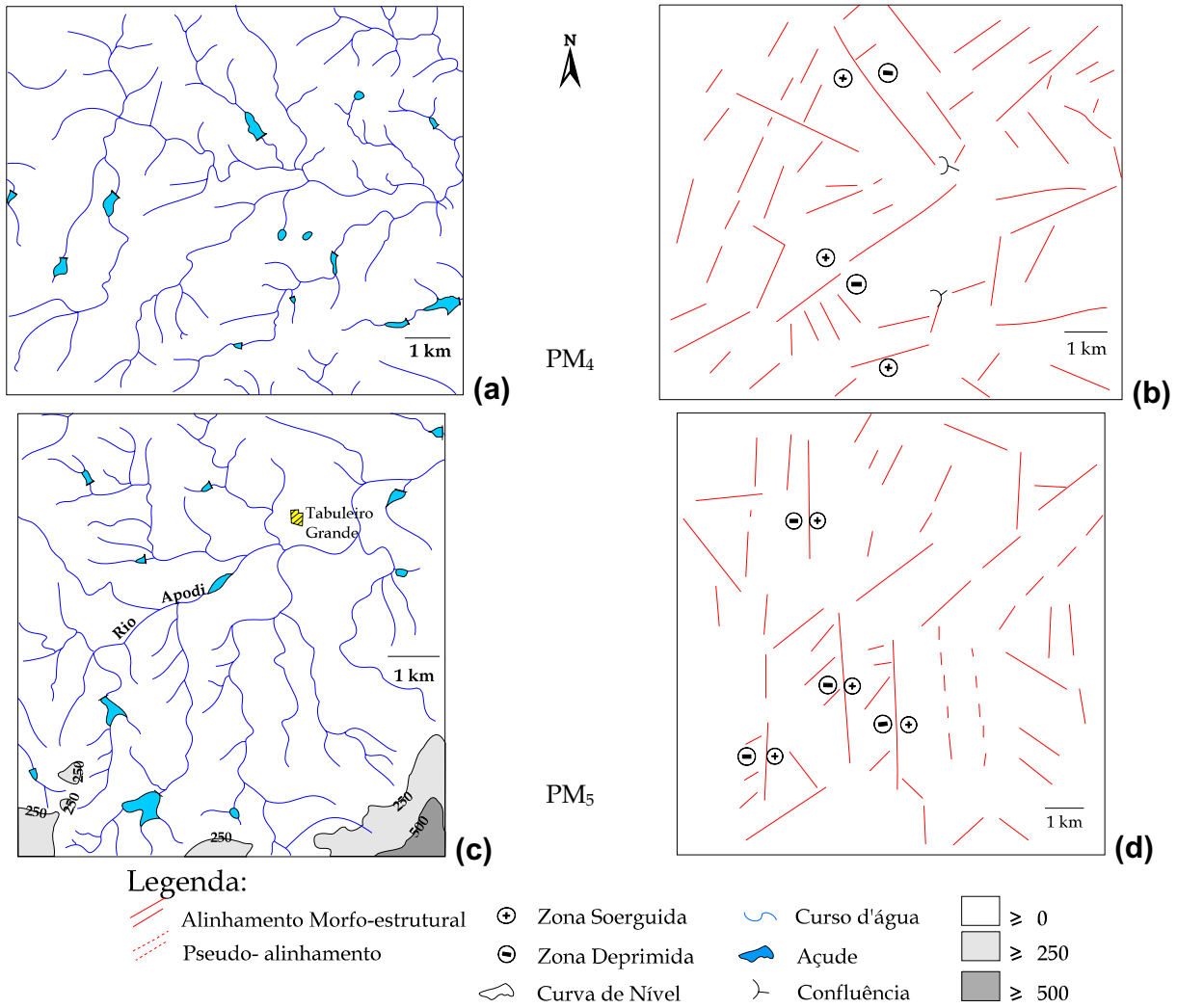
Captura de drenagem, na literatura, corresponde aos desvios das águas de uma bacia fluvial para outra, ou em uma mesma bacia, promovendo a expansão de uma drenagem em detrimento de outra. Genericamente, a captura pode estar correlacionada a um aplainamento lateral, transbordamento, desvio subterrâneo e ao recuo de cabeceiras. Estes dois últimos podem ser associados a estruturas pretéritas ou neoformadas; quando correlacionada a estruturas mais novas, a captura configura uma anomalia (Cristofolletti 1981).



**Figura 5.10:** Representação das anomalias de drenagem e interpretações estruturais do sub-domínio oeste do Bloco Portalegre-Martins (ver localização no anexo IV).

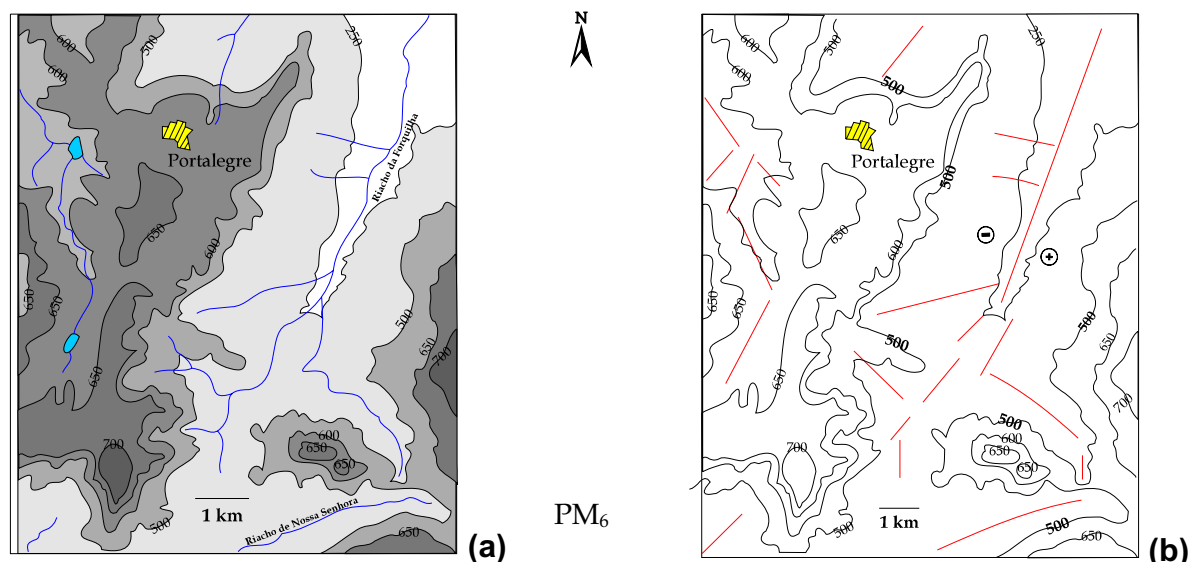
No flanco norte-noroeste foram descritas outras anomalias: Nas anomalias  $PM_4$  (Figura 5.11 a) e  $PM_5$  (Figura 5.11 c), a drenagem exhibe um comportamento dissimétrico, com escoamento de oeste para leste e deflexões de sul para norte, geralmente com confluência de canais retos. Na Figura 5.11 b, as interpretações evidenciam de um modo geral, uma direção NE correlacionada ao fraturamento relacionado à reativação da zona de cisalhamento de Portalegre. Essa feição estrutural, de idade precambriana, foi reativada num evento de idade cretácica, quando da instalação do sistema de *rifts* do Nordeste brasileiro (Matos 1992). É também evidente que a mesma possui reativações mais jovens, influenciando o arranjo da drenagem, através do basculamento dos blocos. Na Figura 5.11 d, a direção que evidencia melhor a reativação recente é a N-S, com um componente de abatimento na movimentação dos blocos.

Para o flanco centro-norte do bloco é observada a anomalia  $PM_6$  (Figura 5.12 a), que exhibe alinhamento aproximadamente reto, com confluência em ângulos altos ou retos e distribuição dissimétrica dos tributários; salienta-se ainda uma área deprimida, caracterizada pela confluência dos rios, com um arranjo paralelo para os drenos que descem o flanco leste do platô de Portalegre. O Riacho da Forquilha separa os platôs ao longo de um vale controlado por elementos estruturais (Figura 5.12 b). Observa-se, no sub-bloco de Martins, situado do lado ESE, a ausência de drenos marcando a escarpa da serra. Este parâmetro pode corresponder ao soerguimento deste sub-bloco em relação ao de Portalegre; as cotas topográficas confirmam esta proposição.



**Figura 5.11:** Representação das anomalias de drenagem e interpretação estrutural do sub-domínio norte-noroeste do Bloco Portalegre-Martins (ver localização no anexo IV).

Na porção leste do bloco são identificadas outras duas anomalias. Na perturbação anômala *PM<sub>7</sub>* (Figura 5.13 a), os drenos N-S ordenam-se de forma paralela, com os afluentes instalando-se preferencialmente em uma das margens. Nesta porção da área, os rios em geral fluem de sul para norte; todavia, na cabeceira do Rio Umari, localizado a leste do platô de Martins, os drenos menores fluem de leste para oeste e depois infletem para norte. Estas feições marcam um componente de reativação distensional do fraturamento de direção N, controlando a captura da rede de drenagem (Figura 5.13 b). Este elemento anômalo exibe um comportamento semelhante ao descrito na anomalia anterior.



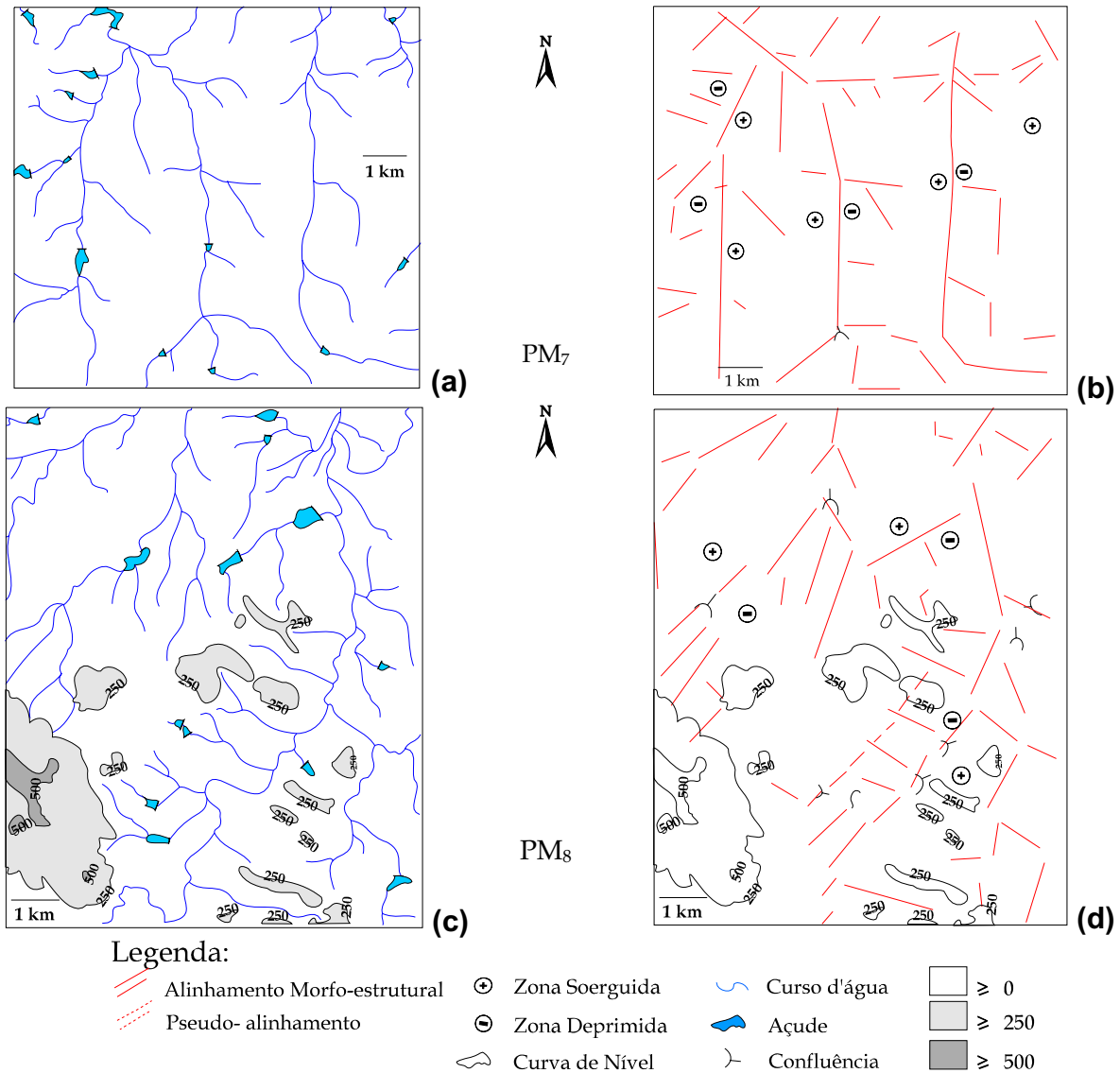
Legenda:

- |  |                              |  |                |  |                |  |       |  |       |
|--|------------------------------|--|----------------|--|----------------|--|-------|--|-------|
|  | Alinhamento morfo-estrutural |  | Zona soerguida |  | Curva de nível |  | ≥ 0   |  | ≥ 500 |
|  | Pseudo - alinhamento         |  | Zona deprimida |  | Curso d'água   |  | ≥ 250 |  | ≥ 700 |
|  | Anomalia concêntrica         |  | Confluência    |  | Açude          |  |       |  |       |

**Figura 5.12:** Representação das anomalias de drenagem e interpretação estrutural do sub-domínio centro-norte do Bloco Portalegre-Martins (ver localização no anexo IV).

$PM_8$  (Figura 5.13 c) mostra uma anomalia muito peculiar, aparentemente com canais muito curvos, podendo ser correlacionada às várias discontinuidades (Figura 5.13 d) de direção NW e NNE, correlatas ao fraturamento observado nas proximidades do Açude de Lucrécia. A direção NE exhibe basculamento dos blocos, representando nesta anomalia a direção reativada no recente. Outras feições encontradas na área são as confluências agudas e assimetria de canais tributários.

Numa área mais ampla (anexo I), as anomalias observadas estão bordejando os altos topográficos. Os rios mostram notáveis deflexões dos cursos fluviais, principalmente controladas por estruturas NE-SW e N-S. O Bloco Portalegre-Martins comporta-se como o principal divisor de águas local, com grande parte dos rios confluindo para compor a Bacia Hidrográfica do Rio Apodi. As estruturas regionais que parecem influenciar o padrão da rede de drenagem são as zonas de cisalhamento Portalegre e Açú-Piranhas (nas proximidades da bacia do Rio do Peixe), responsáveis pelas estruturas de direção NE, além da Falha de Frutuoso Gomes e a borda do *graben* da Bacia Potiguar (Falha de Apodi), ordenando as estruturas com direção NW.



**Figura 5.13:** Representação das anomalias de drenagem e interpretação estrutural do sub-domínio leste do Bloco Portalegre-Martins (ver localização no anexo IV).

#### • BLOCO SANTANA

No tocante à rede de drenagem, a Serra de Santana funciona como um divisor de águas das bacias hidrográficas dos rios Potengi (posicionada a ENE) e Piranhas/Açu.

No embasamento circundante à serra, dois *padrões* de drenagem apresentam-se de forma bem diferenciada: um **retilíneo a retangular** e um **dendrítico**.

O padrão **retilíneo a retangular**, destacado, foi identificado principalmente para os drenos situados a partir da borda norte, podendo-se observar, em muitos casos, um forte paralelismo. Regionalmente, a drenagem tem direção predominante NW, podendo ser considerado um possível controle pela Falha de Afonso Bezerra.

Outro elemento que influencia o arranjo da drenagem são as elevações situadas a leste da Serra de Santana, caracterizando o possível limite leste do bloco Santana ao longo das zonas de cisalhamento Currais Novos, Santa Mônica e Picuí-João Câmara, de direção NNE-SSW. Estas feições constituem um expressivo divisor de águas regional.

O padrão **dendrítico** está evidenciado para os rios instalados a partir da borda sul da serra. Exibe um caráter arborescente que varia de denso a esparso, por estar instalado sobre um terreno ora de natureza gnáissica, ora granítica. Esse comportamento pode ser observado através da disposição dos rios que compõem a Bacia Hidrográfica do Rio Piranhas/Açu. Todavia, em alguns pontos a drenagem assume um padrão algo **retangular**, possivelmente associado ao controle dos diques do Magmatismo Rio Ceará Mirim, de direção E-W.

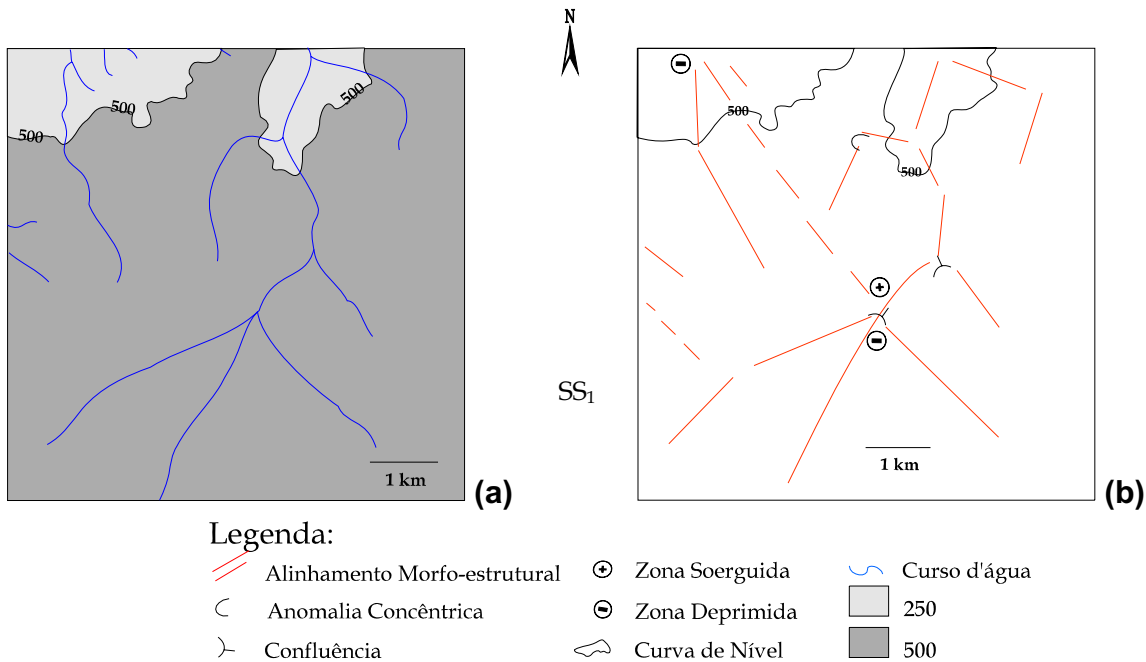
Para as cotas onde são observadas as litologias da Formação Serra do Martins o padrão da drenagem exibe um comportamento retangular, acompanhando em parte as direções de fraturamento fotointerpretadas.

Inúmeras anomalias de drenagem são reconhecidas, sendo correlacionadas ao comportamento complexo da trama estrutural das mais diversas partes da área estudada. Exemplos das mais variadas anomalias analisadas estão abaixo descritas (anexo V).

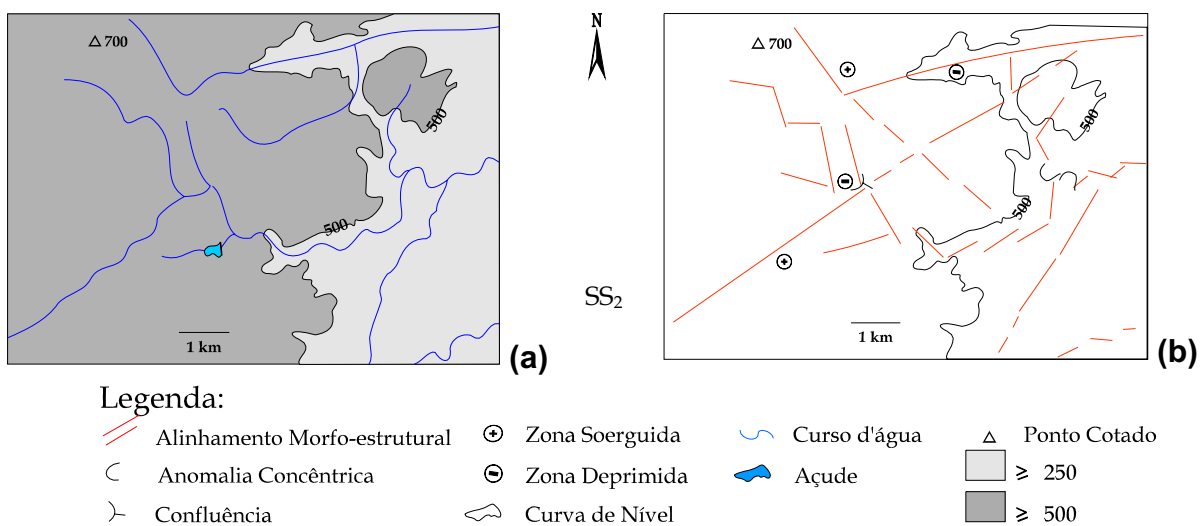
Para a borda norte sobre a cobertura sedimentar, a anomalia  $SS_1$  (Figura 5.14 a) mostra drenos de 1ª ordem muito extensos, sobre o platô da Serra de Santana, percorrendo cerca de 3 km em linha reta, sem qualquer influência de outros rios, confluindo para um ponto mais baixo, na direção do dreno principal. Este alinhamento possivelmente evidencia vales controlados por fraturas. Observa-se, ainda, a dissimetria de canais tributários. De acordo com a interpretação (Figura 5.14 b), são consideradas duas direções de fraturamento, NE e NW. O controle principal é da direção NE, sendo que muitos rios de 1ª ordem estão assumindo a orientação NW. Portanto, esta última parece ser a direção de reativação mais recente.

Na porção nordeste, a anomalia  $SS_2$  (Figura 5.15 a), reconhecida sobre o domínio dos terrenos cristalinos, mostra o arranjo predominante dos drenos de 1ª ordem na direção NW; todavia, nas cotas mais baixas, a drenagem assume um direção aproximada E-W. Na Figura 5.15 b, além do reconhecimento nos elementos de drenagem, o fraturamento NE está definido pelo alinhamento da cota altimétrica de 500

m. As orientações NW e, mais secundariamente, E-W, refletem uma influência pronunciada nos drenos na porção norte-noroeste da figura.



**Figura 5.14:** Representação das anomalias de drenagem e interpretações estruturais na porção central (cobertura sedimentar) do platô de Santana (ver localização no anexo V).

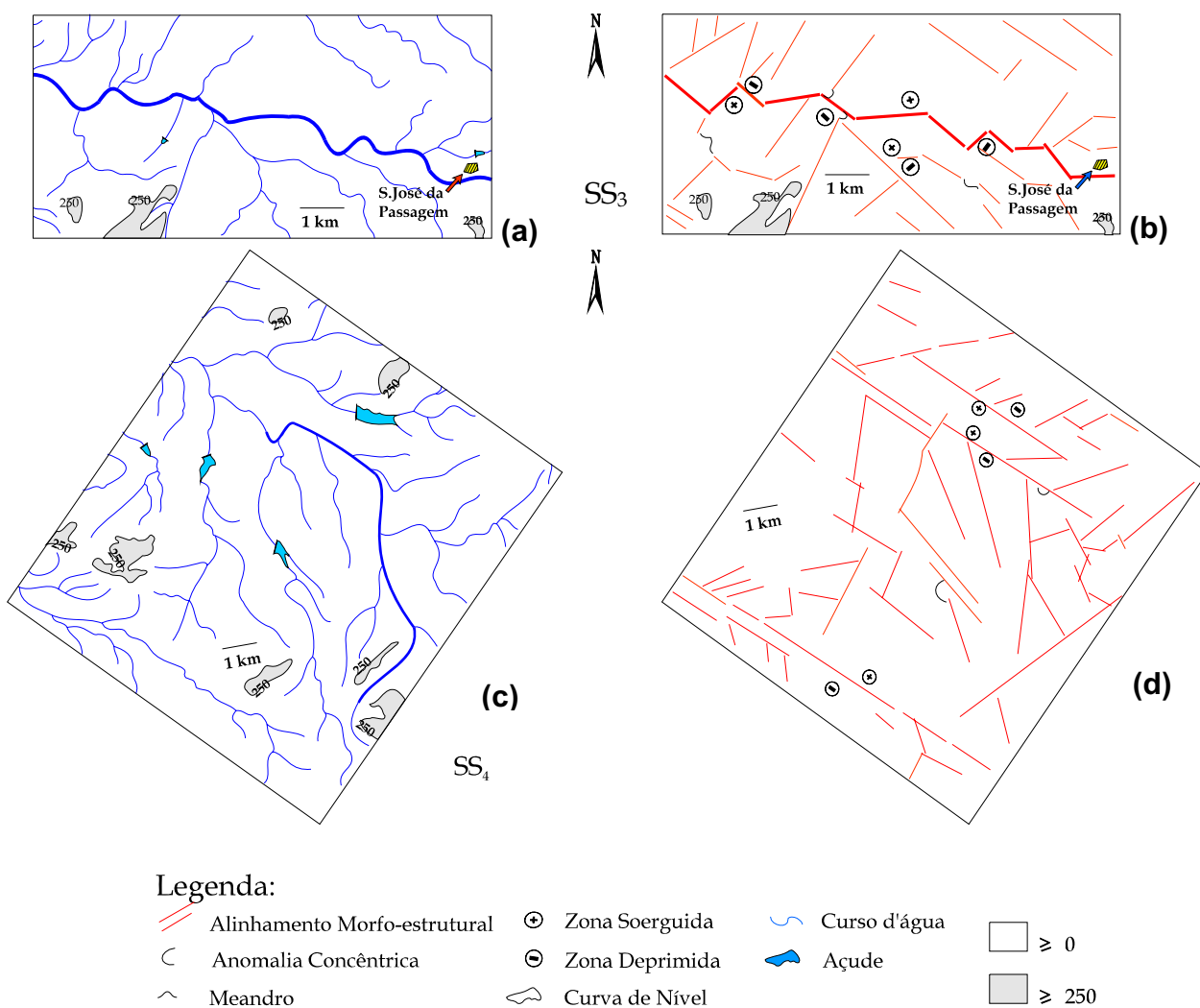


**Figura 5.15:** Representação das anomalias de drenagem e interpretações estruturais no embasamento cristalino da porção à nordeste do platô de Santana (ver localização no anexo V).

Na porção centro-norte, no embasamento cristalino, as anomalias mais destacadas são  $SS_3$  e  $SS_4$ .

Na anomalia  $SS_3$  (Figura 5.16 a) os rios exibem trechos seccionados, como p. ex., parte do curso do Rio Bodó, que têm orientação preferencial WNW-ESE com deflexões NE e NW, confluências retas e assimetria de canais tributário; o comportamento

estrutural reflete o controle principal da direção NW, identificada principalmente nos drenos instalados na borda sul do trecho reportado. Entretanto observa-se que certos segmentos do Rio Bodó têm direção E-W, provavelmente herdada da direção dos diques mesozóicos do Magmatismo Ceará-Mirim. A Figura 5.16 b, expressa a orientação marcada pelo alinhamento em alguns trechos do Rio Bodó, com inflexões para a direção NW-SE.



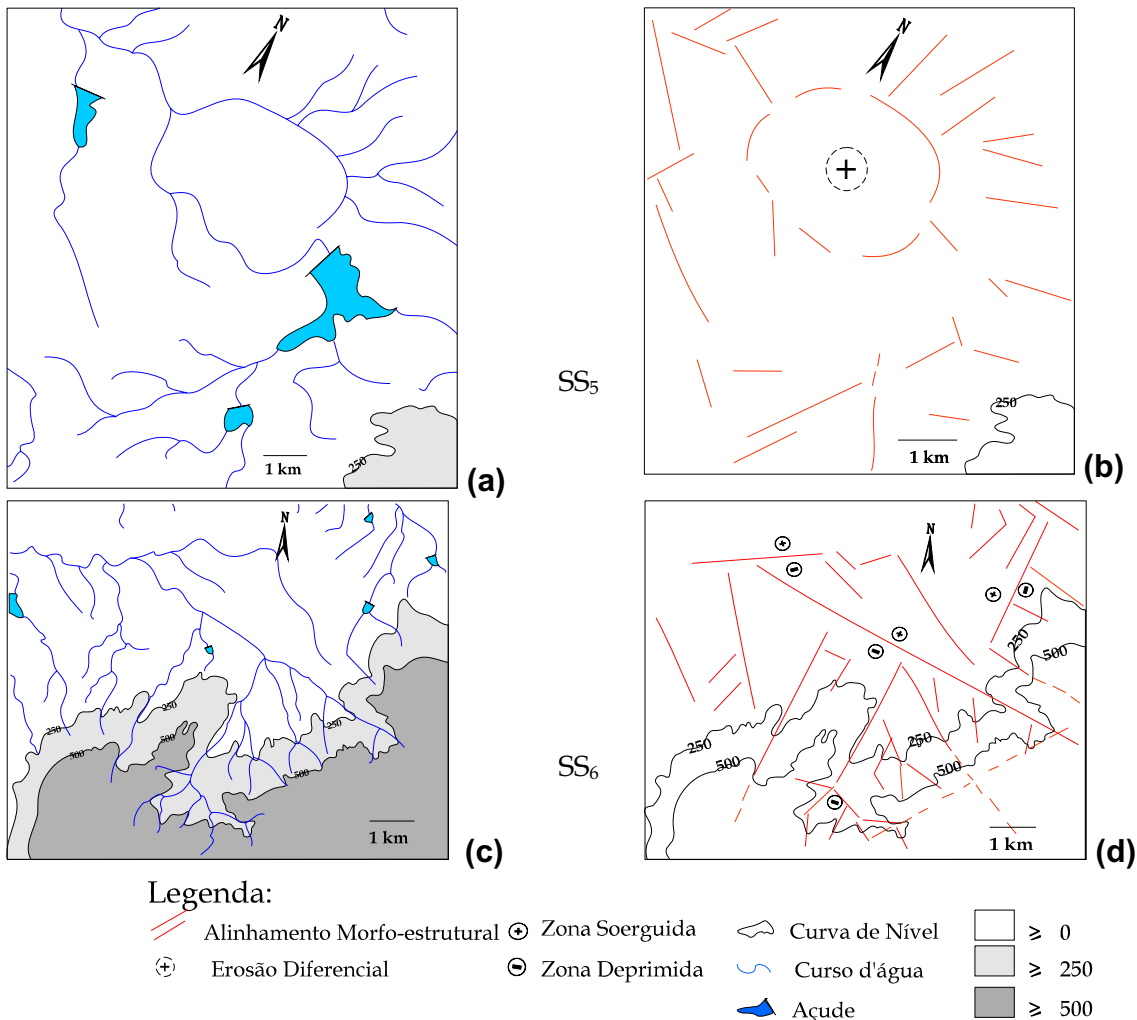
**Figura 5.16:** Representação das anomalias de drenagem e interpretações centra-norte (embasamento cristalino) da Serra de Santana (ver localização anexo V).

Na anomalia  $SS_4$  (Figura 5.16 c), as feições analisadas relacionam-se às confluências dos rios, à assimetria de canais tributários e às deflexões retas, evidenciando a instalação dos drenos nas direções do fraturamento. Este aspecto pode

estar refletindo um basculamento de blocos próximo à borda norte da serra, ao longo das fraturas com direção NW e NE (ver Figura 4.7 e anexo V).

Na porção noroeste, ainda no domínio do embasamento a partir da borda norte do platô (ver anexo V), destacam-se as anomalias SS<sub>5</sub> e SS<sub>6</sub>.

Em SS<sub>5</sub> (Figura 5.17 a), os rios têm um padrão anelar, por bordejar um núcleo central soerguido, evidenciando que os processos de erosão diferencial provavelmente entalhando um corpo de natureza granítica. O arranjo dos drenos organizam-se segundo o *trend* NE e inflexiona para NW. A Figura 5.17 b mostra a disposição do fraturamento, com um controle estrutural pronunciado da direção NW.

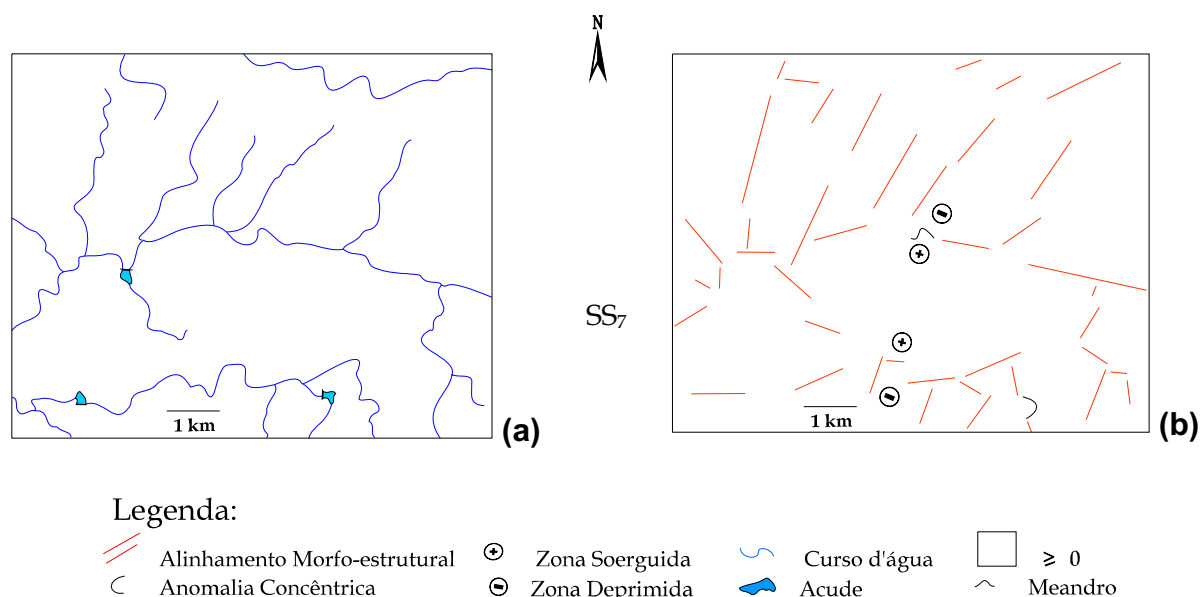


**Figura 5.17:** Representação das anomalias e interpretações no embasamento cristalino (porção noroeste) da Serra de Santana (ver orientação anexo V).

Na anomalia SS<sub>6</sub> (Figura 5.17 c), alguns rios apresentam afluentes em apenas uma de suas margens, caracterizando-se o aspecto assimetria da rede de drenagem

situada na borda noroeste da Serra de Santana e ainda confluência dos rios para a direção NW. O comportamento estrutural analisado (Figura 5.17 d), indica um provável basculamento dos blocos nesse setor. Observa-se ainda que o fraturamento na direção NE controla a borda do platô, configurando um *anfiteatro* com escarpas retas. Apesar do comportamento arborescente verificado a partir da borda sul, muitas das anomalias têm aspecto semelhante às aquelas encontradas na porção norte.

As características reconhecidas na anomalia SS<sub>7</sub> (Figura 5.18.a) referem-se à assimetria de canais tributários, com os rios fluindo de nordeste para sudoeste, sendo que o rio principal flui de este para oeste; na interpretação (Figura 5.18 b), a porção central soerguida está delimitada pela reativação de fraturas com direção E-W, enquanto os blocos circundantes exibem arranjo da trama precambriana.



**Figura 5.18:** Representação das anomalias e interpretações do borda sul a partir do platô de Santana. (ver orientação anexo V).

Numa interpretação mais genérica do Bloco Santana (anexo I), está claro a ocorrência dos eventos precambrianos e mesozóicos, submetidos às reativações em idade recente. As orientações NE e NW exibem feições evidentes, que confirmam a reativação dessas direções. Uma das fraturas NE configura-se por um alinhamento de *plugs* basálticos associados à Formação Macau (Terciário superior), localizados numa das extremidades dessa estrutura, a norte do platô. A colocação desses *plugs* foi condicionada por um componente distensional na terminação da fratura, quando da movimentação transcorrente sinistral no Terciário (ver anexo V). Um outro reflexo da

reativação é o reconhecimento desses *trends* no fraturamento observado sobre a cobertura sedimentar. As feições regionais que podem ser correlatas a essas estruturas são os sistemas de falhas de Carnaubais (NE) e de Afonso Bezerra (NW). As evidências da reativação neotectônica destes lineamentos foram descritas por Caldas (1998) e Dantas (1998).

O *trend* E-W está evidenciado pelo controle dos segmentos do Rio Bodó (Figura 5.19). Este alinhamento foi reconhecido tanto na borda norte quanto a sul da Serra de Santana. A reativação do Lineamento Lajes foi proposta a partir dos estudos da sismicidade recente na região de João Câmara (Torres *et al.* 1990 e Torres 1994). Todavia, esta reativação não está evidenciada na cobertura sedimentar, necessitando de uma investigação mais detalhada neste sentido.

Por fim, as direções NNE-SSW concentradas na borda leste do Bloco Santana, marcam a atuação das estruturas mais antigas, de idade neoproterozóica, condicionando principalmente a rede de drenagem instalada nas proximidades dessa área.



**Figura 5.19:** Detalhe rede de drenagem (embasamento cristalino) a norte do platô de Santana. Observar o controle do fraturamento E-W em alguns trechos do Rio Bodó.

### 5.5 - Correlação da Morfo-Estrutura com a Rede de Drenagem

A correlação entre as expressões geomorfológicas e hidrográficas com a atividade neotectônica na gênese do relevo atual é assunto amplamente discutido por Panizza (1982), Deffontaines (1990 e 1991) e Vandenberghe (1990), dentre outros. Os elementos topográficos com fraco desnível, separados por declives íngremes, e ainda, mudanças anômalas nas direções dos cursos d'água, são fenômenos perceptíveis e correlacionáveis às movimentações de natureza neotectônica (Vandenberghe 1990).

De um modo geral, nas áreas estudadas, as direções apresentadas exibem o controle dos padrões estruturais herdados do Precambriano, reativados no Mesozoóico aí incluindo a época recente.

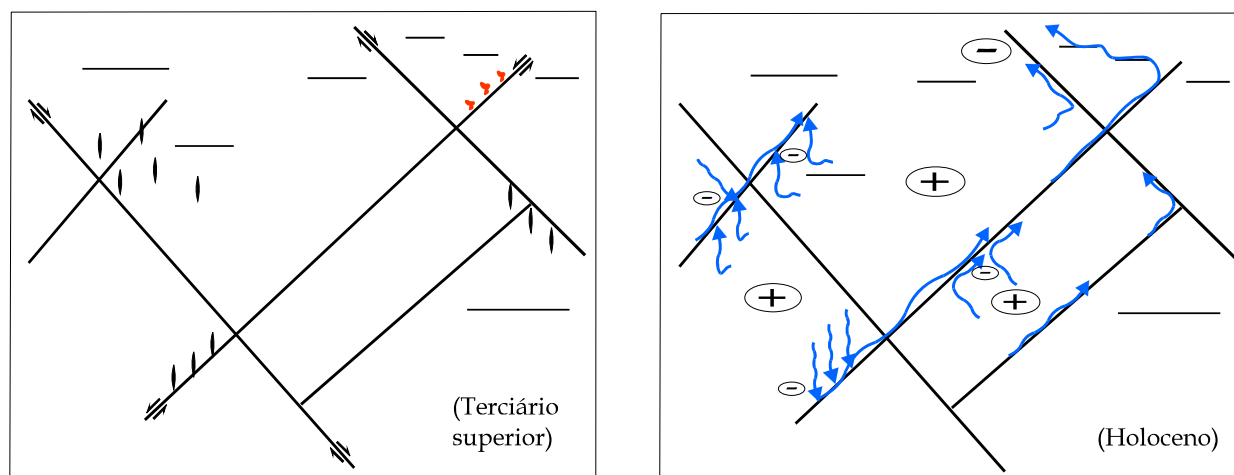
A disposição dos rios ao longo da **orientação E-W** reflete as direções do fraturamento Tardi-Brasiliano do substrato cristalino e/ou quando da intrusão de diques Rio Ceará Mirim. Para o Bloco Portalegre-Martins, as rosetas expressam de forma clara este *trend*, tanto no embasamento quanto na capa sedimentar; contudo, para os drenos de 1ª ordem na cobertura, esta apresenta-se menos expressiva (ver Figuras 5.4 e 5.5). No Bloco Santana, a direção E-W está bem definida no arranjo da drenagem instalada no cristalino (ver Figuras 5.6, 5.8 e 5.19), principalmente nas ordens que expressam os rios mais antigos. Todavia, apesar de alguns pesquisadores advogarem a reativação recente do *trend* E-W, esta feição não está ressaltada nas orientações dos drenos principalmente os mais jovens, no domínio sedimentar (ver Figura 5.7).

O alinhamento dos drenos na **direção N-S** apresenta-se como uma anomalia no contexto do Bloco Portalegre-Martins, onde os rios têm suas nascentes na direção E-W e infletem em ângulo reto para o Norte (Figura 5.13a). Dantas (1998) reconheceu este mesmo *trend* na área estudada da Bacia Potiguar, e interpretou-o como fraturas distensionais relacionadas à movimentação do par conjugado NW/NE representado respectivamente pelos sistemas de falhas de Afonso Bezerra (dextral) e de Carnaubais (sinistral). No Bloco Santana, esta direção também está caracterizada nos fotolineamentos (Menezes *et al.* 1997).

A **direção NE** apresenta-se como uma estrutura penetrativa nos litotipos precambrianos, reconhecida através do arranjo das zonas de cisalhamento e falhas, caracterizados em toda a Faixa Seridó por Jardim de Sá (1994). Na Bacia Potiguar, este

alinhamento foi identificado no sistema de falhas de Carnaubais, nas áreas ocupadas pela Formação Jandaíra (Caldas *et al.* 1997a). Na presente área, as rosetas apresentam o alinhamento NE como um dos mais significativos. No Bloco Portalegre-Martins, o mesmo tem reflexo tanto no substrato cristalino como na cobertura sedimentar. As feições incluem a orientação de grandes cursos d'água (Rio Apodi, p. ex.), refletindo a captura dos drenos menores com inflexão em ângulos retos, ou ainda por basculamento dos blocos ao longo deste eixo, expresso a partir da assimetria de canais tributários. Com relação ao Bloco Santana, a partir da borda norte do platô, a drenagem configura-se segundo um padrão retangular concordante com os *trends* NE e NW, observando-se uma maior influência da direção NE. Todavia, nas configurações anômalas, os rios infletem de NE para NW em ângulos retos, configurando a captura dos drenos segundo esta última orientação. Este condicionamento expressa a reativação recente do fraturamento no substrato cristalino, expresso na rede de drenagem. Um importante lineamento NE é marcado por *plugs* basálticos associados à Formação Macau cartografados por sensoriamento remoto (ver anexo V). Este elemento possibilita interpretar a reativação terciária deste alinhamento, condicionando a colocação desses *plugs* em sítios de transtração provavelmente gerados por um movimento transcorrente sinistral no Terciário (Figura 5.20).

A última orientação fortemente marcada no arranjo da drenagem é a **direção NW**. No Bloco Portalegre-Martins esse *trend* exibe o controle da zona de cisalhamento de Frutuoso Gomes, e possivelmente das falhas de direções análogas da borda da bacia (p. ex., Falha de Apodi), sobre os padrões de drenagem. No embasamento cristalino, esta orientação ocorre de forma mais evidente nos rios de 1ª ordem. Na capa sedimentar esse *trend* indica a influência das estruturas frágeis do embasamento, provavelmente reativadas. Para o Bloco Santana esta direção está bem caracterizada no fraturamento exibido na seqüência sedimentar, onde se instalam os drenos de 1ª ordem. Segundo Menezes *et al.* (1997), grande parte dos rios no embasamento, a norte do platô de Santana estão ordenados segundo a direção NW (paralelo ao sistema de falhas de Afonso Bezerra), estando provavelmente associados à reativação desta orientação, visto que este *trend* também controla os drenos na cobertura sedimentar.



## LEGENDA

⊕ Zonas soerguidas

⊖ Zonas deprimidas

— Fraturamento E-W (Mesozóico)

▲ Plugs Vulcânicos

↗ Segmentos de Drenagem

| Juntas de extensão

**Figura 5.20:** Representação esquemática do provável arranjo estrutural atuante durante o Terciário superior (quadro da esquerda). Observar a colocação dos **plugs** vulcânicos da Formação Macau associado à movimentação dos principais **trends** regionais. No Holoceno (quadro da direita) o arranjo da drenagem se instala de acordo com as direções principais, apresentando elementos anômalos condicionados ao fraturamento reativado mais recentemente. Observa-se que as direções preferenciais de reativação condizem com as direções precambrianas (NE-SW) predominante, o arranjo mesozóico (E-W) e ainda um alinhamento “anômalo” N-S, possivelmente marcando a movimentação Terciária principalmente na Bacia Potiguar. Um comportamento similar que corrobora o arranjo apresentado neste esquema, foi descrito por Fonseca (1996) para o médio curso do Rio Açu.

# **DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS** **6**

---

## **6.1. Introdução**

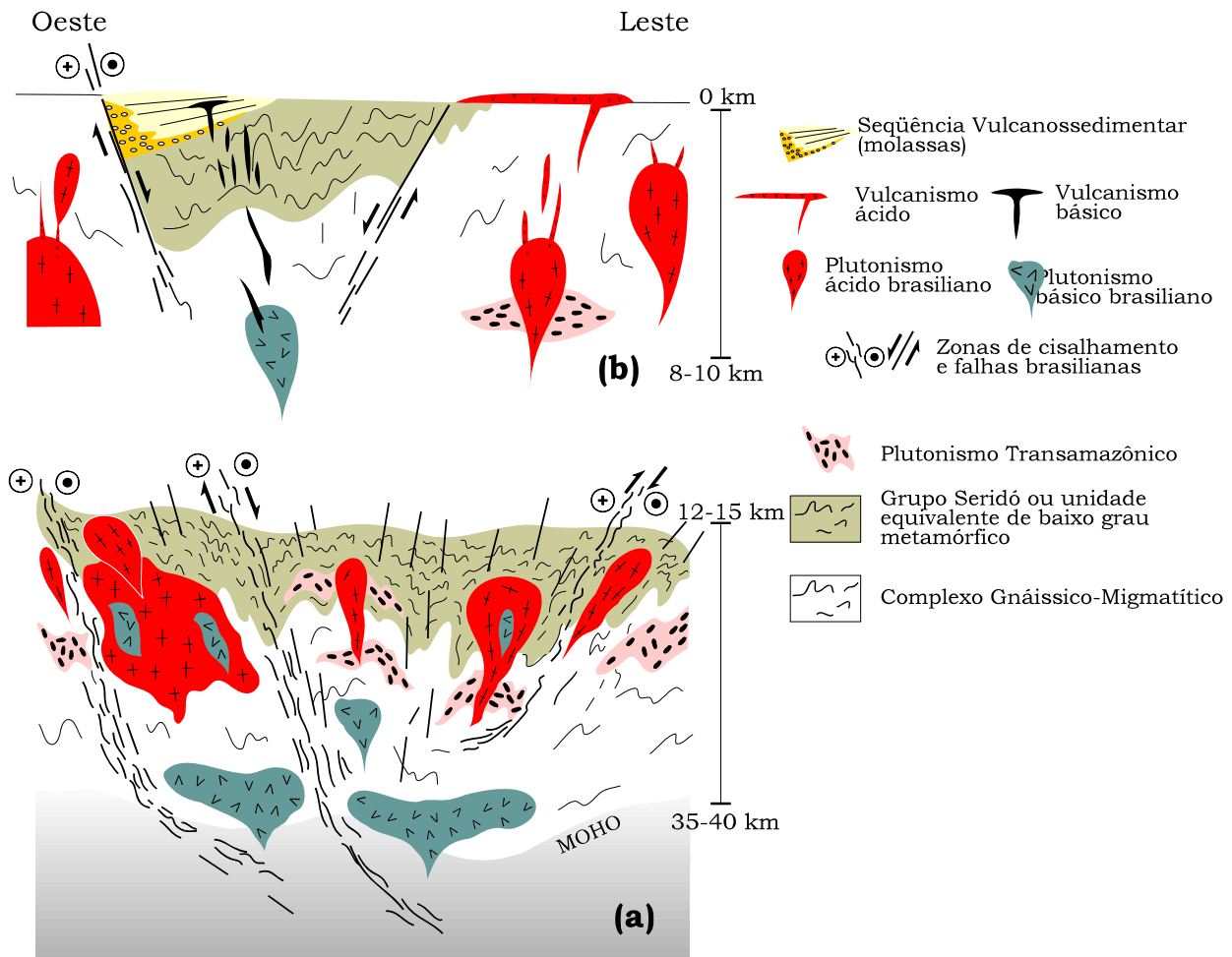
A partir das abordagens levantadas neste trabalho, tais como a análise da rede de drenagem e superfícies somitais nos platôs de Portalegre, Martins e Santana incluindo o substrato cristalino circundante, é proposta uma interpretação para as feições condicionadas pela dinâmica das deformações, como marcadores da evolução cenozóica no Nordeste Oriental brasileiro. Os elementos de discussão aqui apresentados fundamentam-se nos prováveis mecanismos de soerguimento epirogenético atuantes na Província Borborema, na tentativa de estabelecer qual ou quais são as prováveis relações cronoestratigráficas do evento deposicional representado pela **Formação Serra do Martins** com as unidades sedimentares da Bacia Potiguar e/ou coberturas quaternárias.

## **6.2. Epirogenia na Província Borborema**

Estudos discutindo os processos que condicionaram o soerguimento da província datam de Barbosa (1966 *in* Gomes *et al.* 1981). Este autor denominou de “antéclise da Borborema” uma feição morfo-estrutural alçada no nordeste do Escudo Brasileiro, cuja origem estaria correlacionada ao arqueamento epirogenético (movimentação positiva) deste elemento, em relação às áreas circundantes.

Segundo Jardim de Sá (1994), a Província Borborema é constituída por microplacas continentais (uma das quais é a Faixa Seridó) que preservaram os registros de ciclos orogênicos antigos. O referido autor definiu que a estruturação da Faixa Seridó é produto de uma deformação dúctil transcorrente dextral, associada a um metamorfismo de baixa pressão/alta temperatura, concomitante com volumoso plutonismo de origem mantélica e crustal, elementos reconhecidamente associados ao Ciclo Brasileiro ( $580 \pm 30$  Ma), o qual retrabalhou unidades paleoproterozóicas (Complexo Caicó, ortognaisses G<sub>2</sub> e o Grupo Seridó). O quadro tectônico estabelecido

pelo autor ao final desse ciclo, teve como resultado um espessamento crustal, decorrente de uma compressão de direção NW, com intrusões graníticas e uma trama estrutural de direção principal NE, ativa até o início do Paleozóico. Em nível crustal raso, os marcadores dessa atividade, são as seqüências vulcano-sedimentares (molassas) de idade Cambriana (p. ex., Jaibaras). Este quadro está sintetizado na Figura 6.1.



**Figura 6.1:** Evolução tectono-magmática da Faixa Seridó ao final do Ciclo Brasileiro, segundo Jardim de Sá (1994). (a) Seção esquemática representativa do nível crustal atualmente exposto na região, correspondente à etapa principal da Orogênese Brasileira, ca. 580 Ma. (b) Extrapolação para o quadro geológico em níveis crustais mais rasos, numa etapa tardia da Orogênese Brasileira, entre 550 e 500 Ma.

Após o Ciclo Brasileiro, a Província Borborema experimentou um considerável ajuste isostático. Na porção Nordeste Oriental da referida província, registros posteriores ao ciclo orogênico, tais como sedimentação, magmatismo ou estruturas que caracterizem a era Paleozóica, não são conhecidos. Com base nos dados apresentados por Jardim de Sá (1994) pode ser inferido que, a partir do Paleozóico, a província foi marcada por um soerguimento contínuo e erosão vigorosa, visto que são reconhecidos

na paisagem atual níveis crustais profundos (12-15 km) da faixa orogênica Brasileira. Esta erosão marca o provável condicionamento isostático da litosfera como resposta ao espessamento crustal ocorrido no Brasileiro.

Durante o **Mesozóico**, a região em epígrafe foi reativada por intenso fraturamento ao longo dos lineamentos E-W e NE-SW, a partir do início do processo de fragmentação continental que culminou com a abertura do Oceano Atlântico Equatorial (Beurlen 1971; Almeida *et al.* 1977, Matos 1992).

Segundo Matos (1987 e 1992), a fragmentação foi diácrona, com evidência de propagação de sul para norte, entre as bacias a sul (Recôncavo, Tucano e Jatobá e SE-AL) em relação às bacias a norte (Potiguar e Ceará) dos grandes lineamentos E-W da Província Borborema. Entretanto, durante a fase inicial de rifteamento (Andar Dom João, sin-rift I de Matos 1987) as bacias a sul do Lineamento Patos já registravam uma sedimentação clástica continental, enquanto a porção a norte/nordeste da mesma ainda mantinha uma tendência epirogenética. Essa argumentação é comprovada pela ausência de sedimentos correlatos ao Andar Dom João na Bacia Potiguar, e ainda pelo Vulcanismo Rio Ceará Mirim marcando o aquecimento da placa, verificado somente a norte do Lineamento Patos.

A partir da abertura e separação continental, alguns mecanismos de deformação marcam o novo arranjo da Placa Sul-americana, associado à evolução da margem continental passiva. Na Bacia Potiguar, o reconhecimento de estruturas e suites ígneas, tanto em afloramentos quanto em seções sísmicas, evidenciaram as reativações tectônicas associadas ao estágio pós-rift (Oliveira *et al.* 1993, Cremonini 1995). Uma delas, é o Vulcanismo Serra do Cuó (Lima Neto 1985 *in* Araripe e Feijó 1994) de ocorrência restrita, mas que pode indicar uma nova tendência epirogenética, pois é correlato a um evento erosivo regional observado no topo da Formação Jandaíra (Pereira 1992).

Evidências de epirogenia **Cenozóica** na Província Borborema são marcadas pela ocorrência de coberturas sedimentares soerguidas, como p. ex., as unidades cretácicas superiores da Bacia do Araripe (1.000 m de altitude), e a Formação Serra do Martins (aos 700 metros de altitude). Posicionar temporalmente os depósitos da Formação Serra do Martins, com base somente nos atributos estratigráficos sempre foi um desafio, gerando muitas controvérsias entre os pesquisadores, visto que estes depósitos não

possuem registros bio/crono-estratigráficos que definam seu posicionamento no contexto evolutivo.

Propõe-se discutir, mesmo que de forma preliminar, o soerguimento epirogenético da Província Borborema no contexto evolutivo do relevo recente, baseando-se nos prováveis mecanismos relacionados às tensões da placa litosférica.

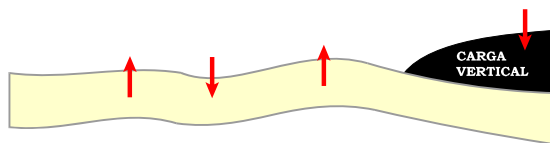
### 6.2.1. Mecanismos Epirogenéticos

Apesar dos inúmeros trabalhos abordando este tema na literatura (p. ex., Bold 1979; Karner 1986; Park e Jaroszewski 1994), as inferências aqui reportadas basearam-se no trabalho de Pluijm e Marshak (1997). Estes autores discutem de forma mais ampla, os mecanismos relacionados à epirogenia nas grandes porções cratônicas continentais.

Para Pluijm e Marshak (1997), o soerguimento intracontinental, também denominado de epirogênese, associa-se aos movimentos verticais de amplas regiões continentais, de forma homogênea; não são observados pronunciados basculamentos de blocos, nessas regiões. A variação na espessura dos sedimentos nas áreas intracontinentais apresenta-se como um elemento marcante quando relacionada ao posicionamento dos depósitos. No caso do soerguimento epirogenético de uma bacia, a espessura sedimentar é considerada como função do tempo. Todavia, em alguns casos a falta de unidades estratigráficas pode ser indicativa de um período sem deposição ou forte erosão, impossibilitando a definição da taxa de soerguimento das feições mais elevadas, como por exemplo um domo ou um arco. Pluijm e Marshak (1997) destacaram os seguintes mecanismos epirogenéticos: a) soerguimento relacionado à anomalias térmicas do manto; b) movimentos verticais por carga descompensada devido a mudança na espessura elástica da litosfera; c) ajuste do relevo devido à variação no campo de tensões intraplaca; d) flexura regional devido ao ajuste isostático de uma carga em uma margem litosférica; e) epirogenia relacionada a uma zona de subducção; f) ajuste isostático relacionado a anomalias na espessura da crosta em relação ao manto litosférico; g) basculamento de blocos associado a falhas regionais.

No contexto das serras de Portalegre-Martins e Santana, associadas à evolução da borda de uma margem passiva, as causas mais plausíveis seriam de duas ordens.

Carga flexural numa margem litosférica (Figura 6.2): este mecanismo decorre da instalação de uma carga, seja por adição de material vulcânico, por cavalgamento ou por acúmulo sedimentar, produzindo uma flexura na superfície da placa. Uma região arqueada antecede a vasta depressão causada pela carga, que puxa para baixo todo o conjunto. Devido à resistência flexural verificada na placa litosférica, a deformação não ocorre de forma localizada, promovendo a distribuição da carga e ajustando-a nas proximidades da borda, gerando pontos soerguidos e deprimidos no interior da mesma.



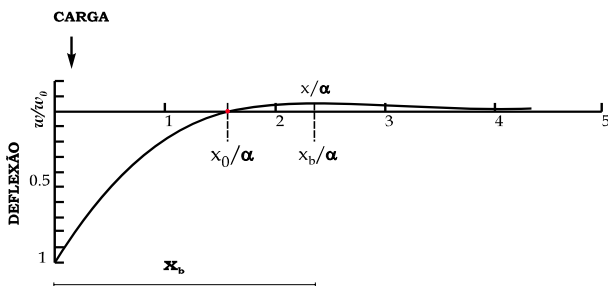
**Figura 6.2:** Ajuste isostático associado ao resfriamento de uma placa litosférica, amplificada pela deposição de uma carga sedimentar, segundo Pluijm e Marshak (1997).

No contexto da margem passiva, os processos de afinamento e rompimento litosférico geram uma depressão termicamente controlada. Por conseguinte a deflexão flexural decorrente desses processos pode provocar o soerguimento de porções interiores da placa, e o conseqüente rebaixamento de porções adjacentes.

A idéia da flexura na Província Borborema vem sendo sugerida por alguns pesquisadores, sempre de forma especulativa, como por exemplo a citação de Prates *et al.* (1981): “No final do Oligoceno inicia-se o soerguimento continental possivelmente processando um equilíbrio isostático (Braun 1971), reincidindo sobre as deformações pré-cretácicas e afetando o conjunto tectônico regional. Estes acontecimentos tornaram possível a preservação dos sedimentos correlativos da superfície elaborada no final do Cretáceo, alçada em mais de uma etapa a altitudes de 800 m (Ab´Saber 1969). O processo epirogenético atuando sob a forma de arqueamento teve como conseqüência uma simultânea flexura na costa, que fez inclinar as unidades cretácicas em cerca de 10°. Estes fatos são atribuídos ao Mioceno, em função dos diques de diabásio e basalto, que ascenderam através dos pontos de fraqueza, localizados entre as zonas de arqueamento e subsidência...”. Todavia, os estudos realizados na Bacia Potiguar por Souza (1992), Araripe e Feijó (1994) e muitos outros, indicaram que os mergulhos das camadas cretácicas não correspondem aos propostos por Prates *et al.* (1981).

Os princípios da Teoria Flexural, utilizando os parâmetros da deformação através da instalação de uma carga, foram elaborados por Turcotte e Schubert (1982). A partir das observações de uma placa tectônica, esses autores propuseram que as rochas junto à superfície possuem um comportamento rígido; contudo na escala de tempo

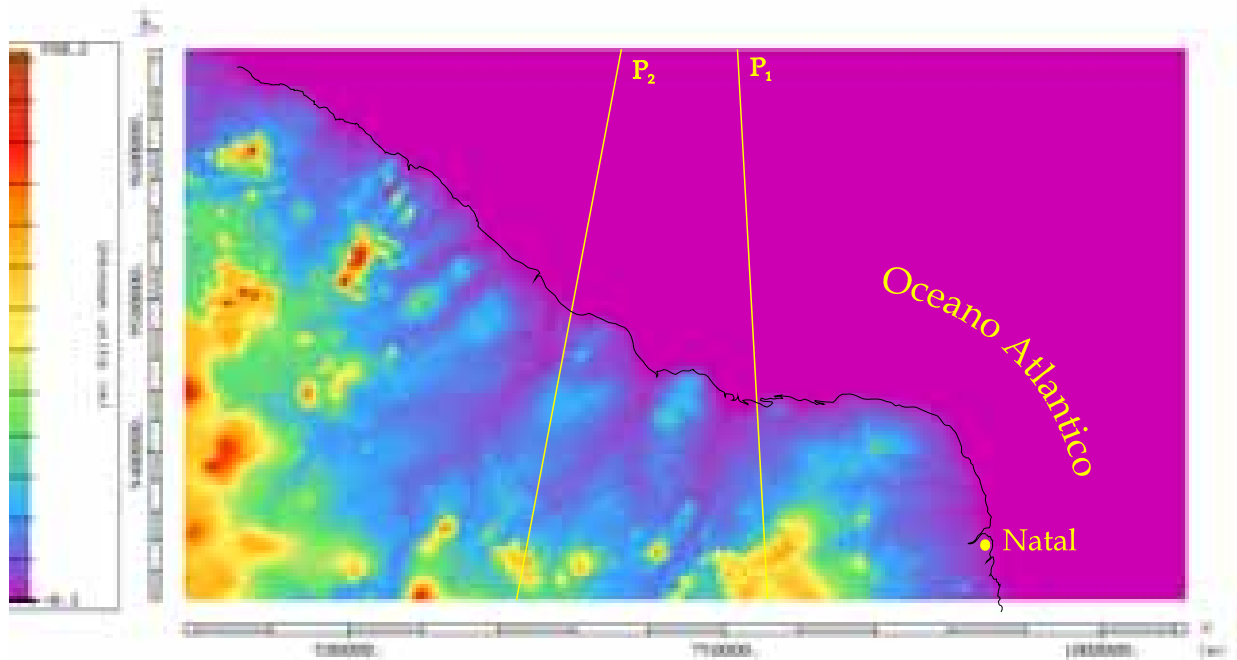
geológico podem ser tratadas como porção superior elástica de espessura variável, “flutuando” sobre o fluido mantélico. Segundo Turcotte e Schubert (1982), é possível avaliar o comportamento elástico-flexural de uma placa quando sujeita a um peso vertical devido a uma carga superficial (Figura 6.3). A partir da observação da magnitude da deflexão, podem ser obtidas algumas propriedades físicas, como a espessura elástica da referida placa. Uma das principais premissas é de que tanto a espessura quanto a deflexão sejam muito menores que a largura da placa. Na tentativa de quantificar os elementos correlacionados ao soergimento epirogenético associado à evolução de uma margem passiva, esses autores consideraram a deflexão a partir do carregamento linear em uma litosfera elástica fraturada, limitada pelo contato entre as crostas oceânica e continental.



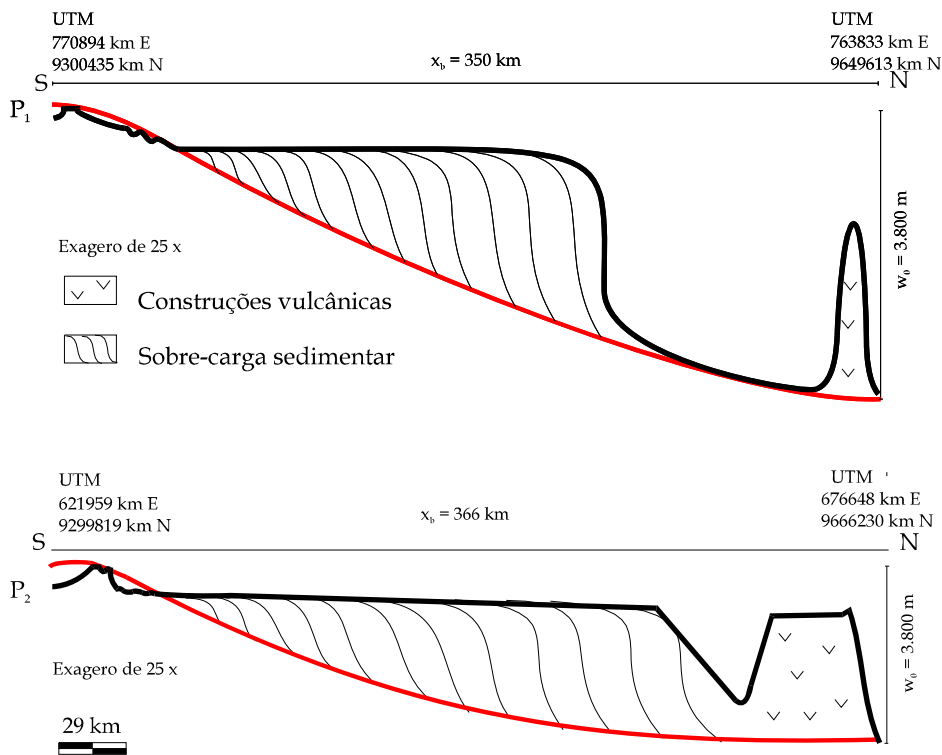
**Figura 6.3:** Representação da deflexão na litosfera elástica quando aplicado uma carga na borda, com o surgimento de uma porção soerguida como resposta flexural à carga, (Turcotte e Schubert 1982).

Como forma de testar a hipótese flexural, na forma de um exercício analítico sobre a Bacia Potiguar, aplicou-se o modelo acima discutido com a seguinte premissa: o pacote sedimentar da bacia atua como uma sobrecarga linear de direção NW-SE na placa litosférica, tendo seu processo de subsidência térmica iniciado com a ruptura litosférica no Cretáceo. Para aplicação do modelo, foram realizados dois perfis topográficos representativos da flexura da placa, iniciando na latitude  $6^{\circ} 30'$  sul até as porções profundas da plataforma continental/planície abissal, como ilustrado na Figura 6.4.

Nos perfis (Figura 6.5,  $P_1$  e  $P_2$ ), foram representadas a deflexão da placa ( $\sim 3800\text{m}$ ) e a área afetada pela deformação a partir do ponto de máximo soergimento ( $x_b$ ). Para determinar a espessura elástica as seguintes constantes foram consideradas:  $(\rho_m - \rho_w) = 2.300 \text{ kg m}^{-3}$  (diferença de densidade entre o fluido mantélico e a água);  $g = 10 \text{ m s}^{-2}$  (aceleração da gravidade);  $E = 70 \text{ GPA} = 70 \text{ Nm}^{-3}$  (Módulo de Young) e  $\nu = 0.25$  (Razão de Poisson).



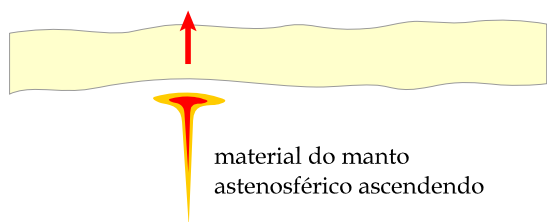
**Figura 6. 4:** Representação topográfica da porção Nordeste Oriental da Província Borborema. P1 e P2, posição dos perfis mostrando a flexura continental. Fonte: PETROBRAS



**Figura 6.5:** Representação dos perfis P<sub>1</sub> e P<sub>2</sub>, localizados na figura 6.4, a partir da latitude 6° 30' de Sul para Norte.

Os resultados mostram que a espessura elástica da placa litosférica nesta região é de aproximadamente 75 km (muito elevada), e que o parâmetro flexural ( $\alpha$ ) está em torno de 145 km. Este cálculo foi realizado apenas para testar a aplicabilidade do mecanismo no contexto da província, e considerando a dinâmica Cenozóica se faz necessário uma modelagem mais detalhada, para que seja definida de forma precisa a flexura da litosfera elástica ao longo do tempo, principalmente para avaliar o efeito de sobrecarga sedimentar da Bacia Potiguar.

Soerguimento relacionado às anomalias termais do manto (Figura 6.6): este mecanismo está geneticamente ligado a anomalias termais do manto, os quais provocam um aquecimento generalizado da litosfera, ascensão das isothermas e uma conseqüente diminuição da densidade no manto afetado, provocando uma resposta isostática que promoveria o soerguimento de áreas relativamente extensas.



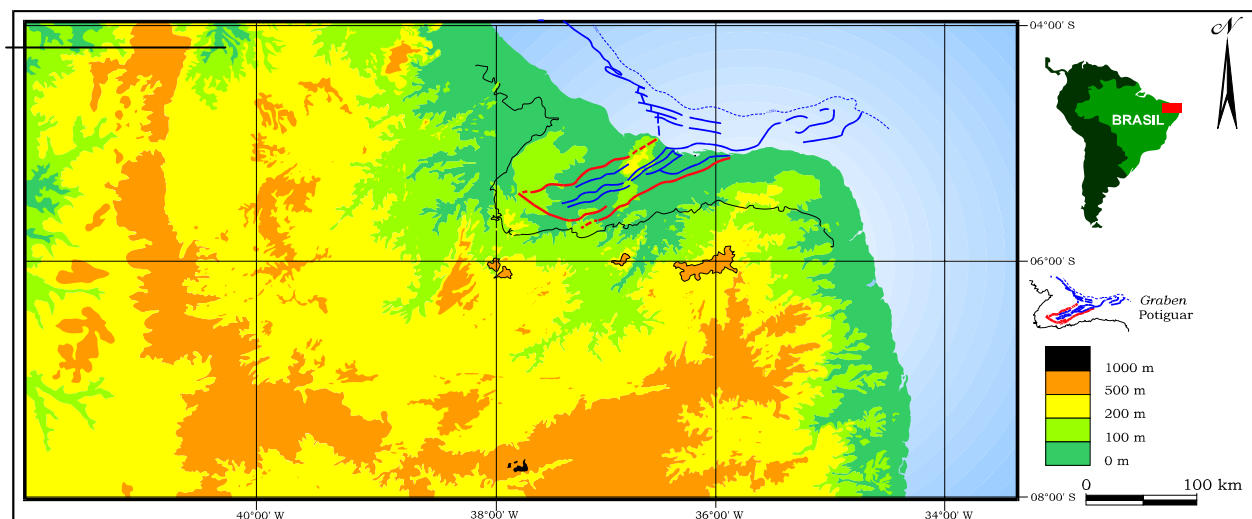
**Figura 6.6:** Soerguimento da litosfera a partir da diminuição da densidade, como decorrência da ascensão de material aquecido do manto astenosférico, segundo Pluijm e Marshak (1997).

Na região Nordeste Oriental da Província Borborema existem várias ocorrências de magmatismo a partir do Mesozóico, tais como os eventos Rio Ceará-Mirim, Cuó e Macau.

Existem algumas divergências entre os pesquisadores (p. ex., Sial 1976, Almeida 1976 in Almeida *et al.* 1988) sobre os mecanismos associados à instalação do Enxame de Diques Rio Ceará-Mirim. O primeiro atribuiu esse evento ao processo de deriva continental, enquanto o segundo correlacionou-o a um arqueamento do tipo flexura continental. Este último argumento também foi defendido por Fortes (1986 in Almeida *et al.* 1988). A instalação do vulcanismo Serra do Cuó, ao final do Mesozóico, pode ser decorrente da passagem de um centro de espalhamento oceânico ao longo da margem equatorial brasileira, como sugerido por Cremonini e Karner (1995) (ver Figura 2.6), cujo efeito termal/tectônico teria gerado uma série de processos deformativos impressos nos sedimentos da Formação Jandaíra (Pereira 1992), p. ex., como o sistema

de Falhas de Afonso Bezerra. Já o evento cenozóico (Macau) exibe um comportamento pontual no continente, onde está caracterizado por vários *plugs* de natureza alcalina alinhados segundo a direção N-S (Sial 1975), enquanto na porção *offshore* da Bacia Potiguar apresenta-se como um grande volume de rochas magmáticas intrusivas e extrusivas (R.M.D. Matos, inf. verbal). Almeida *et al.* (1988) argumentaram que, durante esse vulcanismo, as coberturas mesozóicas encontravam-se muito erodidas, visto que a maioria das ocorrências continentais estão encaixadas no substrato cristalino.

O arranjo topográfico desta porção da província apresenta uma arquitetura que lembra um grande *anfiteatro*, com um eixo segundo os grandes *trends* regionais do direção NE e a porção emersa da Bacia Potiguar (Figura 6.7). Notadamente, as grandes bacias hidrográficas (p. ex., Jaguaribe, Apodi, Piranhas), principalmente nas áreas de substrato cristalino, estão estruturadas segundo este eixo. Provavelmente esta estruturação em *anfiteatro* está condicionada pelo *trend* de *rifts* neocomianos Cariri-Potiguar (Matos 1987). Esta premissa foi discutida por Castro e Medeiros (1997) os quais, baseados em levantamentos gravimétricos, propuseram que o afinamento crustal desta porção da província configura-se segundo a implantação das bacias intracratônicas do *trend* Cariri-Potiguar, como resposta aos esforços tectônicos mesozóicos, de acordo com a deformação distensional NW-SE defendida por Matos (1987).



**Figura 6.7:** Aspecto fisiográfico da porção Nordeste Oriental da Província Borborema (Matos em preparação). Observar os platôs da Formação Serra do Martins na paisagem regional, compondo alinhamentos aproximadamente na direção E-W, no grande arcabouço em *anfiteatro*. Os níveis altimétricos, destacam, ao longo da margem equatorial, o retrabalhamento na direção NE, enquanto na margem leste destaca-se um arranjo segundo a direção E-W.

### 6.3. Contexto Estratigráfico da Formação Serra do Martins - Correlação com a Bacia Potiguar.

Não foi objetivo deste trabalho discutir os processos deposicionais e o ambiente tectônico que condicionaram a deposição da Formação Serra do Martins nos platôs estudados. Mesmo assim, propõe-se neste momento discutir, ainda que de forma simplificada, as prováveis relações estratigráficas da Formação Serra do Martins, com respeito as unidades sedimentares da Bacia Potiguar definidas na literatura.

Os arenitos das serras de Portalegre, Martins e Santana, pertencentes à Formação Serra do Martins, exibem de um modo geral uma natureza granulométrica variando de grossa a média, e subordinadamente sedimentos pelíticos associados. Menezes e Lima Filho (1997) caracterizaram para esta formação no platô de Portalegre, um sistema fluvial constituído por **depósitos de fundo de canal, preenchimento de canal e acresção vertical**, variando de entrelaçado (marcado pelos sedimentos grossos) a meandrante (ocorrência dos lamitos no topo do pacote). Esta interpretação foi estendida por Menezes (1998) aos platôs de Martins e Santana, também estudados.

Os vários trabalhos já publicados, sintetizados por Saadi e Torquato (1992), admitem que a Formação Serra do Martins teria uma área fonte localizada a sul da serra que lhe empresta o nome. A natureza quartzosa dos litotipos é atribuída a uma área fonte relativamente distante, visto que não ocorrem, nos depósitos, sedimentos de natureza conglomerática a cascalhosa, bem como seixos e blocos do substrato cristalino, material normalmente encontrados nos leques aluviais. As direções de paleocorrente encontradas exibem *trends* NW a NNE (310° a 020° Az), o que leva a interpretar, considerando os vários testemunhos no Estado da Paraíba, uma fonte instalada bem a sul das ocorrências registradas.

O posicionamento estratigráfico da Formação Serra do Martins ainda é ponto de grande discussão. As propostas existentes fundamentaram-se nos vários aspectos geomorfológicos investigados na região, segundo uma evolução climática e/ou modelos pedogenéticos propostos na literatura (p. ex., Mabesoone 1994).

Com base na multiplicidade das relações geomorfológicas e litológicas da Formação Serra do Martins e aquelas encontradas nos pacotes sedimentares da Bacia Potiguar (Figura 6.8), algumas questões são propostas sobre o posicionamento

estratigráfico e a cronologia desses depósitos, hoje soerguidos. As possíveis correlações cronoestratigráficas são:

A) os depósitos da Formação Serra do Martins seriam o registro proximal correlato ao final do ciclo transgressivo Açú-Jandaíra, com uma idade Albo-Cenomaniana (Cretáceo médio), em torno de 110-100 Ma;

B) os sedimentos seriam correlacionáveis às porções inferiores das formações Tibau-Guamaré, de idade Campaniana-Maastrichtiana (Cretáceo superior) entre 80-70 Ma, sendo associados ao evento Serra do Cuó;

C) A Formação Serra do Martins corresponderia a um evento deposicional sincrônico ao Vulcanismo Macau, do Terciário inferior, entre 45-30 Ma;

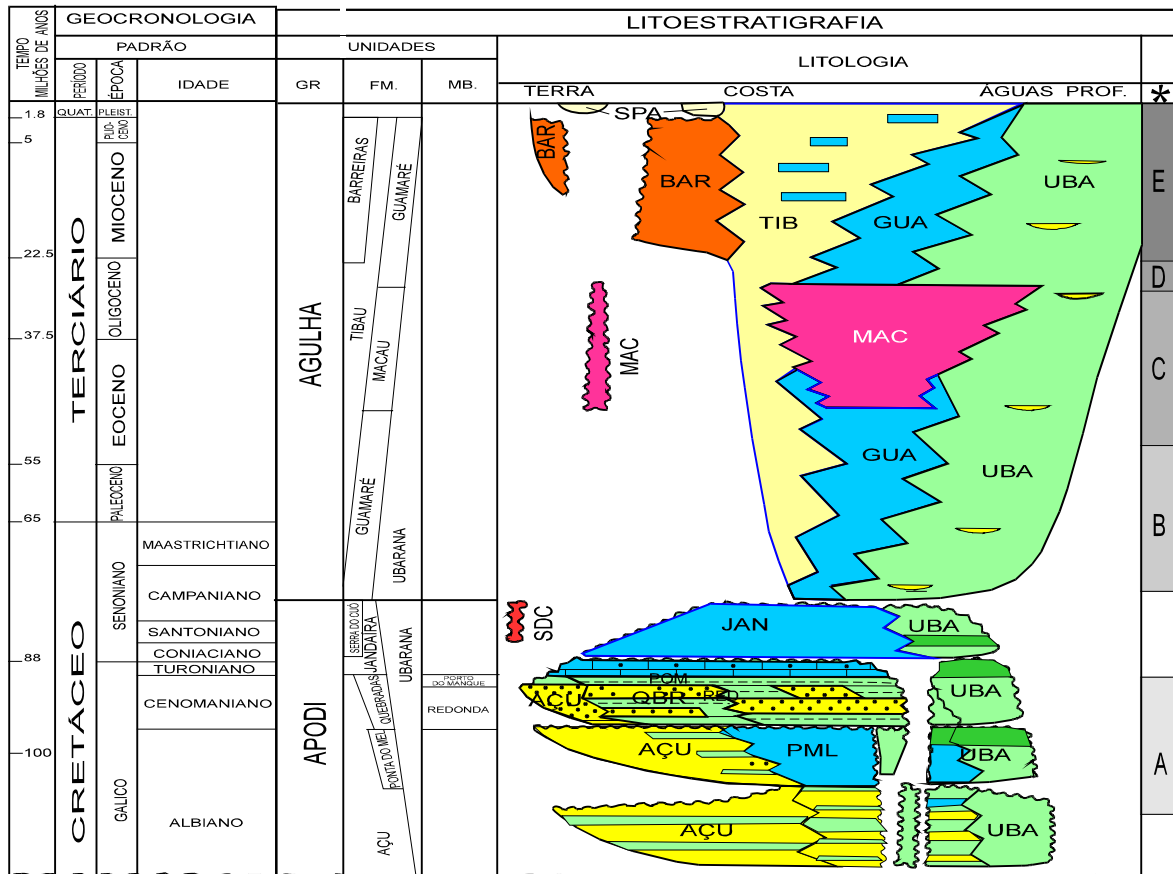
D) os pacotes sedimentares da Formação Serra do Martins resultariam de uma deposição pós-Macau e pré-Barreiras, atribuída ao Terciário (Oligo-Mioceno), entre 30 e 15 Ma;

E) A Formação Serra do Martins seria cronoestratigraficamente correlata ao momento deposicional *Grupo Barreiras* (Mioceno superior), com idade da ordem de 15 Ma, provavelmente associada à deposição dos depósitos de cascalheiras reconhecidos nos grandes rios regionais de idade mais jovem p. ex., Açú/Piranhas.

Apesar das múltiplos exemplos sugeridos pelas vinculações entre os fatores estruturais, litológicos, erosivos e geomorfológicos, dificilmente se chega a estabelecer um padrão nesse jogo de relações (Prates *et al.* 1981). Então, estabelecer o arranjo de vínculos envolvendo a Formação Serra do Martins e os demais depósitos possivelmente correlatos, encontrados nos domínios da Bacia Potiguar, requer uma análise da evolução morfo-dinâmica recente a partir dos elementos apresentados no relevo atual e sub-atual. Todavia, o limite temporal absoluto para esses depósitos não está estabelecido, devido ao não reconhecimento de marcadores que permitam o seu posicionamento estratigráfico inequívoco (p. ex., bioestratigrafia).

King (1956) propôs que a paisagem brasileira evoluiu, pelo menos a partir do Jurássico, através da intensa degradação no interior e sedimentação nas regiões litorâneas, através da regressão das escarpas e pedimentação. Segundo esse autor, nesse processo cada superfície gerada através dos processos de aplainamento seria destruída pela escarpa de um ciclo de erosão subsequente, enquanto que em locais mais baixos se desenvolveria uma nova superfície. A complexidade da evolução geomorfológica a

partir do Mesozóico está refletida pela interferência dos agentes endógenos atuantes, somados às ações climáticas, cujo retrabalhamento das expressões topográficas (morfo-esculturais) está representado pelo alinhamento de cristas e segmentos de escarpas caracterizando o recuo das vertentes (Prates *et al.* 1981).



**LEGENDA**

- Areia/ Arenito
- Carbonatos
- Argila/ argilito e Folhelho
- Basalto / Diabásio

Obs:  
 SPA: Sedimentos Praiais e aluvionares  
 POM: Porto do Mangue  
 \* Coluna com as prováveis hipóteses de cronologia da Formação Serra do Martins.

**Figura 6.8:** Coluna Estratigráfica da Bacia Potiguar, adaptada de Araripe e Feijó (1994). As unidades sedimentares representadas podem correlacionar-se com a sedimentação continental, mais especificamente a Formação Serra do Martins.

Para a **hipótese A** (ver Figura 6.8), os argumentos favoráveis à correlação da Formação Serra do Martins com as unidades aflorantes da Formação Açú são controversos. Os seguintes pontos devem ser levados em consideração: a) a distância entre os depósitos (ver anexo I) está em torno de 45 km (Anexo VI); b) o desnível topográfico observado é de 600 m, visto que os sedimentos da Formação Serra do

Martins estão alçados aos 700 m de altitude, enquanto a Formação Açú tem seu topo em aproximadamente 100 m acima do nível do mar; c) nos depósitos soerguidos da Formação Serra do Martins, Menezes e Lima Filho (1997) e Menezes (1998) identificaram elementos que caracterizam fácies do sistema fluvial com variações de entrelaçado a meandrante enquanto que, das unidades aflorantes da Formação Açú, a mais expressiva (Açú 4) está descrita como fácies do sistema estuarino a marinho raso (Vasconcelos 1990); d) os mergulhos reconhecidos para a Formação Açú nas áreas de contato com o embasamento, é de  $0,6^\circ$  a  $0,8^\circ$ , próximo aos platôs de Portalegre e Martins; e nas áreas próximas a Santana é de  $1^\circ$  (ver Anexo VI); enquanto isto, nos platôs estudados, as camadas da Formação Serra do Martins apresentam-se horizontalizadas.

Baseado nos perfis topográficos levantados (Anexo VI), esta correlação pode ser inferida; entretanto, deve ser considerado que são reconhecidas, na região, feições que comprovam eventos tectônicos de idade Cenozóica e provavelmente Recente, tornando questionável esta relação topográfica direta.

Neste trabalho, a tectônica recente foi discutida a partir da análise da rede de drenagem e das superfícies topográficas dos maciços soerguidos (Blocos Portalegre-Martins e Santana), onde constatou-se a reativação recente dos eixos regionais herdados tanto da instalação do sistema de *rifts* neocomianos, quanto de reativações no Terciário. Feições que comprovam estas deformações são o alinhamento de *plugs* vulcânicos associados ao Vulcanismo Macau na porção norte do platô de Santana e o *trend* de fraturas N-S identificado no bloco Portalegre-Martins, o qual nos domínios da Bacia Potiguar está comprovadamente associado à movimentação dos sistemas de falhas de Carnaubais e de Afonso Bezerra (Caldas 1998 e Dantas 1998).

Na **hipótese B** (ver Figura 6.8), a correlação dos depósitos da Formação Serra do Martins com a porção submersa da Formação Tibau-Guamaré apresenta-se como uma questão de difícil discussão devido à pouca quantidade de dados que sirvam de parâmetro para comparação. Analisando a coluna estratigráfica de Araripe e Feijó (1994), a Formação Tibau-Guamaré apresenta um registro contínuo desde o Cretáceo superior (Campaniano) até o Holoceno. Ao correlacionar esta unidade com a Formação Serra do Martins, sem o apoio bio/cronoestratigráfico, estende-se o intervalo de correlação para qualquer idade a partir do final do Cretáceo.

A **hipótese C** (ver Figura 6.8), mais debatida na literatura, correlaciona a Formação Serra do Martins com o evento Macau, amplamente aceito como intrusivo na Formação Serra do Martins. Ferreira e Albuquerque (1967 *in* Gomes *et al.* 1981), p.ex., mencionam a intrusão do *plug* basáltico *Cabeça de Negro* nos sedimentos da referida formação, nas proximidades de Cerro Corá. Todavia, até o momento, nenhuma relação de campo mais precisa pôde ser estabelecida, visto que não foi comprovada a existência de litotipos vulcanoclásticos ou derrames vulcânicos da Formação Macau, intercalados nos níveis sedimentares da Formação Serra do Martins.

Na **hipótese D** (ver Figura 6.8), considera-se os depósitos litorâneos da Formação Tibau correspondendo ao intervalo pós-Macau e pré-Barreiras, como correlação da Formação Serra do Martins. Esta correlação foi proposta por Campos e Silva (1965 *in* Saadi e Torquato 1992) ao sugerir que os depósitos Serra do Martins e Tibau compunham um mesmo sistema fluvial com uma fonte instalada a sul do platô de Martins. Foi definido, que o depósito soerguido seria a fácies proximal, enquanto que a Formação Tibau corresponderia à fácies distal, litorânea, desse sistema. Todavia, estudos sobre os depósitos da Formação Tibau ainda são escassos, impossibilitando no momento, uma correlação mais precisa entre esses depósitos.

Para a **hipótese E** (ver Figura 6.8), são discutidos os momentos evolutivos do relevo recente, numa interação dos processos erosivos interioranos e a deposição no litoral dos depósitos do Grupo Barreiras, e ainda o soerguimento recente dos platôs, marcado pela deposição das cascalheiras do Rio Açu.

Os depósitos classificados como Grupo Barreiras apresentam controvérsias decorrentes da heterogeneidade dos depósitos analisados. Segundo Alheiros *et al.* (1988), na região Nordeste oriental, os vários trabalhos publicados sobre o *Grupo ou Formação Barreiras* apresentam relações estratigráficas de difícil comprovação a nível regional, em especial o empilhamento lito e edafo-estratigráfico dessas unidades. Todavia, na literatura esta correlação foi amplamente discutida, p. ex., Mabesoone *et al.* (1972), a partir de estudos comparativos de superfícies de aplainamento e unidades edafo-estratigráficas. Recentemente, J. M. Morais Neto (inf.verbal) reportou, na localidade de Bananeiras (PB), unidades sedimentares da Formação Serra do Martins capeadas em discordância por sedimentos do Grupo Barreiras. A comprovação deste argumento estabeleceria a relação temporal entre estes depósitos.

As evidências do momento erosivo associado ao relevo recente, estão representadas pelos significativos depósitos de cascalheiras do Rio Piranhas/Açu (Fonseca 1996), situados em área mais próxima à linha de costa. O aspecto conglomerático a cascalhoso decorre de um fluxo de alta energia, proveniente de uma área fonte relativamente próxima. A evolução destes depósitos pode ter correlação direta com os mecanismos de soerguimento das porções interiores da província. A partir desse reconhecimento pode ser estabelecido o seguinte ponto: a bacia hidrográfica que originou os depósitos de cascalheiras do Rio Açu pode estar associada ao soerguimento dos platôs da Formação Serra do Martins, visto que os depósitos interiores soerguidos refletem um rápido soerguimento, tendo como elemento marcante desse processo a ausência de expressivos terraços instalados no sopé dos referidos platôs .

Associadas ao soerguimento foram identificadas, neste trabalho, duas superfícies erosivas denominadas de *superfícies A e B*. A *superfície A* (inferior) representa o momento erosivo caracterizado pelo desequilíbrio atual dos maciços (condicionando o recuo das vertentes e o retrabalhamento dos *anfiteatros*, Foto 6.1) e ainda pelo controle do arranjo da drenagem. A disposição da *superfície B*, levemente basculada, para o norte decorre da movimentação dos blocos associado a um evento de reativação dos *trends* regionais no Recente, representando o momento erosivo dos platôs da Formação Serra do Martins provavelmente correlato à deposição das cascalheiras ao longo dos grandes cursos d'água, nas áreas analisadas seriam os rios Rio Açu e Apodi.

Muitos questionamentos ainda persistem com relação ao momento deposicional da Formação Serra do Martins, em relação ao seu nível de base, e os depósitos contemporâneos sedimentados no litoral durante a deposição no interior. Também subsistem dúvidas sobre os mecanismos e o momento de soerguimento dos depósitos. Dentre as hipóteses levantadas, percebe-se a falta de marcadores bio/crono/geocronológicos que estabeleça correlações mais precisas.



**Foto 6.1:** Observar o recuo das vertentes no retrabalhamento dos *anfiteatros* recentes, na porção sudoeste do platô de Portalegre/RN.

#### **6.4. Considerações Finais**

Com relação ao quadro evolutivo no contexto dos platôs estudados, a partir dos objetivos propostos e da análise da rede de drenagem e elementos morfo-esculturais, os seguintes parâmetros foram constatados:

- Nos platôs estudados, os argumentos que enfatizam a estruturação do relevo recente, reconhecidos a partir das feições morfo-estruturais realçadas em foto-lineamentos nos produtos de sensoriamento remoto, expressam a reativação das direções (ver anexo I) herdadas ao substrato precambriano, durante o Mesozóico.

- Ao longo da latitude 6° sul em *trend* sub-paralelo associado os grandes lineamentos E-W (p. ex., Patos e Lajes), um alinhamento de “serras” esculpidas em diversas unidades litológicas, dentre elas Portalegre, Martins e Santana, capeadas pelos sedimentos da Formação Serra do Martins, atua como um grande divisor de águas regional, provavelmente soerguido no Cenozóico. Exibe o retrabalhamento das grandes vertentes morfo-esculturais de acordo com o eixo dos foto-lineamentos NE e NW (ver

Anexo I), fortalecendo a idéia da reativação deste *par estrutural regional* em idade cenozóica, identificada a partir dos elementos morfo-tectônicos nos domínios dos blocos analisados.

- A reativação do arranjo estrutural no Terciário superior está marcado pelo reconhecimento de um alinhamento de *plugs* vulcânicos da Formação Macau segundo a orientação NE de uma fratura regional.

- As discussões das várias hipóteses de correlação dos sedimentos soerguidos com os demais depósitos nos domínios da Bacia Potiguar, mostram a carência de dados e parâmetros na composição do modelo evolutivo do relevo da Província e, por conseguinte, da Formação Serra do Martins.

### **6.5. Recomendações**

Decorrente do que foi exposto percebe-se que muito ainda precisa ser pesquisado sobre os depósitos soerguidos, identificados no interior da Província Borborema. O desenvolvimento de técnicas contemporâneas de investigação geológica, como p. ex., sensoriamento remoto, métodos geofísicos, análise da rede de drenagem, tem possibilitado a re-interpretação de áreas problemáticas na tentativa de compreender a dinâmica evolutiva da paisagem Nordestina durante o Cenozóico e no período recente.

Para continuidade dos estudos aqui iniciados, recomenda-se as seguintes técnicas que auxiliem na composição do quadro evolutivo para caracterizar, ou pelo menos fomentar os questionamentos sobre o contexto crono-estratigráfico dos depósitos da Província Borborema a partir do Mesozóico. Estas técnicas seriam:

- A continuidade da **Análise Morfo-Tectônica** a nível de detalhe, nos demais platôs do Rio Grande do Norte e Paraíba, bem como no substrato cristalino adjacente, com a finalidade de caracterizar de forma precisa algum marcador que auxilie na compreensão do modelo morfo-dinâmico regional.

- **Aplicação de Métodos de Sísmica Rasa e Eletroresistividade** para definir com detalhe as espessura dos depósitos, bem como suas discontinuidades litológicas e/ou estruturais.

- **Estudo de Proveniência de Assembléias de Minerais Pesados** nos vários depósitos soerguidos, bem como nos depósitos que ocorrem regionalmente, visando definir as assinaturas associadas para estabelecer a relação estratigráfica entre eles. Como exemplo, Sousa (1998), baseando-se na maior ou menor concentração de minerais pesados (instáveis ou pouco instáveis) como reflexo das condições climáticas associadas ao desenvolvimento dos depósitos ao longo do Rio Açu, reforça as diferentes idades para a Formação Açu, os depósitos de cascalheiras, o Grupo Barreiras e ainda outros depósitos recentes. Propõe-se que este tipo de estudo seja estendido aos demais depósitos meso-cenozóicos do Estado (inclusive nos platôs estudados), para definir os aspectos climáticos reinantes durante ou após a deposição dos sedimentos, e estabelecer a contemporaneidade desses depósitos.

- O **Estudo da Diagenêse e dos Cimentos** associados aos depósitos, bem como a **Geoquímica das Argilas**, para definir a intensidade de soterramento dos mesmos.

- Adicionalmente, é sugerido a continuidade dos estudos de **Sensoriamento Remoto**, para permitir um maior detalhamento da morfo-estrutura observada nas áreas estudadas.

- Por fim, a aplicação de alguma técnica geocronológica (p. ex., **Traço de Fissão**), que permita inferir a provável idade do soerguimento da Província Borborema.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Ab'Saber, A.N. 1953. O Planalto da Borborema na Paraíba. *Bol. Paul. Geogr.* **13**: 54-63.
- Ab'Saber, A.N. 1956a. Significado geomorfológico da rede hidrográfica do Nordeste oriental brasileiro. *Notícia Geomorfo.* **2**: 35-40.
- Ab'Saber, A.N. 1956b. Depressões periféricas e depressões semi-áridas no Nordeste do Brasil. *Bol. Paulista de Geogr.* **22**: 3-18.
- Ab'Saber, A.N. 1969. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste brasileiro. Univ. São Paulo, Inst. Geografia, Geomorfologia, 19:38p.
- Alheiros, M.M. e Lima Filho, M.F. 1991. A Formação Barreiras. In: *Estudos Pesquisas.*, Recife, Depto. Geologia-UFPE, 10: 89-97.
- Alheiros, MM.; Lima Filho, M.F.; Monteiro, F.A.J. 1988. Sistemas deposicionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. In: SBG/Norte, Congr. Bras. Geol., 35, Belém, *Anais*, **2**: 753-760.
- Almeida, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Ministério da Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Rio de Janeiro, *Bol. Div. Geol. Mineral.* 241p.
- Almeida, F.F.M. ; Carneiro, C.D.R.; Dehira, L.K.; Machado Júnior, D.L. 1988. Magmatismo pós-paleozóico no Nordeste Oriental Brasileiro. *Rev. Bras. Geoc.*, **18**(4): 451-462.
- Almeida, F.F.M. ; Carneiro, C.D.R. e Mizusaki, A.M.P. 1996. Correlação do magmatismo da bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Rev. Bras. Geoc.*, **26**(3): 125-138.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol.do NE, 2, Campina Grande, *Anais*, 242-258.
- Amaro, V.E. 1998. *Contexto Geodinâmico e Assinaturas Geofísicas das ZC's Litosféricas da Porção Extremo NE da Província Borborema, através do Processamento Digital de Imagens.* Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 397p.
- Amaro, V.E.; Jardim de Sá, E.F. e Vauchez, A. 1991. Foto-análise preliminar dos lineamentos brasileiro da porção central da Província Borborema. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. do NE, 14, Recife, *Anais*, **12**: 306-309.
- Archanjo, C.J. e Galindo, A.C. 1995. Emplacement in an extensional setting of the charnockitic-mangeritic association of Umarizal-RN, NE Brazil. In: SBG/Norte, Symp. on Rapakivi Granites and Related Rocks, Belém , *Abst.*, 12.
- Araújo, M.G.S. 1995. Mapeamento geológico da região de Lucrécia-RN. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Relatório de Graduação, 75p.
- Araripe, P.T. e Feijó, F. 1994. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da PETROBRAS.* **8**(1):127-141.
- Assumpção, M. 1989. Patterns of focal mechanism and seismic provinces in Brazil, Proc. I Cong. Braz. Geophys. Soc., **1**: 467-472.

- Assumpção, M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal Geophysical Research.*, **97(138)**:11889-11903.
- Assumpção, M.; Suarez, G. e Veloso, J.A.V. 1985. Fault plane solutions of intraplate earthquakes in Brazil: some constraints on the regional stress field. *Tectonophysics.* **113**: 283-293.
- Assumpção, M.; Takeya, M.K.; Ferreira, J.M. Costa. J.M. e Sophia 1989. Cálculo de magnitude e relação frequência-magnitude dos sismos de João Câmara, RN. *Rev. Bras. Geol.* **7**: 107-116.
- Bertani, R.T.; Costa, I.G.; Matos, R.M.D. 1990. Evolução Tectono-Sedimentar, Estilo Estrutural e "Habitat" do Petróleo da Bacia Potiguar Emersa. In: Raja Gabaglia, G.P. e Milani, E.J. (ed.) *Bacias Sedimentares*. PETROBRAS, 291-309.
- Bertani, R.T.; Neto, A.F.A.; Matos, R.M.D. 1987. O Habitat do Petróleo da Bacia Potiguar Emersa. *Boletim de Geociências da PETROBRAS.* **1(1)**:41-49.
- Beurlen, K. 1967. A estrutura geológica do Nordeste brasileiro. In: SBG/Sul, Congr. Bras. Geol., 21, Curitiba, *Anais.*, **21**: 151-158.
- Beurlen, K. 1971. Bacias sedimentares no Bloco brasileiro. *Est. Sedim.*, **1(2)**: 7-31.
- Bezerra, F.H.R.; Lima Filho, F.P.; Amaral, R.F.; Caldas, L.H.O.; Costa Neto, L.X. 1997. Quaternary Coastal Tectonics and Sea-Level Changes in a Passive Margin: The Example of Northeastern Brazil. In: Quaternary Coastal Tectonics Meeting. *Abstracts volume.*
- Bezerra, F.H.R.; Lima Filho, F.P.; Amaral, R.F.; Caldas, L.H.O.; Costa Neto, L.X. 1998. Using beachrock and hydro-isostatic predictions to identify Holocene coastal tectonics in NE Brazil. *Coastal Tectonics Geological Society Special Publication.* In press.
- Bezerra, F.H.R.; Saadi, A.; Moreira, J.A.M.; Lins, F.A.P.L.; Nogueira, A.M.B.; Macedo, J.W.P.; Lucena, L.F. e Nazaré Jr., D. 1993. Estruturação neotectônica do litoral de Natal-RN, com base na correlação entre dados geológicos, geomorfológicos e gravimétricos. In: Simp. Nac. Est. Tecto., Belo Horizonte, *Anais*, **12**: 317-321.
- Bigarella, J.J. 1975. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc. Supl.* **47**: 365-393.
- Bigarella, J.J. e Andrade G.O. 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Arq. Inst. Ciênc. Terra, Univ. Recife*, **2**: 1-14.
- Brasil, R.C.O.; Coriolano, A.C.; Melo, F.T.L.; Silva, M.G.; Campelo, R.C.; Lima, R.G.; Silva, E.R.; Silveira, F.V., Jardim de Sá, E.F. e Souza, Z.S. 1995. Mapeamento do Precambriano da região de Santana do Matos, Faixa Seridó (RN). In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 16, Recife/PE, *Boletim 14*, **1**:150-155.
- Caldas, L.H.O. 1996. *Geologia Costeira da Região de São Bento do Norte e Caiçara, Litoral Norte Potiguar.* Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Relatório de Graduação, 83p.
- Caldas, L.H.O. 1998. *Estudo Geológico e Geofísico da Falha de Carnaubais, Bacia Potiguar - RN, e Implicações Neotectônicas.* PPGG/UFRN, Natal/RN, Dissertação de Mestrado, 89p.

- Caldas, L.H.O.; Medeiros, W.E.; Dantas, E.P.; Jardim de Sá, E.F. 1997a. Caracterização geológica de uma estrutura na borda leste do *Graben* de Umbuzeiro, Bacia Potiguar/RN, e implicações neotectônicas. In: SBGf, Cong. Inter. Soc. Bras. Geof., 5, São Paulo, *Res. Expandidos*, 885-888.
- Caldas, L.H.O.; Coriolano, A.C.; Dantas, E.P.; Jardim de Sá, E.F. 1997b. Os Beachrocks no Litoral do Rio Grande do Norte: Potencial como Marcadores Neotectônicos. In: SBG, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza, *Boletim 15*, 369-374.
- Castro, C. 1985. Relevo do Nordeste. Fanerozóico Nordestino. *Série D textos didáticos*. UFPE/Recife. 1: 54-55.
- Castro D.L de ; Medeiros Walter E. 1997. Afinamento crustal associado à implantação das bacias intracratônicas do trend Cariri-Potiguar. In: SBG, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza, *Boletim 15*, 334-338.
- Christofolletti, A. 1981. *Geomorfologia Fluvial*. 1.O canal fluvial. Blucher. 313p.
- Coriolano, A.C.F. 1998. *Mapeamento geológico-estrutural ao longo da Falha de Samambaia-João Câmara (RN)*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Relatório de Graduação, 83p.
- Coriolano, A.C.F.; Jardim de Sá, E.F.; Cowie, P.A; Amaral, C. 1997. Estruturas Frágeis no Substrato da Região de João Câmara (RN): Correlação com a Falha Sísmica de Samambaia? In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza, *Boletim 15*: 325-329.
- Corsini, M.; Vauchez,A.; Archanjo, C.J. e Jardim de Sá, E.F. 1991. Strain transfer at a continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos-Seridó belt system, NE Brazil. *Geology*, **19**: 585-589.
- Crandall, R. 1910. Geographia e Geologia, supprimento d'água, transportes e açudagem nos estados orientais do norte do Brasil, Ceará, Rio Grande do Norte e Parahiba. IFOCS. 131p.
- Cremonini, O. A.. 1993. *Caracterização estrutural e evolução tectônica da área de Ubarana, porção submersa da Bacia Potiguar, Brasil*. Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 143p.
- Cremonini, O. A.. 1995. A reativação tectônica da Bacia Potiguar no Cretácio Superior. In: Simp. Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, *Anais*, **1**: 277-280.
- Cremonini, O.A. e Karner, G.D. 1995. Soerguimento Termal e Erosão na Bacia Potiguar Submersa e seu Relacionamento com a Evolução da Margem Equatorial Brasileira. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. do NE, 16, Recife, *Boletim 14*, 181-184.
- Cremonini, O. A.; Goulart, J.P.M.; Soares, U.M.1996. O rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. In: UNESP, Simpósio sobre o Cretáceo do Btrasil, 4, São Paulo, *Boletim*, 89-93.
- Czajka, W. 1959. Estudos geomorfológicos do Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geog.*, **20**(2): 135-180.
- Damasceno, J.M. 1981. *Fácies carbonáticas da Formação Jandaíra na região de Guamaré, Rio Grande do Norte*. DG/CT/UFPE, Recife/PE, Dissertação Mestrado, 181p+anexos. (Inédito.)
- Dantas E.L.; Cordani, U.; Van Schmus, W.R.; Hackspacher, P.C.; Brito Neves, B.B. de; Nutman, A.P. 1995. Terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldas

- Brandão na Província Borborema. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 15, Recife, *Boletim*, 2: 423-427.
- Dantas, E.P. 1998. *Gravimetria e sensoriamento remoto: uma aplicação no estudo da tectônica recente entre Macau e São Bento do Norte (RN)*. PPGG/UFRN, Natal/RN, Dissertação de Mestrado, 97p.
- Dantas, E.P.; Caldas, L.H.O.; Castro, D.L.; Jardim de Sá, E.F. 1997. Gravimetria e Sensoriamento Remoto Aplicados na Caracterização do Lineamento de Afonso Bezerra e do Sistema de Falhas Carnaubais (RN). In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza, *Boletim* 15, 343-347.
- Deffontaines, B. 1989. Proposition of a morpho-néotectonic method. Application in the Fougères area, Oriental Britany, France. *Bull. INQUA N.C.* **12**: 48-52. (summary.)
- Deffontaines, B. 1990. *Développement d'une méthodologie morpho-néotectonique et morpho-structurale; analyse des surfaces enveloppes du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrain; applications au Nord-Est de la France*. Université de Paris, Thèse de Geologie, 230p.
- Deffontaines, B. 1991. Contribution of drainage network analysis to neotectonics. Method and application in France. *Bull. INQUA N.C.* **14**: 16-17.
- Deffontaines, B.; Cadet, J.P. e Fourniguet, J. 1992. L'analyse des surface enveloppes appliquée à l'étude morpho-structurale de l'est de la France. *Geodinamica Acta*, 5: 279-292.
- Demangeot, J. 1960. Essai sur le relief du Nord-est Brésilien. *Ann. de Géog., Paris.* **69** (372): 157-176.
- Doornkamp, J.C. 1986. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. *Journal of the Geological Society.*, **143**:335-342.
- Dresch, J. 1957. Les problèmes géomorphologiques du Nord-Est Brésilien. *Bull. Ass. Géog. Français. Paris.* **263/264**: 48-59.
- Feio, M. 1954. Notas acerca do relevo da Paraíba e Rio Grande do Norte. *Rev. Fac. Fil. PB.* **1**: 131-137.
- Ferreira, J.M. 1983. Seismicity of northeastern Brazil. Univ. São Paulo, Inst. Astron. E Geof. Dissertação de mestrado (não paginado).
- Ferreira, J.M. 1997. *Sismicidade e esforços no Nordeste do Brasi.*, Instituto de Astrofísica e Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 126p.
- Ferreira, J.M. e Assumpção, 1983. Sismicidade do Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geof.* **1**: 67-88.
- Ferreira, J.M.; Bezerra, F.H.R.; Souza Neto, J.A. Assumpção, M. e Pearce, R.G. 1990. Avaliação preliminar do risco sísmico no Nordeste do Brasil. In: SBG/Nordets, Congr. Bras. Geol., 36. Natal. *Resumos*, 237.
- Ferreira, J.M.; Takeya, M.K. e Oliveira, R.T.1987a. Sismicidade induzida pelo reservatório da Barragem de Açú. In: SBGf, Congr. Bras. Geof, 3, *Anais*, 658-663.
- Ferreira, J.M.; Takeya, M.K.; Costa, J.M.; Moreira, J.A.M.; Assumpção, M.; Veloso, J.A.V. e Pearce, R.G. 1987b. A continuing intraplate earthquake sequence near João Câmara, northeastern Brazil-preliminary results. *Geophys. Res. Lett.* **14** (10): 1042-1045.

- Ferreira, J.M.; Takeya, M.; Menezes, E.; Ayres, A. e Assumpção, M. 1989. The Graires CE, earthquake of March 31, 1988 (4.1 and 3.9 mb): another examples of strike-slip faulting in northeastern, Brazil. In: SBGf, Cong. Bras. Geof., Rio de Janeiro, 1.
- Ferreira, J.M.; Oliveira, R.T.; Takeya, M. e Assumpção, M. 1995. Superposition of local and regional stress in NE Brazil. In: SBGf/Cong. Inter. Soc. Bras. Geof., 2, Rio de Janeiro, *Res. Expandidos*, 1025-1028.
- Fonseca, V.P. 1996. *Estudos Morfo-tectônicos na área do baixo curso do Rio Açu (Açu-Macau. Rio Grande do Norte*. Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 103p.
- Fonseca, V.P. e Saadi, A. 1995. *Feições Geomorfológicas Associadas à Confluência dos rios Açu e Pataxós (Açu-Ipanguaçu-Itajá) RN*. In: SBG/Nordeste, Simp. de Geol. do NE, 16, Recife, *Boletim 14*, 191-194.
- Fonseca, V.P.; Jardim de Sá, E.F.; Coriolano, A.C.F. 1995. Análise morfo-tectônica na área da Grota da Ferveadeira, serra de Santana-RN. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 16, Recife, *Resumos*, 177-180.
- Françolin, J.B.L.e Szatmari, P. 1985. Mecanismos de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. In: Congr. Bras. Paleontologia, 9, Fortaleza, (inédito).
- Françolin, J.B.L.e Szatmari, P. 1987. Mecanismos de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*. **17(2)**:196-207.
- Françolin, J.B.L.; Cobbold, P.R. e Szatmari, P. 1994. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *Journal of Structural Geology*. **16(5)**:647-661.
- Gomes, J.R.C.; Gatto, C.M.P.P.; Souza, G.M.C.; Luiz, D.S.; Pires, J.L.; Teixeira, W. 1981. Geologia e mapeamento regional. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. Folhas SB. 24/25 Jaguaribe/Natal. Rio de Janeiro, 1981. (Levantamento de recursos naturais, 23), 27-176.
- Hackspacher, P.C.; Oliveira, D.C. 1984. A evolução Estrutural das Zonas de Cisalhamento Portalegre e Santa Mônica-RN. In: SBG/Sudeste, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 6:1679-1692.
- Hackspacher, P.C.; Corsino, A.R.; Srivastava, N.K. e Tiriba, V.F. 1985. A falha de Afonso Bezerra como evidência de significativo tectonismo frágil NW-SE na Bacia Potiguar emersa. *Boletim DG/CCE/UFRN* **10**: 33-44.
- Harland, W.B.; Cox, A.V.; Llewlllyn, P.G.; Pickton, C.A.G.; Smith, A.G. e Walters, R. 1982. *A Geologic Time Scale*, 131 pp., Cambridge University Press, New York.
- Hasui, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop de Neotectônica e sedimentação cenozóica no Sudeste brasileiro, 1, Belo Horizonte, *Boletins*, **11**:1-32.
- Holder Neto, F. e Silva, E.J.B. 1974. Formação Campos Novos: nova unidade estratigráfica no nordeste brasileiro. *Estudos sedimentológicos*. Vol 3/4, p. 1-225.
- Jardim de Sá, E. F., 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, n 3, 803 p + anexos.

- Jardim de Sá, E.F.; Medeiros, W.E. e Castro, D.L. 1997. Contribuição da gravimetria aos modelos de estruturação crustal da Província Borborema, nordeste do Brasil. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. do NE, 17, 1: 352-357.
- Karner, G.D. e Watts, A.B. 1982. On Isostasy at Atlantic-type continental margins. *J. Geophys. Res.* 87: 2923-2948.
- Kegel, W. 1957. Contribuição ao estudo da bacia costeira do Rio Grande do Norte. Dep. Nac. Prod. Mineral, Div. Geol. Min., Bol. 170: 52p.
- King, L. 1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geog.* Rio de Janeiro. 18 (2): 147-266.
- Leterrier, J.; Jardim de Sá, E.F.; Macedo, M.H.F.; Amaro, V.E. 1990. Magmatic and geodynamic signature of the Brasiliano Cycle plutonism in the Seridó Belt, NE Brazil. In: SBG/Nordeste, Cong. Bras. Geol., 36, Natal, *Boletim Resumos*, p 167.
- Lima C.C.; Viviers M.C.; Moura J.R.S.; Santos A.A.M.; Carmo I.O. 1990. O Grupo Barreiras na Bacia Potiguar: Relações entre o padrão de afloramentos, estruturas pré-Barreiras e Neotectonismo. In: SBG/Nordeste, Cong. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, 2:607-620.
- Lima, E.A.M. *et al.* 1980. Projeto scheelita do Seridó. Relatório final. Recife, DNPM/CPRM. 35v.
- Lima, M.S. 1983. Aspectos geomorfológicos do médio rio Potengi, Rio Grande do Norte. DG/CT/UFPE, Recife/PE, Dissert. de Mestrado, 86p+anexos. (Inédito.)
- Lobo, H.R.C e Mabesoone, J.M. 1984. Pedologia Geológica das áreas de ocorrência do intemperismo cenozóico oriental: 1. Intemperismo Morfo-geológica de perfis de solo. In: *Série B textos didáticos*. UFPE/Recife. 6/7: 17-39.
- Lucena, L.R.F. 1997. Aspectos Genéticos do Sistema lacustre do Bonfim, Nísia Floresta-RN. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza, *Boletim*, 15: 172-176.
- Mabesoone J.M. 1986. Uma nova aproximação na análise faciológica de depósitos fluviais. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 10, João Pessoa, *Boletim*, 15-19.
- Mabesoone, J.M. 1994. Sedimentary basins of Northeast Brazil. *Special publication 2*. Depto. Geolo. UFPE. 310p.
- Mabesoone, J.M. e Silva, J.C. 1991. Aspectos Geomorfológicos. *Est. Geológicos*. 10: 131-132.
- Mabesoone, J.M. e Castro, c. 1975. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste Brasileiro. *Boletim SBG-NE*, Recife. 3: 5-36.
- Mabesoone, J.M. e Rolim, J.L. 1972. Quaternário do Nordeste Oriental do Brasil. *Est. Sedim.* 3/4: 89-130.
- Mabesoone J.M. e Rolim, J.L. 1974. Estratigrafia do quaternário continental do nordeste brasileiro. In: SBG/Sul, Cong. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, 3: 59-64.
- Mabesoone, J.M. e Rolim, J.L. 1982. Problemas estratigráficos e sedimentológicos de Cenozóico nordestino. *Série B textos didáticos*. UFPE/Recife. 5: 7-18.
- Mabesoone, J.M; Campos e Silva, A. e Beurlen, K. 1972. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Rev. Bras. Geoc.* 2: 173-188.

- Martins, G e Oliveira, D.C. 1992. O Enxame de Diques Rio Ceará-Mirim (EDCM) no contexto da abertura do Oceano Atlântico. *Revista de Geologia de Fortaleza*. 5:51-78.
- Matos, R.M.D. 1987. Sistema de rifts cretáceos do Nordeste brasileiro. Rio de Janeiro, PETROBRAS/DEPEX/CENPES; atas 1º Semin. Tect. Petrobras (Tecto. 1): 126-159.
- Matos, R. M. D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, 11 (4): 766-791.
- Menezes, M.R.F. 1998. *Estudo sedimentológico e caracterização estrutural da Formação serra do Martins/RN*. PPGG/UFRN, Natal/RN, Dissertação de Mestrado, 160p.
- Menezes, M.R.F.; Fonseca, V.P. e Saadi, A. 1997. Análise Morfo-tectônica na Serra de Santana (RN) e correlações com as estruturas regionais. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza, *Resumos*, 396-400.
- Menezes, M.R.F. e Lima Filho, F.P. 1997. Estudo faciológico na Formação Serra do Martins, Serra de Portalegre-RN. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza, *Resumos*, 193-198.
- Milani, E.S. 1990. Estilos estruturais em bacias sedimentares - revisão conceitual. In: De Raja Gabaglia e Milani, E.S. (coords.). *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*, PETROBRAS, 75-96.
- Miranda, F. M. e Srivastava, N. K. 1984. Evidências de reativações tectônicas quaternárias na área de Macauzinho, estuário do rio Açú no litoral norte do Rio Grande do Norte. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 11, Natal, *Atas*, 157-164.
- Moraes, L.J. 1924. Serras e montanhas do Nordeste. IFOCS. 2vol.
- Nascimento, A. 1997. *Estudo da sismicidade induzida pelo reservatório da Barragem do Assu (RN)*. PPGG/UFRN, Natal/RN, Dissertação de Mestrado, 89p.
- Oliveira, D.C.; Matos, R.M.D. e Soares, U.M. 1993. Contribuição ao estudo das estruturas rasas na Bacia Potiguar: análise estrutural do afloramento de Afonso Bezerra (RN) e adjacências. In: Simp. Nac. Est. Tecto., 4, Belo Horizonte, *Anais*, 306-311.
- Ollier, C.D. 1981. Tectonics and landforms. In: Logman ed. *Geomorphology Texts*. Londres. (6):160-180.
- Panizza, M. 1982. Introduction to the neotectonic problems. In: Lat.-Amer. Regional Confer. Rio Claro. Atas: 48-55.
- Park. R.G. e Jaroszewski, W. 1994. Craton tectonics, stress and seismicity. In: Hancock, P.L. (ed.) *Continental deformation*. Pergamon Press, 200-222.
- Pereira, M.J. 1992. Considerações sobre a estratigrafia do Cenomaniano-Santoniano em algumas bacias marginais brasileiras e sua implicação na história tectônica e sedimentar da margem continental. Rio de Janeiro, *Bol. de Geoc. PETROBRAS*. 6(3/4): 171-176.
- Pluijm, B.A. van der, Marshak, S. 1997. Tectonics and regional deformation: the U.S. continental interior. In: McGraw Hill (ed.) *Earth structure and introduction to structural geology and tectonics*. New York, 465-472.
- Prates, M.; Gatto, L.C.S. e Costa, M.I.P. 1981. Geomorfologia. In: RADAMBRASIL, 1981. Projeto RADAMBRASIL, vol. 23. p. 301-348.

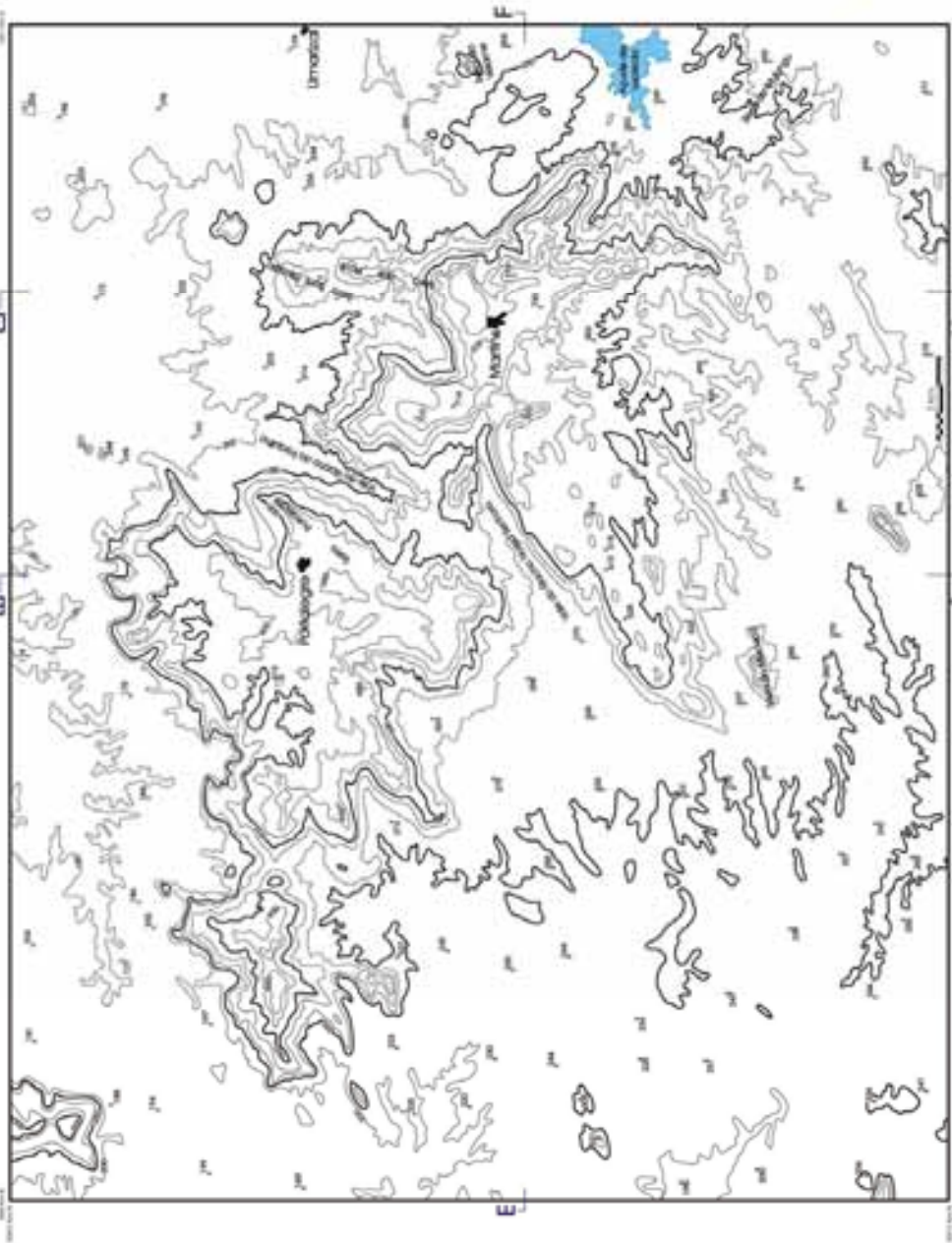
- Rocha Filho, O.G. 1992. Mapeamento geológico e análise morfotectônica do médio rio Açu. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório Graduação. 77p+anexos. (Inédito.)
- Rolim, R.L. 1985. Bacias Mesozóicas do interior do Nordeste do Brasil. Fanerozóico Nordestino. In: *Série D textos didáticos*. UFPE/Recife. 1:38-54.
- Saadi, A. 1993. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretações preliminares. *Geonomos*. (11):1-15.
- Saadi, A. e Torquato, J. R. 1992. Contribuição à neotectônica do estado do Ceará. *Rev. Geol. UFC*, 5: 5-38.
- Salim, J.; Lima M.S. e Mabesoone, J.M. 1973. Feições geomorfológicas do Rio Grande do Norte. In: SBG/BA-SE, Cong. Bras. Geol., 27, Aracaju, Atas: 227-228.
- Salim, J.; Lima, M. S. e Mabesoone, J. M. 1979. Vales estruturais no litoral leste do Rio Grande do Norte. *Boletim Núc. SBG/NE* 4: 41-47.
- Sial, A. N. 1975. Significado tectônico do posicionamento de rochas basálticas pós-paleozóicas do Nordeste do Brasil. *Boletim Núc. SBG/NE*. 3: 37-47.
- Sial, A. N. 1976. The post-Paleozoic vulcanism of Northeast Brazil and its tectonic significance. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 48: 299-312.
- Sousa, D.C. 1998. *Caracterização dos Minerais Pesados Aplicada a Distinção de Unidades Estratigráficas. Área Açu-RN*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Relatório de Graduação, 47p.
- Souza, S.M. 1982. Atualização da Litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: SBG/BA-SE, Cong. Bras. Geol., 32, Salvador, Anais, 5:2392-2406.
- Souza, Z.S.; Martin, H.; Macedo, M.H.F.; Peucat, J.J.; Jardim de Sá, E.F. 1993. Un segment de croûte continentale juvénile d'âge protérozoïque inférieur: le Complexe de Caicó (Rio Grande do Norte, NE-Brésil). *C.R. Acad. Sci., Paris III*, t. 316: 201-208.
- Srivastava, N.K. e Corsino A.R. 1984. Os carbonatos de Touros: Petrografia e Estratigrafia. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 11, Recife, Atas, 165-176.
- Stewart, J. S. e Hancock, P.L. 1994. Neotectonic. In: P.L. Hancock. *Continental Deformation*. Pergamon Press, London, p. 370-404.
- Strahler, A.N. 1952. *Physical Geography*. Wiley International Edition, 4º edição, 643p.
- SUDENE 1972a. Folha Topográfica Iracema. SB.24-z-c-III, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/ Depto. Rec. Nat.-Div. Cartografia. Recife.
- SUDENE 1972b. Folha Topográfica Pau dos Ferros. SB.24z-a-IV, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/ Depto. Rec. Nat.-Div. Cartografia. Recife.
- SUDENE 1972c. Folha Topográfica Catolé do Rocha. SB.24-z-a-III, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/ Depto. Rec. Nat.-Div. Cartografia. Recife.
- SUDENE 1972d. Folha Topográfica Apodi. SB.24-z-c-VI, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/ Depto. Rec. Nat.-Div. Cartografia. Recife.
- SUDENE 1972e. Folha Topográfica Açu. SB.24-x-d-v, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/ Depto. Rec. Nat.-Div. Cartografia. Recife.
- SUDENE 1972f. Folha Topográfica Currais Novos. SB.24-z-b-II, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/ Depto. Rec. Nat.-Div. Cartografia. Recife.
- SUDENE 1972g. Folha Topográfica Cerro Corá. SB.24-z-b-III, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/ Depto. Rec. Nat.-Div. Cartografia. Recife.

- SUDENE 1972h. Folha Topográfica Pedro Avelino. SB.24-z-b-I, escala 1:100.000. MINTER/ SUDENE/ Depto. Rec. Nat.-Div. Cartografia. Recife.
- Summerfield, M.A. 1991. Tectonic geomorphology. *Progress in Physical Geography*, **15(2)**:193-205.
- Szatmati, P.; Milani, E.J.; Conceição, J.C.J. e Lobo, A.P. 1985. How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution. *Oil & Gas J.* 14, p. 107-144.
- Szatmari, P.; Françolin, J.B.L.; Zanotto, O.; Wolff, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*. **17(2)**:189-195.
- Torres, H. H. F. 1994. Metodologia para estudos neotectônicos regionais; o caso João Câmara. CPRM Sureg Recife, Sér. Publ. Espec. **2**: 50pp. Recife.
- 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. 75pp+anexos.
- Tricart, J. 1959. As zonas morfoclimáticas do Nordeste brasileiro. Progresso. 15p.
- Turcotte, D.L.; Schubert, G. 1982. Elasticity and flexure. In: Jonh Wiley & Sons (ed.) *Geodynamics. Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. New York., 104-133.
- Vandenbergh, J. 1990. Morphological effects of Pleitocene faulting in unconsolidated sediments (Central Graben, Netherlands. *Zeitschrift für Geomorphologie*., **341**):113-124.
- Van Schmus, W.R.; Dantas, E.L.; Fetter, A.; Brito Neves, B.B. de; Hackspacher, P.C. e Babinski, M. 1996. Neoproterozoic Age for Seridó Group, NE Borborema Province Brazil. In: SBG/BA-SE, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, **6**: 152- 155.
- Vasconcelos, E.P.; Lima Neto, F.F. e Roos, S. 1990. Unidades de correlação da Formação Açú - Bacia Potiguar. In: SBG/Nordeste, Cong. Bras. Geol., 36, Natal/RN, *Resumos*, 227-232.
- Vita-Finzi, C. 1986. Recent earth movements: an introduction to neotectonics. Academic Press. London. 226p.
- Zuchiewicz, W. 1989. Selected geomorphic methods applied to neotectonic studies in the northern carpathians. *Bull. AFEQ* **3**: 131-136.





Anexo II - MAPA TOPOGRÁFICO  
BLOCO PORTALEGRE-MARTINS(RN)



LOCALIZAÇÃO DA ÁREA NO ESTADO

AMPLIAÇÃO DAS FOLHAS  
18.24.2.4.4 18.24.2.4.5  
FOLHA SUDENE (1972)

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA

A distância entre  
2,0 quilômetros

CONVENÇÕES

- CURVA DE NÍVEL PRINCIPAL
- CURVA DE NÍVEL SECUNDÁRIA
- 75% PONTO CORADO
- CIDADE
- ÁGUA
- PERFIL DE VARREDURA

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM**  
**GEOMÁTICA E GEOPÉDIA**  
 Alunos: Bruno Cleber Sousa Ivo  
 Orientador: Renato M. D. de Mello  
 Co-Orientador: Emanuel F. Jardim de Sá

Após Impressão: PERIBOMAS, PERIBOTIC e CANS

1995







