

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Liliana Sayuri Osako

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO SITUADA ENTRE AS LOCALIDADES DE
PARANATAMA E CURRAIS NOVOS (PE), PORÇÃO CENTRO-NORTE DO DOMÍNIO
TECTÔNICO PERNAMBUCO-ALAGOAS, PROVÍNCIA BORBOREMA**

Tese de Doutorado
2005

O81c

Osako, Liliana Sayuri

Caracterização geológica da região situada entre as localidades de Paratama e Currais Novos (PE), porção Centro-Norte do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas, Província Borborema / Liliana Sayuri Osako. – Recife: O Autor, 2005.

xix, 165 f.; il. color., gráfs., tabs.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2005.

Inclui referências bibliográficas e anexos.

1. Geociências. 2. Província Borborema. 3. Domínio Tectônico – Pernambuco Alagoas. 4. Projeto Cariris Velho I. Título.

551 CDD (22.ed.)

UFPE/BCTG/2007-55

LILIANA SAYURI OSAKO

Geóloga, Universidade de São Paulo, 1994
Mestre, Universidade Estadual de Campinas, 1999

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO SITUADA ENTRE AS LOCALIDADES DE
PARANATAMA E CURRAIS NOVOS (PE), PORÇÃO CENTRO-NORTE DO DOMÍNIO
TECTÔNICO PERNAMBUCO-ALAGOAS, PROVÍNCIA BORBOREMA

Tese que apresentou ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho, em preenchimento parcial para obter o grau de Doutor em Geociências, área de concentração Petrologia, Litogeoquímica e Evolução Crustal, defendida e aprovada em 23/02/2005.

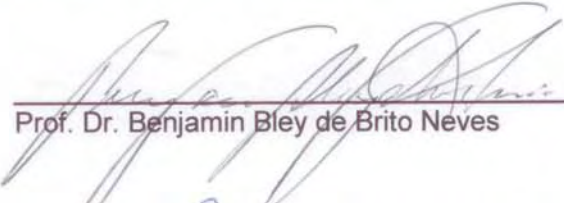
RECIFE, PE
2005

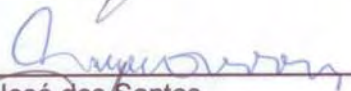
**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO SITUADA ENTRE AS LOCALIDADES DE
PARANATAMA E CURRAIS NOVOS (PE), PORÇÃO CENTRO-NORTE DO DOMÍNIO
TECTÔNICO PERNAMBUCO-ALAGOAS, PROVÍNCIA BORBOREMA**

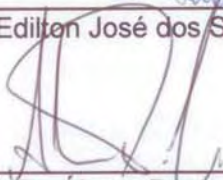
LILIANA SAYURI OSAKO

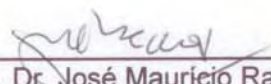
Aprovado:


Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho (Orientador) 23/02/2005


Prof. Dr. Benjamin Bley de Brito Neves 23/02/2005


Dr. Edilton José dos Santos 23/02/2005


Prof. Dr. Álvaro Penteado Crósta 23/02/2005


Prof. Dr. José Maurício Rangel da Silva 23/02/2005

*Aos meus pais,
e ao Neivaldo*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as pessoas que de forma direta ou indiretamente contribuíram para a realização desta tese.

Ao Prof. Adejardo Francisco da Silva Filho, pela oportunidade de ter me apresentado à geologia da Província Borborema em especial ao DPEAL, pela orientação e acima de tudo pela amizade.

À Profa. Ignez P. Guimarães pelas inúmeras discussões e dúvidas esclarecidas ao longo dessa pesquisa e pelo apoio em todas as horas.

Ao Prof. Maurício R. da Silva, pelas muitas sugestões valiosas relacionadas ao metamorfismo de rochas sedimentares.

Aos Profs. Alcides Sial e Valderéz Ferreira, pela receptividade, amizade e apoio na obtenção de análises na fluorescência de Raios-X e utilização do laboratório NEG/LABISE.

Aos demais profs. da UFPE: em especial a José Carlos Seoane (Cainho), Joaquim Mota, Gorki Mariano, Adauto Souza Neto, Marcelo Reis, Hartmut Beurlen, Almany, Sergio Pacheco e Lúcia Valença, pela colaboração e apoio durante a minha estada em Recife.

Aos Profs. Edilton Santos (CPRM) e Álvaro Crosta (UNICAMP) pelas críticas e sugestões durante a qualificação.

À CPRM, em especial ao Vanildo Mendes pelo entusiasmo e incentivo para trabalhar com os migmatitos.

Aos profs e funcionários da USP: Miguel Basei pela colaboração nas análises de isótopos radiogênicos, Mário Campos Neto pelas dúvidas esclarecidas com os cálculos termobarométricos, Marcos Mansueto pelas horas “intermináveis” na microsonda eletrônica e pela ajuda em momentos de aperto, e Kei Sato pelas discussões proveitosas sobre os dados isotópicos.

Aos funcionários do Degeo/UFPE, Elizabeth, Marcos, Rosa e em especial a Walmisa pela sua grande ajuda e competência.

Ao pessoal hospitaleiro da Fazenda Brejo e do agreste pernambucano, Socorro, Sônia, Dona Cleide.

Aos meus amigos e colegas da UFPE e USP: Roberta, Adriano (companheiro no trabalho de campo), Wanessa, Carlos Tomba, Agustín Cardona, Fátima Lira, André, Neysi, Dwight, Angélica, Cristian, Marcos Teódulo, Clélia, Carol, Juan, Hermanilton e Rielva.

À minha família adotiva de Recife: Silvana Barros (Sil) pela força nos momentos mais difíceis, Victor Hugo (maninho!) pelo apoio constante e Cidinha pela companhia no início da minha jornada em Recife.

Agradecimento especial à minha família em Suzano e no Japão, mesmo estando distante recebi o apoio e carinho de todos...Ao Neivaldo, pela paciência, compreensão e apoio imensurável durante todos esses anos.

Ao CNPq, pela bolsa de doutorado necessária para a realização desta pesquisa.

RESUMO

A presente tese apresenta os aspectos geológicos e evolutivos de uma importante região inserida no contexto do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas (DPEAL) considerado como parte integrante do orógeno neoproterozóico que margeia a porção setentrional do Cráton São Francisco. Nesse contexto, as principais associações litológicas encontradas foram agrupadas e caracterizadas em: 1) Restos do embasamento paleoproterozóico: gnaisses migmatíticos quartzo-dioríticos a tonalíticos, com anfibólio cálcico, metaluminosos, portadores de ϵNd positivo e idade $T_{(\text{DM})}$ paleoproterozóica (1.9Ga); 2) Migmatitos de protólito sedimentar: gnaisses migmatíticos e migmatitos bandados, comumente metatexíticos, a biotita, granada e mais localmente muscovita, de ampla variação composicional, peraluminosos e com assinatura isotópica indicando valores de ϵNd bastante negativos e idades $T_{(\text{DM})}$ paleoproterozóicas (2.1 a 2.2Ga); 3) Rochas supracrustais: representados por espessos pacotes de quartzitos e quartzitos feldspáticos; 4) Metabasitos: metabasitos bandados, foliados/nematoblásticos, ricos em anfibólio cálcico e de afinidade toleítica; e metabasitos maciços-granoblásticos, compostos por diopsídio, plagioclásio e granada, de afinidade cálcio-alkalina e com indicações de basalto intra-placa. Estudos geocronológicos U-Pb convencional dos metabasitos maciços indicaram presença de zircão com história evolutiva complexa; e 5) granitóides gerados a partir da fusão dos metassedimentos: granitóides de composição variando entre monzogranito a sienogranito, peraluminosos, a biotita, muscovita e às vezes granada. O conjunto de rochas gnáissicas migmatíticas e metabasitos acima mencionado foi afetado por metamorfismo cujo ápice atingiu condições transicionais entre fácies anfibolito alto/granulito sob pressões relativamente baixas (~5Kbar). Durante esse evento metamórfico, desenvolveu-se uma superfície metamórfica principal de transposição dúctil (foliação S_n), posteriormente deformada (foliação S_{n+1}) pelos esforços atuantes durante atividade dúctil do Lineamento Pernambuco. Uma determinação U-Pb convencional em monazita do monzogranito a duas micas originário da fusão parcial dos metassedimentos encaixantes forneceu uma idade de cristalização de 580Ma, provavelmente associada ao evento sin a pós-tectônico. Determinação ^{40}Ar - ^{39}Ar em muscovita, do mesmo monzogranito a duas micas, forneceu uma idade de 560Ma, idade esta compatível com outra determinação ^{40}Ar - ^{39}Ar feita em biotita extraída do ortogneisse migmatítico. A análise conjunta destas idades com a temperatura de fechamento dos sistemas isotópicos envolvidos forneceu uma taxa de resfriamento da

ordem de 20°C/Ma para o monzogranito, assumindo um resfriamento com comportamento linear. Durante esta pesquisa foram levantados alguns resultados que ajudam a descrever a evolução tectônica do DPEAL, que representa a raiz de um arco magmático ativo no neoproterozóico, formado pela subducção de crosta oceânica por sob os fragmentos de um micro-continente cujo embasamento era caracterizado preferencialmente por rochas de idade paleoproterozóica a arqueana.

PALAVRAS-CHAVE: Província Borborema, Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas, Projeto Cariris-Velhos, Landsat/ETM+, química mineral, termobarometria, geoquímica isotópica (Sm-Nd) e geocronologia (U-Pb e ^{40}Ar - ^{39}Ar)

Abstract

This thesis presents the geological characteristics of an important region inserted in the Pernambuco-Alagoas Tectonic Domain (PEALTD), considered as an integrated part of a Neoproterozoic orogenic belt that borders the northern portion of the São Francisco Craton. In this context, the main geological units that outcrop in the PEALTD are: 1) Paleoproterozoic basement: quartz-dioritic to tonalitic orthogneiss and migmatite, metaluminous, with positive ϵNd values and $T_{(\text{DM})}$ model age of 1.9 Ga (Paleoproterozoic age); 2) metasediments derived migmatite: garnet - biotite metatexitic stromatic gneiss, with negative ϵNd values and $T_{(\text{DM})}$ model age between 2.1 and 2.2 Ga (Paleoproterozoic age); 3) supracrustal sequence: quartzite and feldspatic-quartzite; 4) Metabasite: banded metabasites, calcic amphibole rich rocks and with tholeiitic affinity; Massive metabasites, consist of rocks composed of garnet, plagioclase and diopside, calc-alkaline to alkaline affinity and indications of intra-plate basalt. Conventional U-Pb analyses in zircons from metabasite reveal a complex evolutive history; and 5) Granitoids formed by partial melting of metasediments: garnet two-mica monzogranite to biotite syenogranite, peraluminous calc-alkaline granites. Low pressure amphibolite to granulite facies regional metamorphism affected the orthogneiss, metasediments derived migmatite and metabasite rocks of the PEALTD during the Brasiliano orogeny. During this metamorphic event, the main metamorphic foliation (S_n transposition foliation) was developed. Later it was deformed by a ductile activity of the transcurrent shear zone system – Pernambuco Lineament (S_{n+1} foliation). Conventional U-Pb isotopic data of monazite grains from two-mica monzogranite yield a crystallization age of 580Ma, probably associated to a sin to post-metamorphic event. ^{40}Ar - ^{39}Ar determination age in muscovite grains from same monzogranite provided an age of 560Ma. It is compatible with another determined ^{40}Ar - ^{39}Ar age in biotite grains from orthogneiss. The closure temperature of isotopic system provided a cooling rate of 20°C/Ma for the monzogranite. During this research some results help to describe the tectonic evolution of the PEALTD, which probably represents the deep roots of a Neoproterozoic magmatic arc, formed by oceanic crust subduction beneath fragments of micro-continents of Archaean to Paleoproterozoic age.

Key-words: Borborema Province, Pernambuco-Alagoas Tectonic Domain, Airborne Geophysical, Landsat/ETM+, mineral chemical, termobarometry, isotopic geochemical, geochronology

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

ÍNDICE

PARTE I

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 – Apresentação, problemática e objetivos	1
1.2 - Métodos de trabalho	3
1.3 – Área de estudo: Localização geográfica, vias de acesso e aspectos geomorfológicos	4

CAPÍTULO 2 - TRABALHOS ANTERIORES: PROVÍNCIA BORBOREMA E ÁREA DE ESTUDO

2.1 – Introdução	9
2.2 – Província Borborema: Compartimentação em Sub-Províncias e Domínios Tectônicos	11
2.3 – Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas (DPEAL) e Faixa de Dobramento Sergipana (FDS): O orógeno Marginal situado a norte do Cráton São Francisco	13
2.3.1 - O Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas (DPEAL)	13
2.3.1.1 – Embasamento e os migmatitos bandados de protólito sedimentar	14
2.3.1.2 – Magmatismo granítico neoproterozóico	16
2.3.2 - A Faixa de Dobramentos Sergipana (FDS)	20
2.4 - O Lineamento Pernambuco	20

CAPÍTULO 3 – AEROGEOFÍSICA, IMAGENS LANDSAT-7/ETM+ E CARTOGRAFIA GEOLÓGICA

3.1 – Introdução	24
3.2 – Aerogeofísica e o Projeto Cariris-Velhos	25
3.2.1 – Processamentos	25

3.2.2 – Gamaespectrometria	26
3.2.3 – Magnetometria	28
3.3 – Imagens Landsat7/ETM+	40
3.3.1 - Realce litológico	41
3.3.2 - Realce estrutural	44
3.4 – Integração e discussão final	45

PARTE II

CAPÍTULO 4 – ORTOGNAISSES MIGMATÍTICOS: PROVÁVEL EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO RETRABALHADO

4.1 – Introdução	54
4.2 - Modo de ocorrência e petrografia	54
4.3 - Geoquímica isotópica e Geocronologia	58
4.4 - Caracterização geoquímica	60
4.5 - Química mineral	64
4.6 – Termobarometria	67
4.7 – Discussão	68

CAPÍTULO 5 - ROCHAS SUPRACRUSTAIS E MIGMATITOS DE PROTÓLITO SEDIMENTAR

5.1 – Introdução	70
5.2 - Modo de ocorrência e petrografia	71
5.2.1 – Quartzitos	71
5.2.2 - Migmatitos metatexíticos a andaluzita, cordierita, granada e biotita	72
5.2.3 - Migmatitos metatexíticos a biotita	74
5.3 - Geoquímica isotópica Sm-Nd	77
5.4 - Caracterização geoquímica	78
5.5 - Química mineral	82
5.6 – Termobarometria	87
5.7 – Discussão	92

CAPÍTULO 6 - ROCHAS METABÁSICAS

6.1- Introdução	95
6.2 - Modo de ocorrência e petrografia	96
6.2.1 - Metabasitos bandados localmente foliados	96

6.2.2 - Metabasitos maciços (granoblásticos)	98
6.3 - Geoquímica isotópica e Geocronologia	102
6.4 - Caracterização geoquímica	107
6.5 - Química mineral	114
6.6 – Termobarometria	119
6.7 – Discussão	123
CAPÍTULO 7 - MAGMATISMO GRANÍTICO NEOPROTEROZÓICO	
7.1 – Introdução	125
7.2 - Modo de ocorrência e petrografia	126
7.2.1 – Granitóides (diatexitos) foliados	126
7.2.2 – Granitóides isotrópicos	129
7.3 – Geoquímica isotópica e geocronologia	135
7.4 - Caracterização geoquímica	140
7.5 - Discussão	147
PARTE III	
CAPÍTULO 8 - PROPOSTA DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	149
CAPÍTULO 9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	157
ANEXO1 – Análises de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	
ANEXO2 – Análises de litogeoquímica	
ANEXO3 - Análises de química mineral	
ANEXO4 - Mapa de pontos de afloramentos visitados	
ANEXO5 - Mapa geológico	

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Síntese do conhecimento sobre os granitóides do DPEAL, segundo informações de Silva Filho <i>et al.</i> (2002).	18
Tabela 2 – Dados isotópicos de Sm e Nd do ortognaisse migmatítico.	58
Tabela 3 – Dados de pressão e temperatura de metamorfismo para os ortognaisses migmatíticos obtidos através do barômetro Al_{total} em anfibólio com as diferentes calibrações.	67
Tabela 4 – Dados isotópicos Sm-Nd e idades modelos $T_{(DM)}$ para os migmatitos de protólito sedimentar da área de estudo.	77
Tabela 5 – Dados de pressão e temperatura para o mesossoma a granada e biotita com andaluzita e cordierita subordinadas (amostra log-105 e log-107) obtidos no programa THERMOCALC.	88
Tabela 6 – Temperaturas calculadas com o geotermômetro granada-biotita a pressão (P) constante de 3 a 4kbar para o mesossoma a andaluzita granada biotita gnaisses.	89
Tabela 7 – Pressões calculadas com o geobarômetro granada-andaluzita-quartzo-plagioclásio (GASP) a temperatura constante de 550°C para andaluzita-granada-biotita gnaisses.	90
Tabela 8 – Dados isotópicos Sm-Nd e idades modelos $T_{(DM)}$ dos metabasitos Serra da Prata.	103
Tabela 9 – Dados isotópicos U-Pb obtidos em zircão do metabasito Serra da Prata (log-198).	106
Tabela 10 – Dados de pressão e temperatura de metamorfismo dos anfibolitos a diopsídio bandados obtidos no programa THERMOCALC.	119
Tabela 11 – Dados de pressão e temperatura de metamorfismo obtidos para o metabasito Lagoa Grande utilizando o programa THERMOCALC.	120
Tabela 12 – Dados de pressão e temperatura de metamorfismo para os metabasitos Serra da Prata.	122
Tabela 13 – Dados isotópicos Sm-Nd do monzogranito a duas micas do Plúton Serra do Macaco.	136
Tabela 14 – Dados isotópicos U-Pb de quatro frações de zircão do monzogranito a duas micas do Plúton Serra do Macaco.	138
Tabela 15 – Dados isotópicos U-Pb de três frações de monazita do monzogranito a duas micas do Plúton Serra do Macaco.	138

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa esquemático mostrando a correlação entre as maiores feições estruturais da Província Borborema e seus equivalentes no continente Africano.	5
Figura 2 – Mapa com os principais domínios geológicos da Província Borborema.	6
Figura 3 – Localização, acesso e principais localidades em relação a área pesquisada.	7
Figura 4 – Relevo SRTM (<i>Shuttle Radar Topography Mission/NASA</i>) da área de estudo e adjacências.	8
Figura 5 – Geologia, geocronologia e geoquímica isotópica disponível para o Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas.	19
Figura 6 – Detalhe do mapa geológico escala 1:500.000 do Estado de Pernambuco (CPRM, 2001) com a localização da área pesquisada.	22
Figura 7 – Projeto Cariris-Velhos, imagens aerogamaespectrométricas dos canais da contagem total, potássio, tório e urânio.	31
Figura 8 – Projeto Cariris-Velhos, aerogamaespectrometria, composição colorida RGB K-U-Th.	32
Figura 9 - Projeto Cariris-Velhos, aeromagnetometria, amplitude do sinal analítico.	33
Figura 10 - Projeto Cariris-Velhos, aeromagnetometria, primeira derivada vertical.	34
Figura 11 - Projeto Cariris-Velhos, aeromagnetometria, segunda derivada vertical calculada sobre continuação para cima a 2150 metros.	35
Figura 12 - Projeto Cariris-Velhos, aerogamaespectrometria, área de estudo e imediações. Composição colorida RGB K-U-Th.	36
Figura 13 - Projeto Cariris-Velhos, aeromagnetometria, área de estudo e imediações. Amplitude do sinal analítico iluminado para noroeste por fonte inclinada cerca de 30 graus.	37
Figura 14 - Projeto Cariris-Velhos, aeromagnetometria, área de estudo e imediações. Anomalias magnéticas expressivas sobre a imagem da primeira derivada vertical iluminada para sul (~30 graus de inclinação).	38
Figura 15 - Projeto Cariris-Velhos, aeromagnetometria, área de estudo e imediações. Anomalias positivas mais expressivas sobre imagem da primeira derivada vertical iluminada por fonte com 30 graus de inclinação para sudeste.	39
Figura 16 – Assinaturas espectrais dos minerais de alteração ao longo do espectro eletromagnético entre o intervalo de 0.4 a 2.5µm.	46
Figura 17 – Área de estudo, LANDSAT-7/ETM+, composição colorida falsa cor RGB-543.	47
Figura 18 – Área de estudo, informações LANDSAT-7/ETM+, composição colorida RGB das razões B3/B1 (R), B5/B1 (G) e B5/B7 (B).	48
Figura 19 – Composição colorida RGB das subtrações B5-B7(R), B5-B3 (G) e B3-B1 (B).	49

Figura 20 – Composição colorida RGB das segundas principais componentes provenientes dos conjuntos B5-B1 (R), B5-B7 (G) e B3-B1 (B).	50
Figura 21A - Mapa de estruturas dúcteis e rúpteis observadas em feições de relevo negativo e espectrais.	51
Figura 21B – Diagrama de rosetas considerando medidas de campo de clivagens de fratura e fraturamento.	51
Figura 22 – Área de estudo e adjacências, informações estruturais extraídas das imagens LANDSAT-7/ETM+ sobrepostas ao canal do potássio sombreado para norte.	52
Figura 23 – Área de estudo e imediações, informações estruturais extraídas das imagens LANDSAT-7/ETM+ sobrepostas à estruturação fornecida pela imagem magnetométrica da primeira derivada vertical.	53
Figura 24 – Espectros de idades ^{40}Ar - ^{39}Ar encontrados para as biotitas do ortognaisse migmatítico (amostra log-215).	59
Figura 25 – Diagramas de variação tipo Harker utilizando elementos maiores <i>versus</i> SiO_2 para os ortognaisses migmatíticos.	61
Figura 26 – Diagramas de variação tipo Harker utilizando elementos traços para os ortognaisses migmatíticos.	62
Figura 27 – Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ <i>versus</i> $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ baseado no índice de Shand (1950) com os campos de Maniar & Piccoli (1989) para os ortognaisses migmatíticos.	63
Figura 28 – Diagrama ternário AFM de Irvine & Baragar (1971) com as amostras dos ortognaisses migmatíticos.	63
Figura 29 - Ortognaisses migmatíticos. A. Padrão de distribuição de ETRs normalizado para o condrito de Nakamura (1977). 29B. Diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo de Thompson et al. (1984).	63
Figura 30 – Diagramas discriminantes de ambiente tectônico $\text{Y} \times \text{Nb}$ e $\text{Y} + \text{Nb} \times \text{Rb}$ de Pearce et al. (1984) para os ortognaisses migmatíticos.	64
Figura 31 – Diagrama de classificação dos anfibólios cálcicos (Leake et al., 1997) dos ortognaisses migmatíticos.	65
Figura 32 – Diagrama ortoclásio-albita-anortita aplicado aos feldspatos do ortognaisse migmatítico.	66
Figura 33 – Diagrama binário Al^{IV} <i>versus</i> $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ para a classificação das micas (Deer et al., 1978) dos ortognaisses migmatíticos.	66
Figura 34 - Diagrama Al^{IV} <i>versus</i> Mg com as biotitas dos ortognaisses projetados nos campos discriminantes das séries magmáticas definidos por Nachit et al. (1985)	66
Figura 35 – Diagrama P-T com os dados de termobarometria dos ortognaisses.	69
Figura 36 – Índice de Shand (1950) no diagrama de Maniar & Piccoli (1989) para os migmatitos metatexíticos a biotita.	78
Figura 37 – Diagrama $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ discriminante de rochas de origem ígnea e sedimentar (Garrels & Mackenziem 1971).	78
Figura 38 - Diagramas de variação tipo Harker utilizando elementos maiores <i>versus</i> SiO_2 para os migmatitos de protólito metassedimentar.	79

Figura 39 - Diagramas de variação tipo Harker utilizando elementos maiores e traços <i>versus</i> SiO ₂ para os migmatitos de protólito metassedimentar.	80
Figura 40 – Migmatitos metatexíticos a biotita. A. Distribuição de ETRs com valores normalizados para condrito de Nakamura (1977). B. Diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo de Thompson et al. (1984).	81
Figura 41 – Diagrama ternário almandina-espessartita-piropo para as granadas contidas no mesossoma granada biotita gnaisses com cordierita e andaluzita subordinadas.	85
Figura 42 – Diagramas binários A. CaO <i>versus</i> FeO; B. CaO <i>versus</i> MgO; C. CaO <i>versus</i> MnO, para as granadas contidas no mesossoma.	85
Figura 43 – Perfis composicionais da granada do mesossoma granada biotita gnaiss (amostra log-105 com cordierita), corresponde a granada da fotografia 24.	86
Figura 44 - Perfis composicionais da granada do mesossoma granada biotita gnaiss (amostra log-105 com cordierita), corresponde a granada da fotografia 25.	86
Figura 45 - Perfis composicionais da granada do mesossoma granada biotita gnaiss (amostra log-107 com andaluzita), corresponde a granada da fotografia 26.	86
Figura 46 – Diagrama binário Al ^{IV} <i>versus</i> Fe/(Fe+Mg) para a classificação das micas segundo Deer et al. (1978) para os migmatitos de protólito sedimentar.	87
Figura 47 – Diagrama triangular ortoclásio-albita-anortita aplicado aos feldspatos dos migmatitos de protólito sedimentar.	87
Figura 48 – Diagrama P-T com facies metamórfico e o campo dos aluminossilicatos.	91
Figura 49 – Diagrama da concórdia U-Pb considerando as quatro frações do zircão do metabasito Serra da Prata.	104
Figura 50 - Diagrama da concórdia U-Pb considerando as frações B, C e D do metabasito Serra da Prata.	105
Figura 51 - Diagrama da concórdia U-Pb das frações B, C e D do metabasito Serra da Prata.	105
Figura 52 – Diagrama Na ₂ O+K ₂ OxSiO ₂ de Irvine & Baragar (1971) para as rochas metabásicas da área pesquisada.	110
Figura 53 – Diagrama ternário AFM de Irvine & Baragar (1971) para as rochas metabásicas.	110
Figura 54 – Diagrama V vs Co vs Ni de Ishikawa (1968).	110
Figura 55 – Diagrama de classificação de rochas vulcânicas de Cox <i>et al.</i> (1979)	111
Figura 56 – Diagramas de classificação de rochas vulcânicas de Winchester & Floyd (1977) para as rochas metabásicas da área pesquisada.	111
Figura 57 – Diagrama discriminante K ₂ O vs TiO ₂ vs P ₂ O ₅ de Pearce et al. (1975) com o campo dos basaltos oceânicos (1) e basaltos continentais.	112
Figura 58 – Diagrama dicriminante Ti/1000 vs V de Shervais (1982) com o campo dos basaltos oceânicos (OFB) e basaltos de arco de ilha (ARC).	112

Figura 59 – Diagrama discriminante $\log Zr - \log (Zr/Y)$ de Pearce & Cann (1973) com os campos dos basaltos de intraplaca (A), arco de ilha (B) e cadeia meso-oceânica (C).	112
Figura 60 – Metabasito maciço Serra da Prata. A. Padrão de distribuição dos elementos terras-raras normalizado para o manto primitivo de Sun (1982); B. Diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo de Thompson et al. (1982).	113
Figura 61 – Metabasitos toléíticos. A. Padrão de distribuição dos elementos terras-raras normalizado para o manto primitivo de Sun (1982); B. C e D. Diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo Thompson et al. (1982).	113
Figura 62 – Diagrama de classificação dos anfibólios cálcicos segundo Leake et al. (1997) para as rochas metabásicas.	116
Figura 63 – Diagrama wollastonita-enstatita-ferrosilita segundo a classificação de Deer et al. (1966) para os piroxênios dos metabasitos.	116
Figura 64 – Diagrama triangular albita-ortoclásio-anortita com os feldspatos dos metabasitos.	116
Figura 65 – Diagrama triangular almandina-grossulária-espessartita com as granadas dos metabasitos.	117
Figura 66 – Perfis composicionais da granada do metabasito maciço Serra da Prata.	118
Figura 67 – Diagrama P-T com os campos dos aluminosilicatos e facies metamórficas (compilados de Spear, 1993) com os dados termobarométricos das rochas metabásicas.	122
Figura 68 – Proporção modal entre quartzo (Q), feldspato alcalino (A) e plagioclásio (P) dos granitóides neoproterozóicos projetados no diagrama QAP .	135
Figura 69 – Diagrama da concórdia U-Pb com as quatro frações de zircão do monzogranito a duas micas do Plúton Serra do Macaco.	137
Figura 70 – Diagrama U-Pb Tera-Wasserburg com os dados isotópicos dos três cristais de monazita analisados.	137
Figura 71 – Diagrama de espectro de idades $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ indicando idades de cristalização para biotitas do monzogranito a duas micas do Plúton Serra do Macaco.	139
Figura 72 – Diagrama de espectro de idades $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ indicando idades de cristalização para muscovita do monzogranito a duas micas do Plúton Serra do Macaco.	140
Figura 73 – Diagramas de variação tipo Harker utilizando elementos maiores <i>versus</i> SiO_2 para os granitóides.	142
Figura 74 – Diagramas de variação tipo Harker utilizando elementos traços para os granitóides.	143
Figura 75 – Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ <i>versus</i> $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ baseado no índice de Shand (1950) para os granitóides da área pesquisada.	144
Figura 76 – Diagrama ternário AFM com os granitóides projetados no campo da série cálcio-alcalina.	144
Figura 77 – Diagramas discriminantes de ambiente tectônico $Y \times Nb$ e $Y + Nb \times Rb$ para os granitóides neoproterozóicos.	144

Figura 78– Granitóides a biotita róseos peraluminosos. A. Distribuição de ETRs com valores normalizados para condrito de Nakamura (1977). B. Diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo de Thompson et al. (1984).	145
Figura 79 – Plúton Serra do Macaco e Serra do Morro Preto. 79A. Padrão de distribuição de ETRs normalizado para o condrito de Nakamura (1977); 79B. Diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo de Thompson et al. (1984).	145
Figura 80 – Plúton Serra do Limitão. A. Padrão de distribuição de ETRs normalizado para o condrito de Nakamura (1977); B. Diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo de Thompson et al. (1984).	146
Figura 81 – Plúton Serra da Cabocla e Várzea dos Bois. A. Padrão de distribuição de ETRs normalizado para o condrito de Nakamura (1977); B. Diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo de Thompson et al. (1984).	146
Figura 82 – Diagrama Nb <i>versus</i> SiO ₂ com o campo dos granitóides gerados pela fusão crustal.	147
Figura 83 – Esquema evolutivo do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas (DPEAL).	151
Figura 84 – Diagrama tempo (Ma) <i>versus</i> temperatura (°C) admitindo resfriamento linear (seta tracejada) para o cálculo da taxa de resfriamento do monzogranito a duas micas do Plúton Serra do Macaco (20°C/Ma).	153

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Fotografia 1 - Blocos de ortognaisses a anfibólio e biotita (amostra log-215).	56
Fotografia 2 - Ortognaisses a anfibólio e biotita de composição quartzo-diorítica, sendo cortado discordantemente por injeções de leucogranito (log-63).	56
Fotografia 3 - Migmatito dobrado com mesossoma diorítico a anfibólio e biotita, destaque para a figura de interferência no centro da fotografia (log-63).	56
Fotografia 4 - Migmatito estromático a <i>schollen</i> com mesossoma anfibólio-biotita gnaisses e leucossoma granodiorítico (log-109).	56
Fotografia 5 - Migmatito metatexítico com porção anfibolítica preservada, afloramento log-109.	56
Fotografia 6 - Migmatito metatexítico com mesossoma diorítico contendo anfibólio e biotita, sendo cortado por biotita monzogranito (log-175).	56
Fotografia 7 - Migmatito metatexítico com mesossoma anfibolito biotita gnaisses cortado discordantemente por veios aplíticos e pegmatíticos (log-20).	57
Fotografia 8 - Porção mais diatexítica em meio ao migmatito metatexítico com pedaços de dioritos preservados (log-20).	57
Fotografia 9 - Plagioclásio em contato poligonal entre grãos e contato irregular com o anfibólio (log-63). Luz polarizada.	57
Fotografia 10 - Cristais de quartzo arredondados ocorrem inclusos no plagioclásio e anfibólio, sugerindo a saturação de sílica, e as lamelas de biotita definem a foliação da rocha diorítica (log-215). Luz polarizada.	57
Fotografia 11 - Cristais sub-euédricos de hornblenda geralmente estão envoltos por lamelas de biotita, e o contato entre os minerais é predominantemente irregular (log-175). Luz natural.	57
Fotografia 12 - Cristais anédricos de titanita ocorrem entre o anfibólio sub-euédricos e a biotita (log-20). Luz polarizada.	57
Fotografia – 13 - Afloramento do espesso pacote de rochas quartzíticas no corte de estrada BR-423, entre os municípios de Iati e Paranatama (log-168).	72
Fotografia 14 - Afloramento do quartzito na Serra da Prata, com destaque para as dobras recumbentes seccionadas por cisalhamentos sub-horizontais (log-194).	72
Fotografia 15 - Granada biotita gnaisses com níveis quartzo-feldspático destacando dobras intrafoliais fechadas e níveis com início de <i>boudinagem</i> (log-10).	75
Fotografia 16 - Migmatito metatexítico estromático com mesossoma granada biotita gnaisses sendo cortado concordantemente pelo leucossoma anatótico (log-108).	75
Fotografia 17 - Migmatito metatexítico com porções nebulíticas, mesossoma andaluzita ± granada biotita gnaisses e leucossoma quartzo-feldspático granatífero (log-107).	75

Fotografia 18 - Porfiroblasto de granada poiquiloblática do mesossoma, granada biotita gnaiss (log-107). Luz natural.	76
Fotografia 19 - Cristal de andaluzita fragmentado em contato com plagioclásio sericitizado e argilizado (log-107). Luz polarizada.	76
Fotografia 20 - Porfiroblasto de granada anédrico com inclusões de biotita e quartzo, e em contato com cordierita (log-105). Luz polarizada.	76
Fotografia 21 - Migmatito metatexítico estromático, com mesossoma constituído por biotita gnaiss e leucossoma granítico (log-225).	76
Fotografia 22 - Migmatito metatexítico com leucossoma granítico granatífero (log-53).	76
Fotografia 23 - Migmatito metatexítico com mesossoma biotita gnaiss com níveis leucossomáticos rompidos (log-174).	76
Fotografia 24 - Porfiroblastos de granada da amostra log-105 (cordierita-biotita-granada gnaisses) com a disposição dos pontos analisados na microsonda eletrônica, luz natural.	84
Fotografia 25 - Porfiroblastos de granada da amostra log-105 (cordierita-biotita-granada gnaisses) com a disposição dos pontos analisados na microsonda eletrônica, luz natural.	84
Fotografia 26 - Porfiroblasto de granada da amostra log-107 (andaluzita-granada-biotita gnaisses) com a disposição dos pontos analisados em vermelho, luz natural.	84
Fotografia 27 - Amostra do anfibolito bandado (log-43).	97
Fotografia 28 - Cristais de clinopiroxênio (Cpx) em associação com anfibólio (An) euédrico e plagioclásio (Pl) (log-43). Luz natural.	97
Fotografia 29 - Cristais de clinopiroxênio fraturado em associação com anfibólio (Anf) e plagioclásio alterado (Pl) (log-56).	97
Fotografia 30 - Amostra do metabasito com aspecto maciço, granulação média (log-114).	100
Fotografia 31 - Amostra alterada do metabasito (log-114).	100
Fotografia 32 - Grãos de clinopiroxênio anédricos (Cpx) em associação com granada intersticial e vermiforme (amostra log-114). Luz natural.	100
Fotografia 33 - Cristais de granada (Gr) envolvendo grãos de clinopiroxênio (Cpx) e esfeno (Esf) (log-114). Luz natural.	100
Fotografia 34 - Metabasito maciço Serra do Morro Preto (log-17).	100
Fotografia 35 - Contato brusco e concordante com a foliação principal Sn (N80E/38SE) entre granada biotita gnaiss alterado e o metabasito Serra da Prata (log-198).	101
Fotografia 36 - Porfiroblasto de granada anédrico (amostra log-198).	101
Fotografia 37 - Cristais anédricos a sub-euédricos de clinopiroxênio e plagioclásio poligonal na matriz (log-198). Luz polarizada.	101
Fotografia 38 - Cristais sub-euédricos de clinopiroxênio alterando para anfibólio no núcleo e nas bordas (log-80). Luz natural.	101

Fotografias 39 A. Fração A, cristais de zircão bi-terminados, fração não-magnética com ângulo -2° , aumento de 275 vezes; 39B. Fração B, cristais de zircão bi-terminados e com núcleo "sujo", fração não-magnética com ângulo -2° , aumento de 275 vezes; 39C. Fração D, cristais de zircão límpidos, fração não-magnética com ângulo -2° , aumento de 220 vezes.	106
Fotografia 40 - Porfiroblasto de granada do metabasito maciço Serra da Prata (log-198) com a localização dos pontos analisados na microsonda eletrônica.	118
Fotografia 41 - Seção delgada do metabasito Lagoa Grande mostrando veio de granada e plagioclásio seccionando a amostra (amostra log-111). Abreviações: granada (gr), plagioclásio (pl) e clinopiroxênio (cpx).	121
Fotografia 42 - Leucogranito a biotita com estrutura nebulítica e de coloração cinza claro, com enclave métrico de biotita gnaisses (log-139).	128
Fotografia 43 - Amostra do sienogranito a biotita com estrutura bandada de coloração róseo (log-95).	128
Fotografia 44- Lavra desativada do sienogranito diatexítico a biotita e anfibólio foliado de coloração róseo (log-30).	128
Fotografias 45- Amostra de monzogranito a duas mica do Plúton Serra do Macaco (log-14).	133
Fotografia 46- Afloramento do monzogranito leucocrático nas proximidades do Plúton Serra do Macaco com enclaves métricos de biotita-gnaisses com forma sigmoidal (log-207).	133
Fotografia 47 - Biotita-monzogranito coloração cinza com enclave centimétrico de biotita gnaisses do Plúton Serra do Morro Preto (log-85).	133
Fotografia 48 - Amostra de biotita-monzogranito mesocrático de coloração cinza do Plúton Serra do Limitão (log-118).	133
Fotografia - 49 Amostra de biotita-sienogranito de coloração levemente róseo do Plúton Serra da Cabocla (log-228a).	134
Fotografia 50 - Bloco de monzogranito com agregados de granada do Plúton Serra da Cabocla (log-68).	134
Fotografia 51 - Amostra de biotita sienogranito mesocrático do Plúton Várzea dos Bois (log-143).	134
Fotografia 52 - Amostra de sienogranito róseo a duas micas do Plúton Várzea dos Bois (log-151).	134
Fotografias 53A. zircão da fração A não magnética a 0° com aumento de 220x (análise 2490); 53B. zircão da fração B não-magnético a 0° , aumento de 220x (análise 2491); 53C. zircão da fração D não-magnética a 0° com aumento de 220x (análise 2493); e 53D. cristais de monazitas com 220x de aumento.	138

PARTE I

INTRODUÇÃO

TRABALHOS PRÉVIOS: PROVÍNCIA BORBOREMA E ÁREA DE ESTUDO

AEROGEOFÍSICA, IMAGENS LANDSAT-7/ETM+ E CARTOGRAFIA GEOLÓGICA

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 – APRESENTAÇÃO, PROBLEMÁTICA E OBJETIVOS

Inicialmente definida por Almeida *et al.* (1977), a Província Borborema (PB) está situada no nordeste brasileiro e compreende uma área de aproximadamente 450.000 km², correspondendo à porção oeste do extenso sistema orogênico Brasileiro-Pan Africano formado a partir da convergência dos crátons Amazônico, São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo (Figura 1). Segundo estudos mais atuais, a PB é constituída por um mosaico de blocos tectônicos que encerram proporções variadas de rochas do embasamento paleoproterozóico com esparsos núcleos arqueanos preservados, rochas supracrustais meso a neoproterozóicas e intrusões graníticas neoproterozóicas (Van Schmus *et al.*, 1998 e Brito Neves *et al.*, 2000). Limitando estes grandes blocos ocorrem extensos lineamentos neoproterozóicos, os quais apresentam-se também registrados no lado africano, constituindo assim mais um elemento que denuncia a grande extensão do sistema orogênico em questão.

A área de estudo encontra-se inserida na porção meridional da PB, a sul do Lineamento Pernambuco e a norte da Faixa de dobramentos Sergipana (Figura 2), dentro do que a literatura tem considerado como Maciço Pernambuco-Alagoas (aqui considerado como Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas – DPEAL). Este domínio tectônico constitui um dos blocos crustais que compõe a sub-província 1 de Van Schmus *et al.* (1998) ou ainda o domínio meridional de Brito Neves *et al.* (2000).

No DPEAL, o contexto geológico aparentemente "homogêneo" decorrente da larga predominância de rochas granito-migmatíticas parece que de certa forma tem inibido a realização de mapeamentos geológicos em escala regional e mesmo de semi-detalle. Informações que vem sendo levantadas e/ou compiladas desde a metade da década de 80 por trabalhos geológicos regionais (Pessoa *et al.*, 1978; Lima *et al.*, 1985; Santos, 1995; Ferreira *et al.*, 1998; Medeiros, 1998; Brito Neves *et al.*, 2000; CPRM, 2001; Carmona, 2002; Osako *et al.*, 2002b e 2003), permitem atualmente identificar os seguintes litotipos principais no DPEAL: a) rochas supracrustais de origem sedimentar e ígnea, geralmente metamorfisadas em alto grau; b) gnaisses e migmatitos de origem incerta, orto ou paraderivados; c) diferentes tipos de granitóides neoproterozóicos. Destes litotipos, os granitóides neoproterozóicos que representam intrusões mais tardias e de fácil

discriminação em relação às rochas migmatíticas encaixantes são melhor conhecidos. Tal como considerado por Silva Filho *et al.* (2002), na porção oriental do DPEAL estes granitóides são representados por diferentes intrusões sin a tardi-tectônicas com composições cálcio-alcálicas de alto potássio a shoshoníticas, alcálicas e peraluminosas. Estes mesmos autores inferem ainda que o DPEAL pode ser compartimentado em dois domínios isotópicos distintos com base em informações Sm-Nd obtidas principalmente nos diferentes granitóides presentes: a) domínio isotópico Garanhuns, que compreende granitóides cuja assinatura isotópica sugere contribuições de fontes arqueanas e paleoproterozóicas (idades $T_{(DM)}$ entre 1,9 a 2,6 Ga, associadas a valores de ϵNd bastante negativos) e b) o domínio isotópico Águas Belas, compreendendo granitóides cujas idades $T_{(DM)}$ situam-se entre 1,5 e 0,9 Ga e associam-se a valores de ϵNd pouco negativos a levemente positivos. Ao interpretar as idades $T_{(DM)}$ mais jovens, Silva Filho *et al.* (2002) sugerem que boa parte destas podem ser atribuídas à diferentes misturas entre material juvenil meso a neoproterozóico e crosta continental mais antiga paleoproterozóica e mesmo arqueana. Contra a existência de uma possível fonte mesoproterozóica pesa o fato de que, apesar do reduzido volume de determinações, até o momento não são conhecidos zircões desta idade no DPEAL.

Mesmo que a cartografia e uma caracterização mais precisa dos granitóides do DPEAL ainda sejam deficientes, o conhecimento atual sobre estes permite realizar interpretações genéticas e tectônicas preliminares que são bastante úteis ao estabelecimento de futuras linhas de pesquisa na região. Mesmo assim, resta ainda caracterizar melhor o real volume e natureza das rochas fontes (orto- e para-derivadas) destas intrusões graníticas. Quanto aos demais litotipos presentes no DPEAL, estes ainda são extremamente carentes de informações, o que deixa em aberto a compreensão dos seguintes pontos:

- 1) o real volume de rochas metassedimentares, bem como avaliar a provável rocha fonte destas;
- 2) estabelecer as condições termobarométricas atuantes durante o(s) metamorfismo (s) e deformação (ões) registrados nos metassedimentos;
- 3) a caracterização do registro magmático (vulcanismo félsico e máfico) associado à tafrogênese responsável pelo início da deposição dos protólitos sedimentares;
- 4) estabelecer ou não uma relação entre os metassedimentos presentes no DPEAL e os presentes no Domínio da Zona Transversal a norte e Faixa de Dobramentos Sergipana a sul;

Procurando fornecer novas informações úteis ao aprimoramento do conhecimento sobre o quadro e questões acima colocados selecionou-se como região de estudo uma área situada na porção centro-norte do DPEAL. A seleção da área de estudo residuiu no fato desta

portar (principalmente com base nas informações presentes em CPRM, 2001), uma variedade de litotipos: metassedimentos, rochas metabásicas, ortognaisses, migmatitos e granitóides. Dentro deste contexto, os principais objetivos da presente pesquisa concentraram-se em:

- caracterizar as principais associações litológicas (rochas supracrustais, diferentes associações gnaissico-migmatíticas orto- e para-derivadas e granitóides);
- estabelecer possíveis relações genéticas entre as diferentes associações litológicas encontradas;
- de forma adicional, sugerir um modelo de evolução geológica procurando enquadrar a área de estudo no contexto do DPEAL, e este dentro do orógeno marginal a norte do Cráton São Francisco.

1.2 - MÉTODOS DE TRABALHO

Para alcançar os objetivos propostos, a presente pesquisa baseou-se nos seguintes métodos de trabalho:

- cartografia geológica, baseada no levantamento de pontos de afloramento, nos quais foram levantadas: a) localização GPS; b) litologias, principais e secundárias, c) estruturas (superfícies metamórficas, ígneas e de cisalhamento tardias), e d) amostras destinada aos estudos petrográficos, litogeoquímicos, termobarométricos e isotópicos;
- aplicação de diferentes técnicas de Processamento Digital de Imagens (PDI) sobre imagens do sensor Landsat7/ETM+ visando a obtenção de realces litológicos e estruturais;
- processamento dos dados aerogeofísicos (gamaespectrometria e magnetometria) do Projeto Cariris-Velhos, também visando a obtenção de resultados passíveis de correlação a feições litológicas e estruturais;
- estudos petrográficos, utilizados na caracterização das associações litológicas encontradas, caracterização estas tanto em termos dos minerais mais abundantes (classificação segundo os parâmetros de Streckeisen, 1976), como para a identificação de mineralogia dos acessórios, caracterização de estruturas e feições texturais indicativas do registro de eventos metamórficos específicos);
- análises litogeoquímicas, também usada na caracterização das diferentes associações litológicas identificadas e também tecer comentários sobre processos petrogenéticos e inferências sobre prováveis protólitos e ambientes tectônicos;
- análise de química mineral, destinadas a uma melhor caracterização da mineralogia observada na petrografia e com o intuito de determinar as condições

termobarométricas do metamorfismo presente. As principais referências consultadas para o tratamento dos dados obtidos na microsonda eletrônica foram Deer *et al.* (1966), Morimoto *et al.* (1998); Leake *et al.* (1997) e Robison *et al.* (1981);

- como ferramenta adicional foram ainda utilizadas informações isotópicas, representadas por dados de geoquímica isotópica Sm-Nd em rocha total, geocronologia U-Pb (zircão e monazita) e ^{40}Ar - ^{39}Ar (biotita e muscovita). A maior parte das informações Sm-Nd foi compilada da literatura, sendo extraídas dos trabalhos de Silva Filho *et al.* (2002) e em menor número de Van Schmus *et al.* (1995). Os seguintes trabalhos foram consultados visando a obtenção de informações à preparação de amostras, análise, tratamento e interpretação das informações isotópicas: a) Sm-Nd: De Paolo (1981, 1988), Arndt & Goldstein (1987), De Paolo *et al.* (1991), Pimentel & Charnley (1991), Sato *et al.* (1995), Sato (1998), Gioia & Pimentel (2000); b) U-Pb: Ahrens (1955), Wetherill (1956), Mezger & Krogstad (1977), Krogh (1982), Watson & Harrison (1983), Faure (1986), Krogh (1993), Basei *et al.* (1995), Ludwig (1998), Fetter (1999), Carson *et al.* (2002); c) Ar-Ar: Dickin (1997), McDougall & Harrison (1999), Vasconcelos *et al.* (2002). Devido ao considerável custo atual das análises isotópicas, apenas umas poucas amostras foram analisadas neste trabalho. Estas correspondem a: a) determinações Sm-Nd em rocha total visando a obtenção de idades $T_{(DM)}$ e valores de ϵNd (granitóide a duas micas, ortognaisse bandado a biotita e anfibólio e rocha metabásica); b) determinações U-Pb em zircão de duas amostras (granitóide a duas micas e metabasito), uma determinação U-Pb em cristais de monazita (granitóide a duas micas); c) ^{40}Ar - ^{39}Ar em biotita e muscovita (granitóide a duas micas) e somente biotita (ortognaisse bandado a biotita e hornblenda). Apesar dos resultados U-Pb em zircões terem apenas fornecido idades sugestivas na condução de estudos geocronológicos futuros, os demais resultados e padrões isotópicos juntamente com os levantados na bibliografia, foram capazes de fornecer novas informações que puderam ser então discutidas no âmbito da evolução geológica da região estudada e adjacências;
- principais *softwares* utilizados no processamento: Excel/Isoplot, Autocad, Oasis Montaj, ERMapper, Thermocalc, Minpet, ArcGIS.

1.3 – ÁREA DE ESTUDO: LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA, VIAS DE ACESSO E ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

A área pesquisada está localizada aproximadamente entre as longitudes oeste 37°05' a 36°38' e latitudes sul 08°40' a 09°05', abrangendo uma área de aproximadamente

2.100km² (Figura 3). A partir de Recife, a capital do Estado de Pernambuco, a principal via de acesso à região é feita pela BR-232 até o município de São Caetano, seguindo pela BR-423 até o município de Garanhuns e chegando a área de estudo tanto pela BR-423 como pela BR-424. Estradas vicinais, geralmente em bom estado de conservação (principalmente durante o período de estiagem de maio a novembro), são encontradas em boa parte da área.

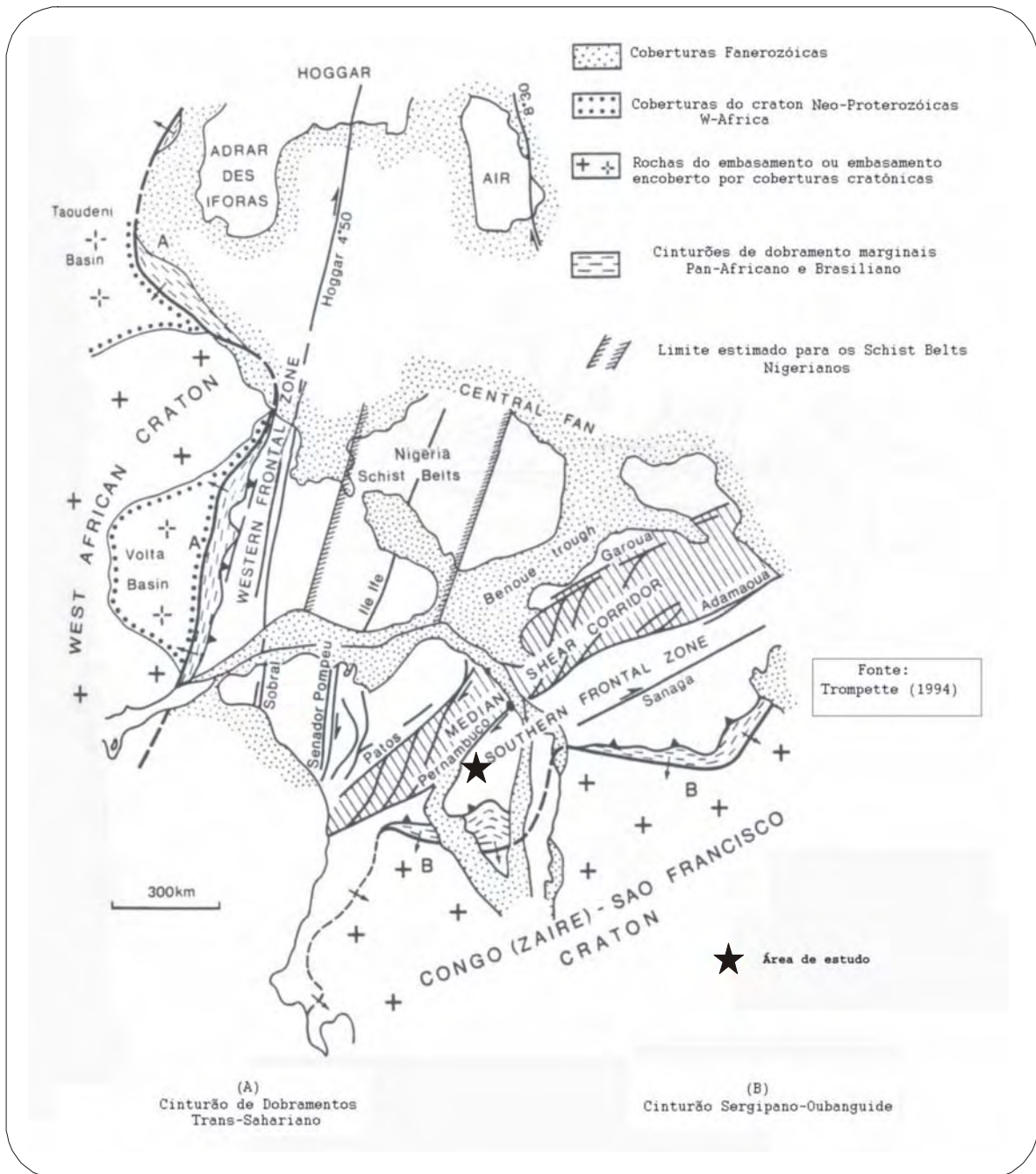


Figura 1 – Mapa esquemático mostrando a correlação entre as maiores feições estruturais da Província Borborema e seus equivalentes no continente Africano. Fonte: Adaptada de Trompette (1994).

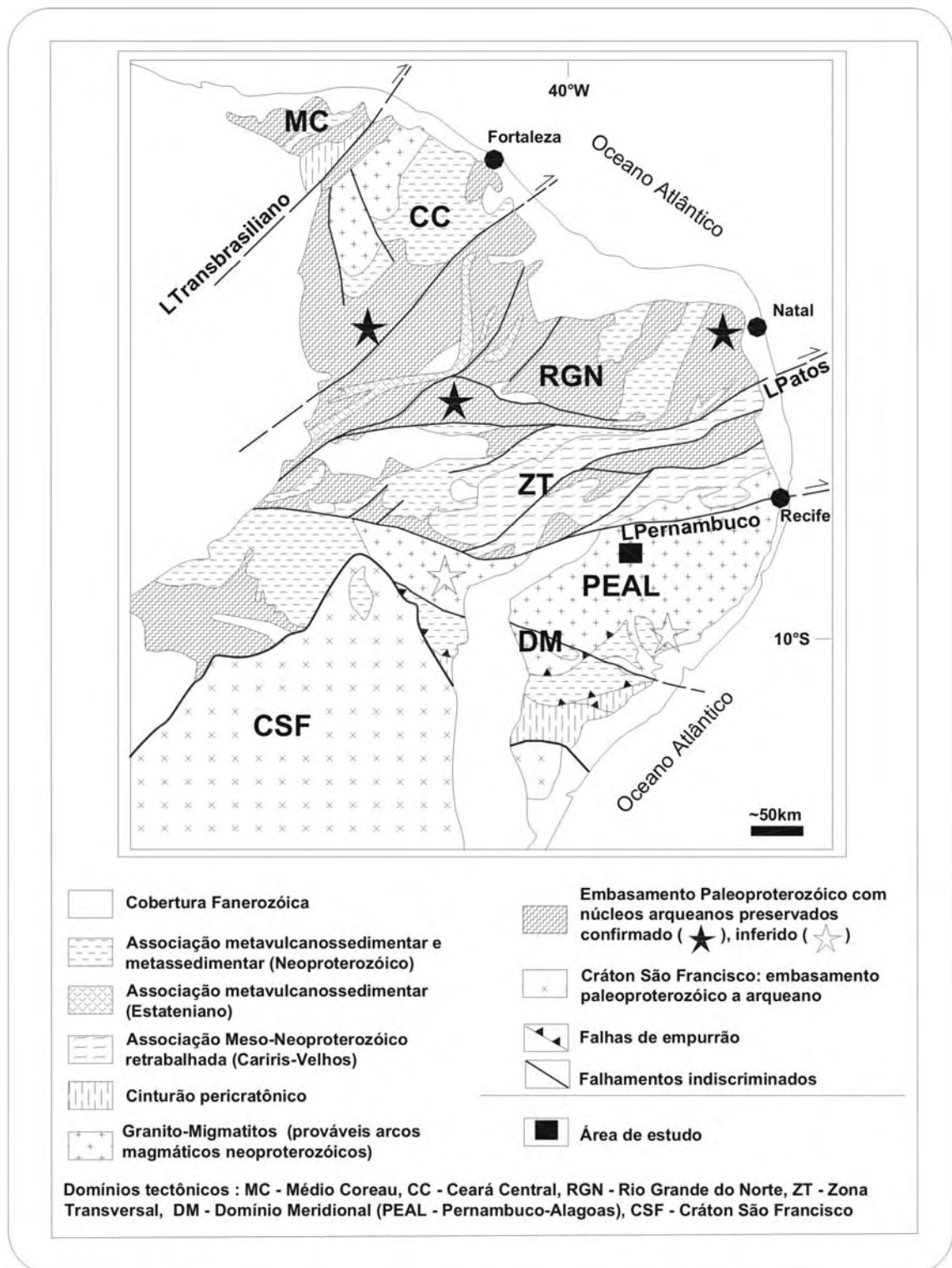


Figura 2 – Mapa com os principais domínios geológicos da Província Borborema (Adaptado de Van Schmus *et al.* 1998 e Brito Neves *et al.*, 2000).

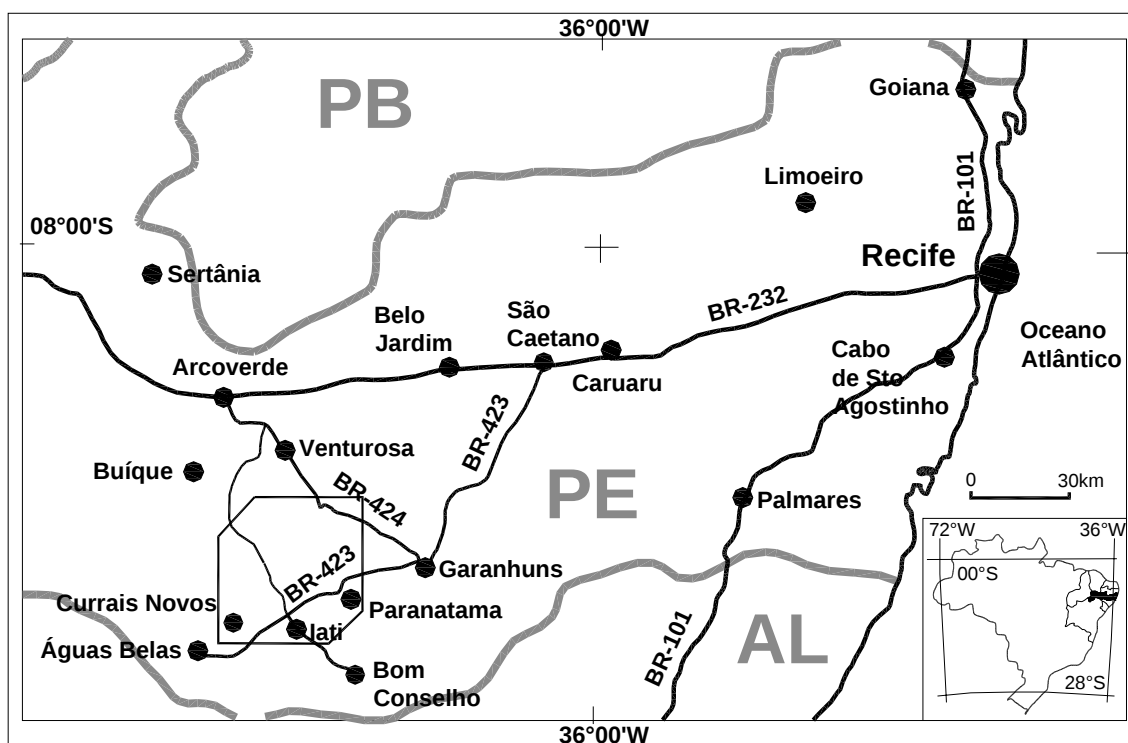


Figura 3 – Localização, acesso e principais localidades em relação a área pesquisada (Fonte adaptada de DNIT, 2002).

A área de estudo situa-se no limite de duas regiões com relevos distintos, podendo esta e outras características geomorfológicas serem discutidas sobre relevo obtido pelo programa da NASA - SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) apresentado na figura 4. Na porção leste o relevo é bastante acidentado, podendo ser destacadas, as Serras da Cachoeirinha, Grande, da Vaca, do Anjico e da Prata, com orientação geral NE. As maiores elevações, em torno de 1000 metros, ocorrem associadas às serras da Prata e Olho D'Água (porção SE, sustentada por quartzitos) e ainda na Serra Grande (porção NE, sustentada por granitóides). Por outro lado, na porção central e oeste da área, o relevo é bastante arrasado com altitudes em torno de 450 a 500 metros e corresponde com a localização das bacias hidrográficas do Rio Ipanema e Rio Cordeiro. Nessas regiões algumas poucas elevações ultrapassam os 700 metros e geralmente ocorrem associadas a corpos de granitóides. As principais drenagens, como o rio Ipanema, apresentam direção próxima de N20E, direção esta também observada em vales retilíneos instalados sobre estruturas secundárias provavelmente associadas à evolução do Lineamento Pernambuco. Vale ainda mencionar a estruturação marcante do relevo (em vales profundos e cristas) orientado em torno da direção N70E, sub-paralela ao lineamento Pernambuco situado logo a norte da área de estudo. O relevo estruturado nesta direção ainda é claramente observado na região da Bacia Jatobá, indicando provavelmente a retomada da estruturação mais antiga.

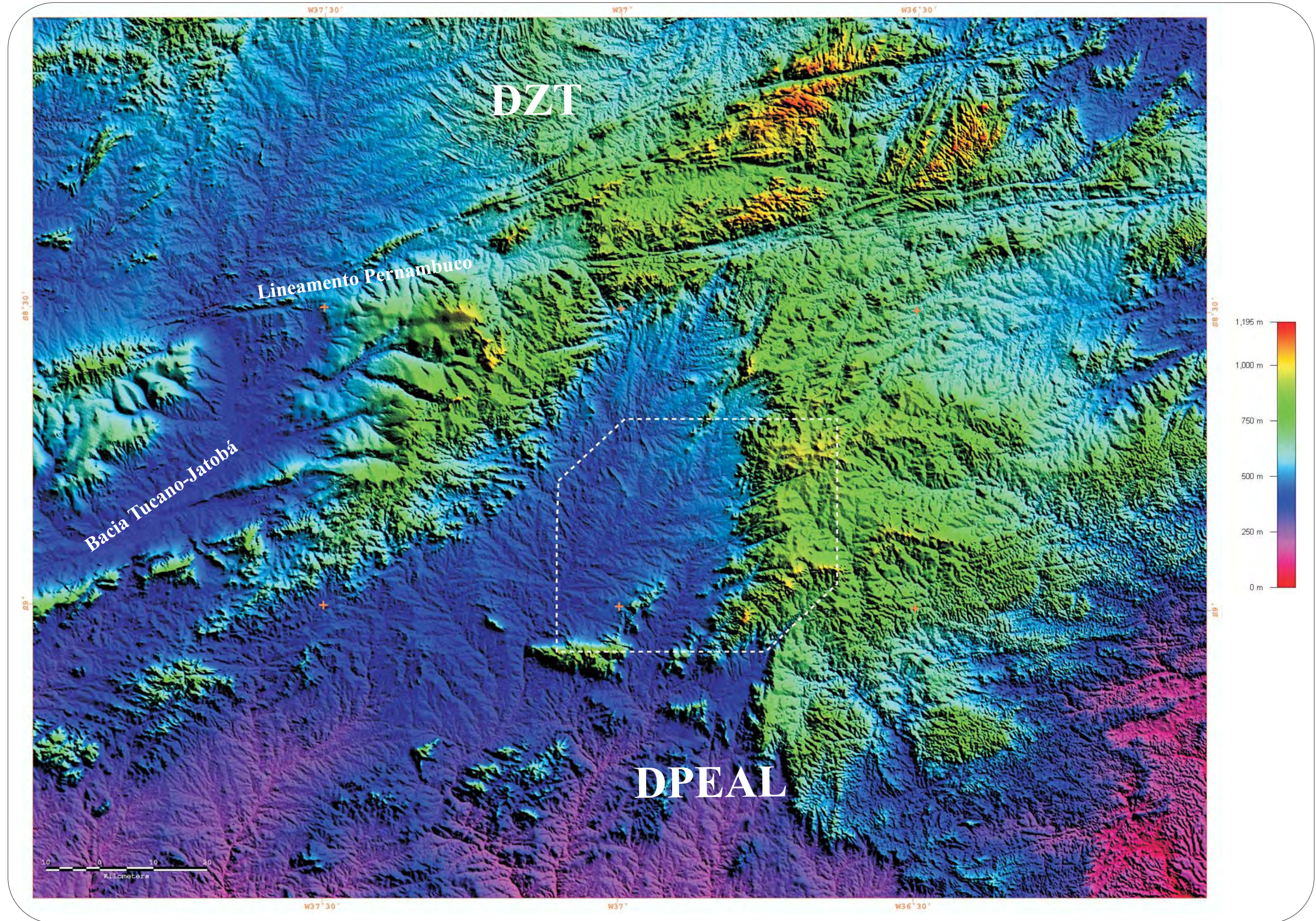


Figura 4 - Relevo SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission* - NASA) da área de estudo (contorno tracejado) e adjacências. Sombreamento com inclinação de 45 graus sentido sul. Domínio da Zona Transversal (DZT), Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas (DPEAL).

CAPÍTULO 2 – TRABALHOS ANTERIORES: PROVÍNCIA BORBOREMA E ÁREA DE ESTUDO

2.1 – INTRODUÇÃO

O termo Província Borborema (PB) foi inicialmente introduzido por Almeida *et al.* (1977) para designar a porção nordeste da Plataforma Sul-Americana, uma vasta região com mais de 450 000 Km² e nitidamente marcada pela atuação de eventos tectono-termiais neoproterozóicos (ciclo Brasileiro). Os primeiros estudos isotópicos realizados na PB (métodos K-Ar e Rb-Sr), permitiram identificar dois principais eventos orogênicos: Transamazônico (paleoproterozóico) e Brasileiro (neoproterozóico). Destes estudos ainda surgiram resultados indicativos da presença de rochas arqueanas. Brito Neves (1975) compartimentou a PB em: maciços medianos (embasamento migmatítico e gnáissico representados pelos Maciços de Granja, Tróia, Rio Piranhas e Pernambuco-Alagoas), de sistemas ou faixas de dobramentos as seqüências de rochas supracrustais deformadas e metamorizadas (Faixas Médio Coreaú, Jaguaribe, Seridó, Piancó-Alto Brígida, Pajeú-Paraíba, Riacho do Pontal e Sergipano) e de lineamentos tectônicos as extensas falhas de Sobral-Pedro II, Senador Pompeu, Patos e Pernambuco.

Atualmente, a PB é considerada como parte integrante do extenso sistema orogênico Brasileiro/Pan-Africano gerado pela convergência dos crátons Amazônico, São Luiz-Oeste Africano e São Francisco-Congo durante o neoproterozóico e responsável pela amalgamação do Gondwana oeste (Figura 1). A província é formada por um conjunto de grandes segmentos crustais (geralmente limitados por extensas zonas de cisalhamento preferencialmente transcorrentes), os quais comportam proporções variadas de rochas do embasamento paleoproterozóico (com núcleos arqueanos preservados), rochas supracrustais meso a neoproterozóicas e granitóides neoproterozóico (Van Schmus *et al.*, 1998). Esta caracterização atual é resultado em grande parte do acervo de informações geológicas e isotópicas (Rb-Sr, K-Ar e Ar-Ar e principalmente U-Pb e Sm-Nd) disponíveis na literatura. Com base nos trabalhos de Hackspacher *et al.* (1990), Jardim de Sá (1994), Van Schmus *et al.* (1995, 1998 e 2003), Dantas (1997), Dantas *et al.* (1998), Fetter (1999) e Brito Neves *et al.* (2000 e 2003), os seguintes elementos lito-tectônicos principais podem ser encontrados na PB (Figura 2):

a) núcleos arqueanos preservados (2.6 Ga a 3.4 Ga), principalmente representados pelos Complexos São José do Campestre (Domínio Rio Grande do Norte) e Tróia-Pedra Branca-Mombaça (Domínio Ceará Central), dispostos em meio ao embasamento gnáissico-migmatítico paleoproterozóico (~2.1 Ga). Tais núcleos foram aprisionados em meio a crosta paleoproterozóica preferencialmente juvenil formada durante a orogenia conhecida genericamente como “Transamazônica”;

b) embasamento gnáissico-migmatítico paleoproterozóico (2.3 a 2.1 Ga), com ampla distribuição, ocorrendo praticamente em todos os domínios tectônicos da PB;

c) o registro Estateriano (~ 1.7 Ga), bem preservado nas rochas supracrustais da faixa de dobramentos Orós-Jaguaribe (Sá *et al.*, 1995);

d) o registro Cariris-Velhos (tafrogênese e orogênese entre 1.1 a 0.9 Ga), até o momento identificado somente no domínio da Zona Transversal (Santos, 1995; Santos & Medeiros, 1997; Kozuch *et al.*, 1997; Van Schmus *et al.*, 1998; Brito Neves *et al.*, 2000);

e) depósitos sedimentares com vulcânicas máficas e félsicas formados ao redor de 0.77 Ga bem caracterizados no Estado do Ceará e representados pelos grupos Martinópolis e Independência (Fetter, 1999) ou supracrustais Rio Curú-Itataia-Independência de Castro *et al.* (2004), representando o registro de outro importante período tafrogenético na PB;

f) em termos de registro sedimentar, merece destaque a associação predominantemente psamo-pelítica (grauvacas e conglomerados subordinados) que encontra-se metamorfisada e deformada no cinturão Seridó (Rio Grande do Norte). Neste registro, as características sedimentares e a presença de zircões detríticos de 0.64 Ga indicam que a porção mais jovem da bacia foi formada durante o início da deformação e metamorfismo presentes (Van Schmus *et al.*, 2003);

g) o amplo registro metamórfico, deformacional, granítico e localmente vulcanossedimentar desenvolvido no Neoproterozóico é genericamente atribuído à orogenia Brasileira. Como colocado por Brito Neves *et al.* (2000), é mais adequado considerar o termo Brasileiro como uma designação coletiva para diferentes épocas orogenéticas desenvolvidas no neoproterozóico. Ainda, segundo estes autores, e de acordo com Campos Neto *et al.* (2004), o termo Sistema Orogênico Brasileiro da Província Borborema deve ser usado na designação do conjunto de orogenias que ocorreram no intervalo de tempo entre aproximadamente 630 a 570 Ma. Este registro tectono-termal encontra-se presente em todos os domínios tectônicos da PB, e tem nas massas granito-migmatíticas (arcos magmáticos) de Santa Quitéria (Domínio Ceará Central) e aparentemente no DPEAL, uma das maiores expressões em volume do magmatismo granitóide gerado por processos de subducção tipo B (crosta oceânica sob crosta continental mais antiga);

h) a instalação das grandes zonas de cisalhamento transcorrentes, situadas preferencialmente no limite dos blocos ou domínios tectônicos maiores da PB,

provavelmente ocorreu entre 580 e 530 Ma, período este em que também ocorreu uma série de intrusões graníticas pós- a tardi-orogênicas (indicando que o desenvolvimento destas zonas de cisalhamento se deu em condições ainda quentes). Dentro deste intervalo, a idade de 530 Ma parece representar a idade mínima para o resfriamento regional na PB;

i) o registro pós-orogênico, mais jovem que 530 Ma é principalmente documentado através de *stocks* granitóides pontuais, muitas vezes formados por fusões híbridas manto-crosta, atualmente bem descrito nas regiões de Taperuaba, Santa Quitéria e Serra da Barriga (Domínio Tectônico Ceará Central) (Castro *et al.*, 2004).

Brito Neves *et al.* (2000) propuseram uma história evolutiva para PB baseada na aglutinação diacrônica de massas continentais e a sua subsequente fragmentação, destacando a atuação da orogenia Transamazônica/Eburniana (paleoproterozóico) na formação do supercontinente Atlântica, a orogenia Cariris-Velhos (final do mesoproterozóico ao eoneoproterozóico) associada à formação do supercontinente Rodinia e, finalmente, a influência do sistema orogênico Brasileiro/Pan-Africano (final do neoproterozóico e início do Cambriano) no desenvolvimento do supercontinente Gondwana Ocidental.

2.2 – PROVÍNCIA BORBOREMA: COMPARTIMENTAÇÃO EM SUB-PROVÍNCIAS E DOMÍNIOS TECTÔNICOS

Compartimentar um sistema orogênico (como é o caso da PB), corresponde, em um primeiro momento, caracterizar rochas do embasamento, supracrustais, granitogênese, deformação e metamorfismo envolvidos em seu desenvolvimento. Em um segundo momento, é importante definir o grau de aloctonia entre embasamento, supracrustais e granitóides, ou seja, identificar ou não de diferentes terrenos tectono-estratigráficos (como proposto por Howell, 1995) que por ventura estiveram envolvidos na colagem orogênica ocorrida. Informações isotópicas Sm-Nd e U-Pb em zircões, juntamente com conhecimento geológico prévio, são ferramentas fundamentais nos dois tipos de compartimentação consideradas. Na PB pode-se dizer que ambas compartimentações já existentes permitem evidenciar um quadro evolutivo bastante rico, tanto em termos de um determinado domínio tectônico ou em termos das relações inter-domínios. Em importantes publicações considerando a síntese do conhecimento geológico e evolutivo da PB destaca-se o esquema de compartimentação que considera a individualização de sub-províncias (Van Schmus *et al.*, 1998) e de diferentes domínios tectônicos (Brito Neves *et al.*, 2000). Nas diferentes sub-províncias ou domínios, os principais elementos envolvidos e gerados durante o desenvolvimento do sistema orogênico Brasileiro são relativamente bem conhecidos.

Uma abordagem conjunta das duas compartimentações propostas é apresentada de forma sintetizada a seguir:

1. A sub-província 1 (SP1) está localizada a sul do lineamento Patos e a norte do Cráton São Francisco. Diversos domínios estruturais foram identificados na SP1, incluindo as faixas de dobramentos Sergipana, Riacho do Pontal, Piancó-Alto Brígida e Pajeú-Paraíba, segundo a literatura foram formadas no mesoproterozóico. Outros domínios incluem o DPEAL (situado entre o Lineamento Pernambuco e a faixa de dobramento Sergipana), blocos isolados do embasamento paleoproterozóico/arqueano e ainda rochas supracrustais neoproterozóicas. Brito Neves *et al.* (2000) compartimentam a SP1 em três domínios tectônicos, de sul para norte, representados pelos domínios do Cinturão Sergipano, Maçico Pernambuco-Alagoas e Zona Transversal (esta caracterizada pela presença do evento Cariris-Velhos);

2. A sub-província 2 (SP2) está situada a norte do lineamento Patos e a leste do lineamento Sobral. O embasamento da SP2 é representado por gnaisses-migmatíticos paleoproterozóicos (~2.1 Ga) e núcleos arqueanos preservados, representados pelo maciços de São José do Campestre (~ 3.45 Ga), Tróia-Pedra Branca-Mombaça e Granjeiro. Nesta sub-província ainda encontra-se o registro da tafrogênese Estateriana (1.7 a 1.8 Ga, sedimentação com vulcanismo associado), preservado na faixa Orós-Jaguaribe. As rochas supracrustais neoproterozóicas (640 a 800 Ma) são representados pelo Grupo Seridó (idade mínima conhecida de 640 Ma) no Rio Grande do Norte, e pelos grupos Independência e Ceará (~770 Ma) no estado do Ceará. Na SP2 alguns falhamentos importantes ocorrem (Senador Pompeu, por exemplo), mas segundo Van Schmus *et al.* (1998) ainda não é possível definir a presença de blocos crustais ou diferentes terrenos delimitados por estes. Ao que parece, o embasamento paleoproterozóico constituiu uma grande e contínua massa continental nesta época, podendo assim ser um dos representantes do supercontinente Atlântica de Rogers (1996; in Van Schmus *et al.*, 1998). Brito Neves *et al.* (2000) consideram que a área abrangida pela SP2 pode ainda ser compartimentada nos domínios Rio Grande do Norte (a sul do Lineamento de Senador Pompeu) e Ceará Central (a norte deste lineamento). Neste último domínio, encontra-se presente um importante registro de arco magmático neoproterozóico (Complexo ou batólito de Santa Quitéria) segundo Fetter (1999);

3. A sub-província 3 (SP3) está localizada entre os crátons São Luiz-Oeste Africano e a leste do lineamento Sobral. O embasamento é de idade paleoproterozóica (~2.3 Ga juvenil), com a idade conhecida para as rochas supracrustais (Grupo Martinópolis) sendo neoproterozóica.

2.3 – DOMÍNIO TECTÔNICO PERNAMBUCO - ALAGOAS (DPEAL) E FAIXA DE DOBRAMENTO SERGIPANA (FDS): O ORÓGENO MARGINAL SITUADO A NORTE DO CRATON SÃO FRANCISCO

Uma compartimentação tectônica interessante considerando a porção meridional da PB é a de Cordani *et al.* (2000), a qual inclui o DPEAL e a Faixa de Dobramento Sergipana (FDS) como integrantes do orógeno marginal que bordeja a porção norte do Cráton São Francisco. Junto à FDS ainda é considerada a Faixa Riacho do Pontal (FRP). Neste contexto, as faixas de dobramentos acima referidas exibem uma clara polaridade tectono-metamórfica, o que caracteriza muito bem as zonas externa e interna do orógeno Brasilano. Na porção mais interna, onde é esperada a presença de extensos batólitos situam-se as rochas integrantes do DPEAL.

2.3.1 - O Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas (DPEAL)

Localizado a sul do lineamento Pernambuco e a norte das faixas de dobramentos neoproterozóicas Sergipana e Riacho do Pontal, o DPEAL possui uma forma aproximadamente triangular com 70.000 km², a qual é dividida em duas partes pelos sedimentos fanerozóicos da Bacia de Jatobá. Os primeiros trabalhos de reconhecimento geológico regional realizados na região considerando a denominação de maciço Pernambuco-Alagoas trataram esta extensa região como constituída por rochas de embasamento granítico-migmatítico paleoproterozóico a arqueano e intrudido por batólitos graníticos neoproterozóicos (Brito Neves, 1973, 1975 e 1983; Brito Neves *et al.*, 1984; Santos & Brito Neves, 1984). Trabalhos mais recentes (Van Schmus *et al.*, 1995; Medeiros, 1998; Carmona, 2000; CPRM, 2001; Silva Filho *et al.*, 1995, 1997, 2001 e 2002), têm mostrado que o DPEAL possui uma variada gama litológica, constituída por litotipos tais como rochas supracrustais metassedimentares de alto grau metamórfico com vulcânicas máficas associadas, ortognaisses, migmatitos orto- e paraderivados e diversos tipos de granitóides neoproterozóicos.

Diferentes denominações surgiram conforme diferentes autores abordaram a geologia da área abrangida pelo DPEAL. A denominação Maciço Pernambuco-Alagoas foi proposta por Brito Neves (1975). Posteriormente, Santos (1995) adotou o termo Terreno Pernambuco-Alagoas e Silva Filho *et al.* (2002) o de Complexo Pernambuco-Alagoas. Nenhum destes termos será adotado neste trabalho. O termo domínio tectônico Pernambuco-Alagoas – DPEAL parece mais apropriado, sendo aqui usado para designar uma associação de rochas granito-migmatíticas orto e paraderivadas e rochas supracrustais cujas relações de contato foram estabelecidas em sua grande parte pela tectônica colisional durante a orogênese Brasileira. Em termos tectônicos regionais as informações disponíveis

indicam que o DPEAL representa o registro da raiz de um arco magmático neoproterozóico, composto por granitóides com idade modelo mesoproterozóico formados à partir de uma subducção para norte e que envolveu diferentes proporções entre material neoproterozóico e paleoproterozóico, e mais localmente arqueano, o qual foi seguido ainda por um episódio colisional. Um volume considerável de granitóides com idade modelo arqueano e paleoproterozóico parece ser oriundo da fusão parcial dos metassedimentos pelíticos e pelito-psamítico aluminosos gerados durante esse evento colisional. As rochas metassedimentares, com exceção das porções quartzíticas, muitas vezes são de difícil caracterização uma vez que encontram-se extremamente migmatizadas e com considerável deformação.

2.3.1.1 - Embasamento e os migmatitos bandados de protólito sedimentar

Atualmente, o DPEAL necessita de uma melhor caracterização em relação ao volume real de rochas do embasamento paleoproterozóico a arqueano, registrado apenas através de determinações Sm-Nd (idades modelo e valores de ϵ_{Nd}), uma determinação Rb-Sr em rocha total (Complexo Riacho Seco, segundo informações em Brito Neves *et al.*, 2000 e CPRM, 2000) e uma análise Pb-Pb (evaporação de zircão). Há necessidade ainda de caracterizar melhor as rochas metassedimentares com magmatismo básico associado, de idade (s) ainda não conhecida (s) e os produtos anatéticos formados a partir desta. O elevado grau de transformação metamórfica e deformacional registrado nestas rochas durante o neoproterozóico constitui um dos principais problemas na discriminação destas unidades lito-tectônicas. Tal dificuldade só começará a ser contornada de forma efetiva com o levantamento de um novo e sistemático conjunto de informações U-Pb em zircões (SHRIMP) e Sm-Nd em rocha total.

As informações isotópicas Sm-Nd disponíveis indicam que boa parte dos granitóides presente no DPEAL teve sua gênese desenvolvida sob a presença de variado volume de crosta continental paleoproterozóica a arqueana (figura 5). No domínio do DPEAL determinações isotópicas Pb-Pb por evaporação de cristais de zircão extraídos de ortognaisses graníticos e dioríticos situados a W-SW da localidade de Caruaru forneceram idades agrupadas ao redor de 2.0 Ga (Neves *et al.*, 2004). No domínio do DPEAL esta é a única idade em zircão conhecida para rochas do embasamento. Segundo Brito Neves *et al.* (2000), no domínio do DPEAL ainda podem ser encontradas outras duas ocorrências de rochas arqueanas, representadas pelos Complexos de Riacho Seco (determinação Rb-Sr e gnaiss diorítico a tonalítico) e Poço Verde. Devido à migmatização e intensa granitogênese ocorrida no DPEAL durante o neoproterozóico boa parte da crosta continental mais antiga foi “digerida” na formação do arco magmático em questão. Aliado a isto, o posicionamento destas rochas mais antigas em meio à associações gnáissico-granito-migmatíticas, torna a

caracterização dos restos de embasamento tarefa delicada e dependente de vários estudos sistemáticos (principalmente isotópicos U-Pb-SHRIMP em zircões e Sm-Nd em rocha total).

No domínio do DPEAL são identificadas várias ocorrências e corpos mapeados de migmatitos de protólito sedimentar e rochas supracrustais, as quais tem sido frequentemente inseridas no Complexo Cabrobó (Medeiros, 1998; Carmona, 2002). Este termo foi proposto originalmente por Leal (1970, in: Santos, 1995 e Medeiros, 1998) para designar metassedimentos presentes na localidade homônima situada na porção do DPEAL posicionada a oeste da Bacia Jatobá. Posteriormente o termo Complexo Cabrobó foi retomado por Lima *et al.* (1985) e Santos (1995) e utilizado na designação de metassedimentos situados a norte da localidade de Floresta, no domínio da Zona Transversal. Nesta região, Santos (1995) através de determinações U-Pb em zircões e Sm-Nd em rocha total (meta-vulcânicas e metassedimentos), mostrou que os processos vulcânicos e sedimentares responsáveis pela formação da associação meta-vulcanossedimentar presente na região (Complexo Cabrobó, composto pela sequência Serra do Sítio e Suítes Lagoa das Contendas e Malhada Vermelha), foram originadas (~entre 1.4 a 1.3 Ga) e posteriormente deformadas e metamorfasadas no meso e neoproterozóico (~0.9 a 1.0 Ga). No presente trabalho optou-se por não utilizar a terminologia de Complexo Cabrobó pelos seguintes motivos: 1) o fato da denominação original ter sido proposta distante da área de estudo (~ 300 km da região aqui estudada, a oeste da bacia de Jatobá), não existindo ainda estudos suficientes, seja de cartografia geológica ou isotópicos, para manter tal correlação; 2) o fato de Santos (1995) ter determinado uma idade mesoproterozóica para litologias também consideradas como Complexo Cabrobó torna problemática a utilização dessa denominação para associações metassedimentares ou supracrustais desprovidas de informações geocronológicas (como é o caso dos metassedimentos integrantes do DPEAL). Deste modo, tais rochas na área de estudo são tratadas simplesmente como rochas supracrustais e migmatitos de protólito sedimentar, ficando a questão da criação de uma nova terminologia ou adoção da existente dependendo do surgimento de análises geocronológicas futuras. Para as rochas migmatíticas de protólito sedimentar em questão, as poucas informações Sm-Nd disponíveis (Silva Filho *et al.*, 2002; Osako *et al.*, 2003), indicam idades $T_{(DM)}$ preferencialmente paleoproterozóicas (algumas poucas arqueanas) associadas à valores de ϵNd bastante negativos. Esta assinatura isotópica sugere que estes metassedimentos formaram-se à partir de protólitos sedimentares oriundos de uma crosta continental mais antiga, indicando a ausência de materiais de idade mesoproterozóica na região. O assunto continua em aberto, principalmente devido ao fato que a geocronologia U-Pb em zircões no domínio considerado ainda encontra-se em estado embrionário.

Complexo Belém do São Francisco (CBSF) é uma terminologia criada por Santos (1995) para designar ortognaisses granodioríticos, migmatitos bandados e diatexíticos a biotita e porções leucocráticas que ocorrem a sul da localidade de Floresta, a sul do Lineamento Pernambuco. Rochas paraderivadas do Complexo Cabrobó, (quartzitos, mármore e cálcio-silicáticas) podem ser encontradas em meio à rochas do CBSF. Este mesmo autor reporta ainda que frequentemente uma idade modelo $T_{(DM)}$ de ~ 1.3 Ga pode ser encontrada nestas rochas. Santos (1995) ainda ressalta que a estruturação observada nos ortognaisses migmatíticos indica tratar-se de intrusões com magmas de natureza crustal que podem ser agrupados em dois tipos: 1) controladas por uma tectônica contracional e alóctones e 2) preferencialmente autóctones, representados por diatexitos de textura em *shlieren* a nebulíticos. Boa parte das características acima descritas para o CBSF pode também ser observada na área de estudo. No entanto, preferiu-se não adotar a denominação de CBSF na área de estudo devido aos seguintes motivos: 1) ausência de informações isotópicas mais consistentes para ambas as regiões e geoquímica para a região homônima de definição; 2) na região homônima, o não estabelecimento das relações genéticas entre as rochas do CBSF e Complexo Cabrobó não permite afirmar se estas ocorrem como material residual da fusão originária das rochas do CBSF ou constituem xenólitos e deste modo nada teriam ver com a gênese dos ortognaisses migmatíticos em questão.

Considerando especificamente a área de estudo e adjacências, o mapa presente na figura 6, publicado originalmente em escala 1: 500.000 pela CPRM (2001), mostra a distribuição das rochas gnaissico-migmatíticas entre os complexos Belém do São Francisco e Cabrobó. Esta discriminação constituiu um guia inicial a ser utilizado, principalmente em termos das diversidades de granitóides que é apresentada. Entretanto, a diferenciação concreta das litologias integrantes dos complexos Cabrobó e Belém do São Francisco ainda é bastante genérica e deste modo sofrem alterações conforme pode ser visto nos capítulos seguintes.

2.3.1.2 – Magmatismo granítico neoproterozóico

Pelo conhecimento atual, as intrusões graníticas neoproterozóicas compõem mais de 60% da área do DPEAL. Tais intrusões manifestam-se sob variadas composições e formas, ocorrendo como grandes batolitos (como é o caso Ipojuca-Atalaia) e granitóides anatócticos (diatexitos foliados e também isotrópicos) associados a gnaisses migmatíticos oriundos dos metassedimentos integrantes das rochas supracrustais ou de rochas paleoproterozóicas a arqueanas mais antigas. Também ocorrem *stocks* tardios e mais pontuais geralmente enriquecidos em potássio e mais jovens. Pelas poucas informações U-Pb em zircão

conhecidas o intervalo da granitogênese em questão pode ser enquadrado entre 0.62 a 0.57 Ga (Silva Filho *et al.*, 2002; Brito Neves *et al.*, 2003 e Neves *et al.*, 2004).

Com base principalmente em informações presentes em Silva Filho *et al.* (1995, 1997, 2001 e 2002) e Ferreira *et al.* (1998), pode-se afirmar que os diferentes granitóides presentes no DPEAL apresentam composição variável, tanto em termos dos constituintes minerais maiores e máficos como pelo comportamento geoquímico. Tais características conhecidas foram sintetizadas por Silva Filho *et al.* (2002), as quais são apresentadas na tabela 1 e figura 5. Desta síntese os seguintes pontos devem ser ressaltados: 1) as informações isotópicas de Nd definem claramente dois intervalos principais de idades $T_{(DM)}$, sendo um predominantemente paleoproterozóico (valor médio de ~ 2.0 Ga) e outro de idade mesoproterozóica (valor médio de ~ 1.2 Ga). Apesar da literatura consultada afirmar que rochas de idade mesoproterozóica devem ter participado na gênese de tais granitóides, não deve ser esquecido que tais idades $T_{(DM)}$ próximas de ~ 1.2 Ga podem ser explicadas pela interação entre materiais neoproterozóicos juvenis e rochas pertencentes ao embasamento paleoproterozóico/arqueano; 2) a terminologia proposta que considera a presença de grandes batólitos deve ser revista, visto que diferentes composições são comuns a diferentes batólitos e não se observa um critério claro, a não ser geográfico, para se agrupar um conjunto de corpos em determinado batólito; 3) três tipos magmáticos podem ser observados: a) granitóides porfíricos a biotita e hornblenda cálcio-alcalinos, metaluminosos; b) granitóides a duas micas, por vezes com granada, peraluminosas e c) granitóides a biotita, hornblenda e restos de clino-piroxênio, metaluminosos e frequentemente de afinidade shoshonítica; 4) com exceção dos granitóides a duas micas (desprovidos de análises), o intervalo de idades U-Pb em zircão observado para os demais permite identificar preliminarmente três épocas distintas de geração de granitóides: 630-615 Ma, 590-570 Ma e 550-528 Ma. As características isotópicas Sm-Nd associadas a estes diferentes intervalos de idades indicam quase sempre que as litologias analisadas foram formadas por fusão híbrida entre um material juvenil (provavelmente neoproterozóico) e rochas mais antigas paleoproterozóicas. Neste contexto precisam ainda ser definidas as relações espaciais e composicionais dentro do amplo intervalo de idades conhecidas (625 e 528 Ma), o que levará a constatar ou não se os diferentes pulsos magmáticos em questão tiveram uma evolução conjunta ou foram formados em períodos discretos dentro da evolução do arco magmático.

Tabela 1 - Síntese do conhecimento sobre os granitóides do DPEAL, segundo informações de Silva Filho *et al.* (2002). Idades $T_{(DM)}$ em Ga, ϵ_t calculado para 600 Ma. Bi (biotita), Ms (muscovita), Hb (hornblenda), Cpx (clino-piroxênio).

BATOLITO	Composição modal	litogeoquímica	Nd	cristalização
GARANHUNS	Monzogranitos, sienogranitos e álcali-feldspato granitos a Bi e Ms	peraluminosos	2.22 ($\epsilon_t=-14,5$) a 1.72 Ga	-----
	Dioritos a quartzosienitos a Hb e Cpx	Metaluminosos, Shoshoníticos localmente	1.51 a 1.1 Ga ($\epsilon_t=-5,8$)	570 $\pm$ 25 Ma (Rb-Sr)
IPOJUCA – ATALAIA	Sienogranitos a álcali-feldspatogranitos e Bi e Ms	Cálcio-alcálinos alto potássio peraluminosos	2.43 ($\epsilon_t=-17,8$) a 1.92 Ga	-----
	Monzo a sienogranitos a Bi e Hb	Cálcio-alcálinos metaluminosos	1.1 Ga ($\epsilon_t=1,85$)	-----
MARIMBONDO – CORRENTES	Granodioritos a sienogranitos a Bi	peraluminosos	-----	-----
	Quartzodioritos a Hb e sienogranitos a sienitos a Hb e Cpx	Metaluminosos shoshoníticos	1.93 ($\epsilon_t=-8,7$) a 1.81 e 1.13 a 0.92 Ga ($\epsilon_t=1,3$)	590 $\pm$? Ma (U-Pb em zircão)
BUIQUE – PAULO AFONSO	Monzogranitos a granodioritos a Bi Sienogranitos a sienitos a Grn, Bi e Ms	Cálcio alcalino alto potássio meta a peraluminosos	2.04 Ga ($\epsilon_t=-9,3$)	-----
	Monzogranitos a Hb Quartzosienitos, sienogranitos e sienitos a Hb e Cpx	Metaluminoso shoshonítico	1.46 a 1.05 Ga ($\epsilon_t=-0,1$)	624 $\pm$ 5 Ma (U-Pb em zircão)
ÁGUAS BELAS – CANINDÉ	Sienogranitos a Bi Sienogranitos a Bi e Ms	Provavelmente peraluminosos	2.24 ($\epsilon_t=-14,5$) a 2.08 Ga	-----
	Sienogranitos a sienitos a Hb e Cpx dioritos a granodioritos porfíricos a Hb e Bi	Provavelmente metaluminosos	1.48 a 0.9 Ga ($\epsilon_t=3,2$)	613 $\pm$ 8 Ma, 616 $\pm$ 4 Ma e 528 $\pm$ 4 Ma (U-Pb em zircão) 580 Ma (Rb-Sr)

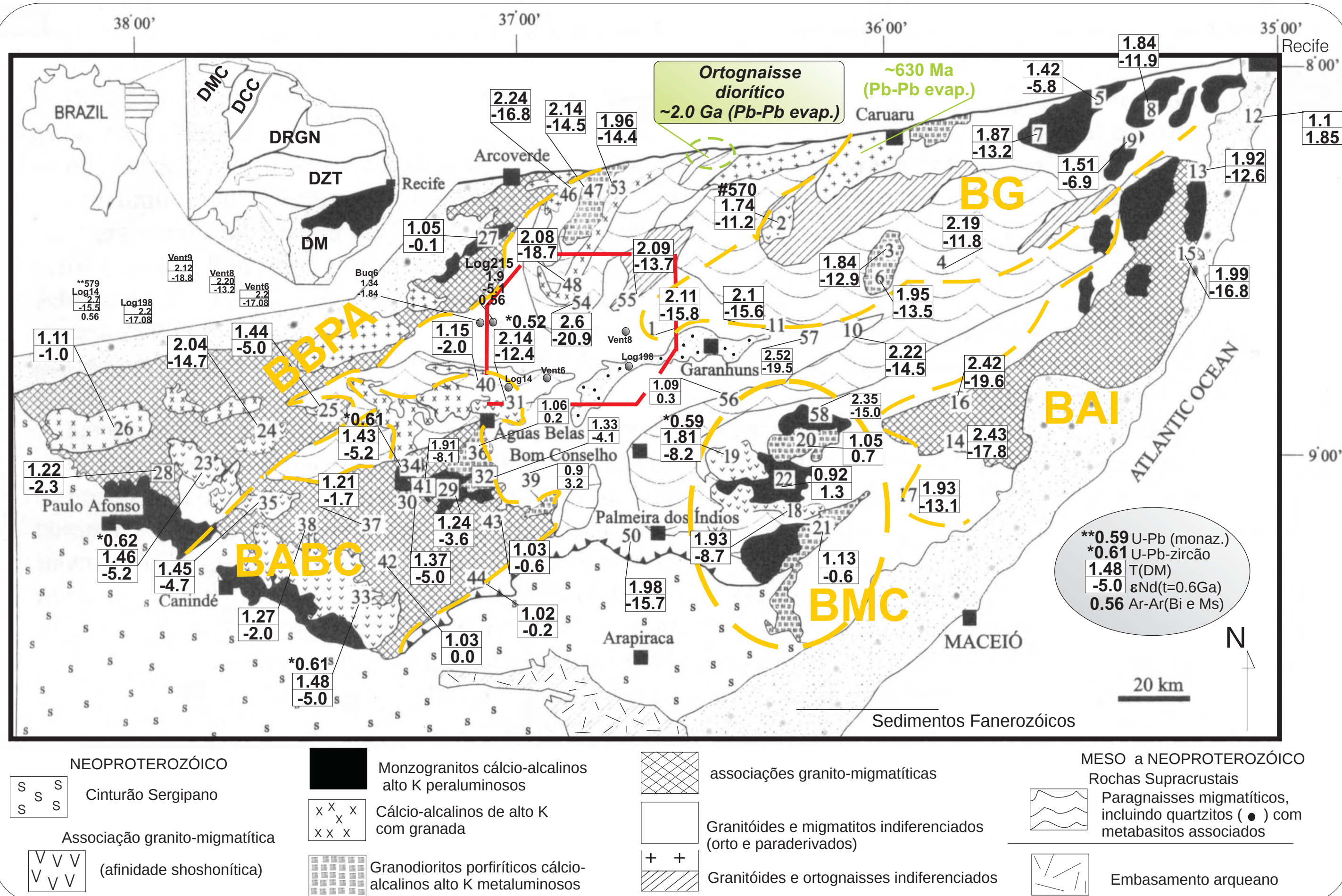


Figura 5 - Geologia, geocronologia e geoquímica isotópica disponível para o Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas. Dados Sm-Nd (T(DM) em Ga; ϵNd) compilados de Van Schmus *et al.* (1995), Silva Filho *et al.* (2002), Osako *et al.* (2003) e Neves *et al.* (2004). U-Pb em zircão (Brito Neves *et al.*, 2003). Idades U-Pb em monazita e $\text{Ar}^{40}\text{-Ar}^{39}$: deste trabalho. Área de trabalho em vermelho, grandes batolitos definidos por Silva Filho *et al.* (2002) em laranja: BAI (Atalaia - Ipojuca), BMC (Marimbondo - Correntes), BG (Garanhuns), BABC (Águas Belas - Canindé), BBPA (Buíque - Paulo Afonso).

2.3.2 - A Faixa de Dobramentos Sergipana (FDS)

A FDS compreende rochas supracrustais de margem continental passiva rasa a profunda metamorfasadas preferencialmente em fácies xisto verde e menos deformadas próximo ao Cráton São Francisco (diamictitos, quartzito, pelito e carbonato). Esta associação grada para sequências vulcanossedimentares e sedimentos marinhos de águas profundas metamorfasados em fácies anfibolito e intrudidos por uma série de granitóides de idade neoproterozóica (mais a norte, próximo ao limite com o DPEAL). Nesta região ainda são frequentes rochas máfico-ultramáficas interpretadas como restos de crosta oceânica preservados nas zonas mais internas da faixa de dobramentos em questão (Brito Neves *et al.*, 2000; Cordani *et al.*, 2000). Para alguns autores (Davison & Santos, 1989; Guimarães & Silva Filho, 1994), mesmo que em concepções um pouco diferentes, a FDS é o resultado da colisão entre o Cráton do São Francisco e o DPEAL durante o neoproterozóico. Van Schmus *et al.* (1998) e Brito Neves *et al.* (2000) correlacionam a idade de deposição dos protólitos sedimentares dos metassedimentos da faixa de dobramentos Sergipana com os presentes nas faixas Piancó-Alto Brígida e Pajeú-Paraíba da Zona Transversal, assumindo assim uma deposição próxima de 1.0 Ga, associada ao início do ciclo Cariris-Velhos. Infelizmente, as idades U-Pb em zircão usadas nesta interpretação (em torno de ~1.0 Ga em meta-vulcanitos, Silva Filho & Torres, 2002), não puderam ser devidamente avaliadas pela brevidade da publicação em que estão contidas. Neste trabalho, bem como em vários outros, faz-se menção à presença de intensa granitogênese neoproterozóica em meio aos metassedimentos deformados e metamorfasados da FDS. Neste contexto é importante citar o trabalho de Guimarães & Silva Filho (1994) no qual colocam os granitóides de afinidade shoshonítica situados na extremidade setentrional da FDS como resultantes de um processo de subducção para norte envolvendo o DPEAL e o cráton São Francisco. Dentro deste quadro, é provável que a continuidade deste magmatismo para norte no domínio do DPEAL se faça através das porções shoshoníticas, caracterizando assim a regionalidade deste importante pulso magmático provavelmente formado durante os estágios tardios do desenvolvimento do arco magmático no DPEAL.

2.4 – O LINEAMENTO PERNAMBUCO

O Lineamento Pernambuco corresponde a uma zona de cisalhamento sinuosa, com cerca de 700 km de extensão, de direção W-NW até próximo da Bacia de Jatobá e E-NE após esta. O Lineamento Pernambuco ocorre delimitando os domínios da Zona Transversal e Meridional de Brito Neves *et al.* (2000). Aparentemente, constitui importante limite de blocos crustais com comportamento distinto durante o neoproterozóico, uma vez que

delimita claramente o domínio caracterizado pelo ciclo Cariris-Velhos (a norte) das litologias do DPEAL a sul. Segundo Vauchez *et al.* (1995), Neves & Vauchez (1995), Neves & Mariano (1997) e Neves *et al.* (2004), os seguintes pontos relacionados ao Lineamento Pernambuco podem ser destacados: 1) o Lineamento Pernambuco apresenta-se sob a forma de dois segmentos distintos, representados pelos segmentos oeste e leste, cujo limite situa-se logo a oeste da bacia de Jatobá. Na concepção de Vauchez *et al.* (1995), esta segmentação se daria pelo fato de que a partir dessa região a direção assumida pela zona de milonitização presente apresentaria direção NE e não mais aproximadamente E-W. Salientam ainda que a espessura da zona de milonitização do segmento leste é máxima nas imediações da localidade de Caruaru, e que para oeste tal espessura diminui até desaparecer. A segmentação proposta por estes autores carece de melhor avaliação, principalmente pelo fato que a continuidade do Lineamento Pernambuco é perfeitamente observada em imagens LANDSAT, geofísicas e SRTM (esta exemplificada na figura 4); 2) milonitos, restos de milonitos de alta temperatura, magmatismo concomitante e reativações sob temperaturas em fácies xisto verde atestam o caráter policíclico do Lineamento Pernambuco, aparentemente com quase todos estes regimes desenvolvido sob movimentação dextral; 3) o Lineamento Pernambuco é parte integrante do que Vauchez *et al.* (1995) chamou de “*The Borborema Shear Zone System*”, uma malha de zonas de cisalhamento desenvolvida durante o neoproterozóico (aproximadamente entre 600 a 570 Ma), em escala continental, na qual foi possível a geração de milonitos, milonitos de alta temperatura e localmente granitogênese. Condições de temperatura decrescentes são observadas até ~ 500 Ma, época na qual atuou um regime tectônico sob temperaturas em fácies xisto verde a inferiores.

Prováveis reflexos na área de estudo: a região de estudo situa-se a cerca de 15 km a sul da região considerada por Vauchez *et al.* (2000) como não portadora dos milonitos atribuídos ao Lineamento Pernambuco. No entanto, segundo informações cartográficas presentes em Medeiros (1998), CPRM (2000) e Neves *et al.* (2004), bem como em resultados inéditos apresentados neste trabalho, observa-se que o regime de esforços e deformação associados ao Lineamento Pernambuco imprimem um padrão estrutural típico nas rochas da região, dentro do qual cabe ressaltar: a) o dobramento da superfície metamórfica principal com eixos sinuosos (sugerindo deformação posterior) orientados próximos de N-S, sendo que toda esta estruturação encontra-se bruscamente seccionada na região do Lineamento Pernambuco; b) estes dobramentos, bem como outras estruturas como falhamentos transpressivos dextrais podem ser inseridas na categoria de estruturas secundárias associadas à fase de transcorrência dextral mais dútil do Lineamento Pernambuco. Neste contexto, um esforço compressivo principal orientado entre S60-70E

pode ter sido o responsável pela estruturação principal hoje observada na região de estudo e áreas adjacentes.

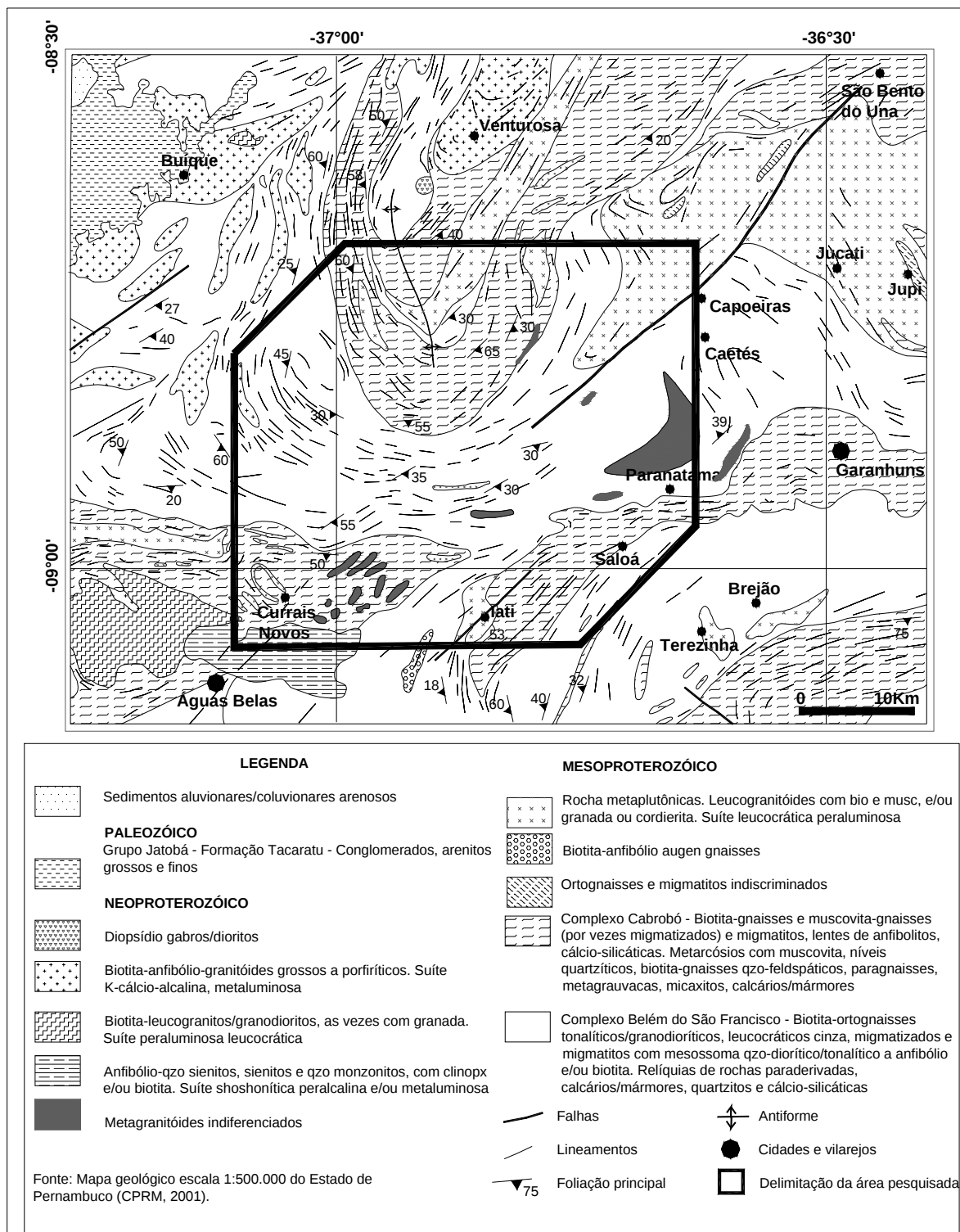


Figura 6 – Detalhe do mapa geológico escala 1:500.000 do Estado de Pernambuco (CPRM, 2001) com a localização da área pesquisada.

Apartir dos objetivos propostos no primeiro capítulo e da síntese efetuada sobre os trabalhos anteriores da Província Borborema e do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas no segundo capítulo, esta tese traz nos capítulos subsequentes os principais resultados desta pesquisa. O capítulo 3 mostra o emprego de informações Landsat-7/ETM+ e da aerogeofísica do Projeto Cariris-Velhos como ferramentas utilizadas no aprimoramento da cartografia geológica na área pesquisada e em âmbito regional. Os capítulos 4, 5, 6 e 7 abordam as características geológicas, isotópicas, litogeoquímicas, de química mineral e termobarométricas encontradas nas diferentes associações litológicas (ortognaisses migmatíticos, migmatitos de protólito sedimentar, rochas supracrustais, metabasitos e granitóides) identificadas na área de estudo, e ainda no final de cada capítulo é apresentada uma breve discussão sobre os resultados obtidos. O capítulo 8 traz o modelo evolutivo sugerido e ainda algumas recomendações decorrentes de todo o trabalho realizado.

CAPÍTULO 3 – AEROGEOFÍSICA , IMAGENS LANDSAT7/ETM+ E CARTOGRAFIA GEOLÓGICA

3.1 – INTRODUÇÃO

Desde a década de 80 do século passado a utilização de imagens orbitais e dados aerogeofísicos tem sido de grande valia na obtenção de informações adicionais úteis ao mapeamento geológico. Escalas de mais detalhe vêm sendo atingidas seja pelo aparecimento de sensores de maior resolução (IKONOS e ASTER, por exemplo) como pela alta qualidade dos aerolevantamentos. A região nordeste do Brasil é relativamente propícia à utilização destas ferramentas, principalmente devido às condições climáticas vigentes (clima semi-árido) que proporciona um reduzido desenvolvimento do manto de alteração intempérica e cobertura vegetal. Estes dois últimos elementos constituem fatores complicantes na interpretação dos dados espectrais obtidos pelos diversos sensores orbitais (Landsat5/TM, Landsat7/ETM+, SPOT, por exemplo). Em menor intensidade age como complicadores também na interpretação de informações aerogamaespectrométricas. Neste contexto, é importante destacar alguns trabalhos mais recentes que utilizaram informações orbitais e aerogeofísicas no estudo de diferentes unidades litológicas e feições estruturais na Província Borborema: Vauchez *et al.* (1995), Gusmão (1998), Amaro (1998), Castro *et al.* (1999) e Dantas *et al.* (2003).

Técnicas específicas de processamento digital de imagens (PDI) descritas na literatura foram aplicadas nas imagens multiespectrais obtidas pelo Landsat7/ETM+ e nos dados aerolevantados (gamaespectrometria e magnetometria) do Projeto Cariris-Velhos. Dada a natureza do projeto Cariris Velhos suas informações foram melhor exploradas regionalmente e em menor intensidade na área de estudo. Já as informações Landsat7/ETM+ foram tratadas basicamente na região de estudo e pequena área adjacente. Em ambos os casos, os processamentos realizados objetivaram, através da identificação e aumento dos contrastes espectrais e aerogeofísicos, a identificação de anomalias e/ou padrões passíveis de serem correlacionados à litologias e/ou estruturas, elementos estes que foram considerados na cartografia geológica obtida.

A análise conjunta entre os resultados oriundos das informações Landsat7/ETM+ e aerogeofísicas foram avaliados com os dados geológicos de 265 afloramentos visitados (ANEXO 4) durante as campanhas de campo. O resultado final desta integração propiciou a

geração do mapa geológico na escala 1:200.000 (ANEXO 5). A seguir realiza-se um apanhado sobre as principais características, processamento e avaliação dos resultados considerando a integração entre informações geológicas, orbitais e aerogeofísicas.

3.2 – AEROGEOFÍSICA E O PROJETO CARIRIS-VELHOS

O uso efetivo de informações aerogeofísicas como ferramenta auxiliar em geologia data da década de 70 do século passado e desde então tem-se constatado um considerável aprimoramento dos diferentes tipos de levantamento disponíveis. Inúmeros trabalhos encontrados na literatura consagram tal ferramenta no auxílio da cartografia geológica, nos quais pode ser encontrada uma ampla variedade de informações sobre bases teóricas, levantamento, tratamento e análise destas informações. Citando as que foram mais sujeitas a consulta na elaboração deste trabalho aponta-se: IAEA (1991), Gunn *et al.* (1997), Horsfall (1997), Minty (1997), Sharma (1997) e MacLoud & Dobush (2000).

Os dados gamaespectrométricos e magnetométricos utilizados nesta pesquisa pertencem ao levantamento aerogeofísico do Projeto Cariris-Velhos, foram adquiridos junto à CPRM (Superintendência Regional de Recife/PE) e cujas principais características são abaixo enumeradas:

- 1) o projeto foi levantado pela GEOFOTO S.A. em 1976, segundo solicitação da associação DNPM/CPRM;
- 2) o levantamento foi realizado ao longo das linhas de vôo N-S espaçadas em torno de 2 km e a uma altura de vôo aproximada de 150m. Devido a estas características de amostragem o projeto Cariris-Velhos é considerado de baixa resolução;
- 3) o projeto Cariris Velhos foi levantado em época da pré-utilização de GPS e deste modo tanto a navegação como posterior introdução de coordenadas ao conjunto de informações levantadas carecem da precisão espacial hoje presente nos levantamentos mais modernos;
- 4) as informações aqui processadas foram: a) magnetometria (intensidade do campo magnético total residual, corrigida e com remoção do IGRF; b) gamaespectrometria (valores em contagens por segundo - CPS) corrigidos dos canais contagem total, potássio, tório e urânio.

3.2.1 – Processamentos

Os seguintes processamentos e análise foram feitos:

- a) análise estatística e na forma de perfis do banco de dados para a identificação e eliminação de valores considerados “espúrios”;

- b) interpolação das informações através do método de mínima curvatura para a geração dos GRIDs ou malha regular com células de 500 x 500m (~1/4 do maior espaçamento entre amostras);
- c) identificação e remoção de ruídos, principalmente dispostos paralelamente às linhas de vôo (os quais foram removidos com o auxílio do filtro co-seno direcional). Tanto a interpolação como a filtragem foram realizadas na plataforma OASIS MONTAJ 4.5;
- d) análise e estatística dos GRIDs;
- e) geração de novos GRIDs à partir dos GRIDs originais: a) magnetometria (continuações para cima e derivadas verticais); b) gamaespectrometria: resultado da conversão de CPS para equivalentes de concentrações no terreno de eK%, eU, eK, eTh e taxa de exposição para a contagem total ($\mu\text{Roetgen/hora}$). Tal processo foi realizado segundo os procedimentos presentes em IAEA (1991) e utilizando coeficientes de sensibilidade dos canais segundo os valores presentes em BARMP (1997);
- f) implementação de aumento de contrastes, operações aritméticas, uso do espaço IHS, sombreamentos foram as principais técnicas de processamento digital de imagens usadas para realçar as feições de interesse.

Os principais resultados obtidos do processamento acima referido podem ser visualizados, na maior parte dos casos com os traços geológicos sobrepostos, nas figuras 7 a 15. É importante salientar ainda que as informações e resultados obtidos possuem caráter regional, e que interpretações de maior detalhe ficam sujeitas à imprecisões causada pela baixa resolução do levantamento aerogeofísico. A seguir são apresentadas as principais informações presentes nestes produtos.

3.2.2 – Gamaespectrometria

Os principais resultados podem ser visualizados nas figuras 7, 8 e 12. Os seguintes pontos merecem ser destacados, levando-se em conta a geologia da área de estudo e toda a área do levantamento Cariris-Velhos com base nas informações presentes na literatura discutida no capítulo 2:

- a) com relação ao posicionamento espacial das anomalias cabe destacar que este não foi devidamente avaliado em virtude da baixa resolução do levantamento e pela falta de disponibilidade de canais indicadores da variação do relevo ao longo das linhas de vôo (pressão barométrica e radar altímetro). A ausência de grandes corpos d'água espalhados pela área do levantamento impossibilitou uma avaliação espacial adequada que considerada o posicionamento e forma destes corpos em

uma base cartográfica de confiança com a resposta radiométrica extremamente baixa ou nula esperada para estes. Esta condição pôde ser avaliada somente na região onde o levantamento cobriu um pequeno trecho do Rio São Francisco (extremo SW da área do levantamento). Próximo a esta região, drenagens maiores situadas no interior da Bacia de Jatobá (caracterizada por valores radiométricos muito baixos) ficaram bem marcadas na gamaespectrometria devido ao fato de transportarem detritos provenientes do desmonte de litologias situadas a N-NW e por apresentarem valores radiométricos mais elevados. Nestes dois casos um bom posicionamento pôde ser constatado, não sendo observado deslocamento espacial significativo entre os dois tipos de informação. Na porção SE da área englobada pelo levantamento, a correlação entre baixas contagens e o expressivo pacote de quartzitos presente na região, bem como em outras regiões onde elevados valores radiométricos associam-se à elevações no relevo, permitiram visualizar um certo deslocamento das anomalias para NW. Deste modo, interpretações de detalhe devem ser feitas com cautela, se possível tendo em consideração também as informações de relevo que originalmente foram levantadas pelo próprio projeto Cariris-Velhos;

- b) em relação às litologias pré-Fanerozóicas os padrões radiométricos são coerentes com a estruturação geral conhecida, frequentemente sendo bem evidenciada a presença de padrões indicativos de tipos litológicos específicos amarrotados e seccionados em meio à estruturação cisalhante maior presente (figura 8);
- c) os valores radiométricos muito baixos ocorrem em três situações distintas: 1) associados aos depósitos sedimentares Fanerozóicos da Bacia de Jatobá, Araripe e ocorrências menores (BJ, BA, 1 e ocorrências não assinaladas na figura 8); 2) associados à ocorrências de rochas gnáissico-migmatíticas tonalíticas a quartzodioríticas com porções anfibolíticas subordinadas do provável embasamento paleoproterozóico (2 e 3 na figura 8). Na área de estudo deve ser mencionada a presença de alguns baixos radiométricos associados à região onde encontram-se algumas ocorrências de rochas do embasamento, as quais, quando avaliadas regionalmente, parecem representar a extensão para SW da ocorrência maior situada em contato com o Lineamento Pernambuco (3 na figura 8); e 3) associada ao expressivo pacote de rochas quartzíticas que ocorre a sul da localidade de Garanhuns (6 na figura 8), na porção SE da região de estudo (figura 12);
- d) contribuições preferenciais de Th e U (tonalidades azuis na figura 8) ocorrem geralmente associadas aos migmatitos de protólito sedimentar presentes tanto a sul como a norte do Lineamento Pernambuco (Complexos Sertânia e Cabrobó de Santos, 1995). Em meio a estas porções, regiões caracterizadas por baixos

radiométricos ainda precisam ser melhor avaliadas quanto à presença de associações de rochas máficas, quartzíticas e do embasamento. Regiões com padrões radiométricos indicativos de um aumento nos teores de K e K+U+Th provavelmente sugerem a presença de granitóides em meio aos migmatitos de protólito sedimentar;

- e) intrusões graníticas: cinco padrões gamaespectrométricos foram encontrados associados a rochas granitóides, sendo estes: a) com elevada contribuição de K, Th e U, representado pelas tonalidades esbranquiçadas observadas na figura 8 (como exemplo, indicação de número 13); b) elevadas contribuições de Th e U e em menor intensidade K (tonalidades azuis levemente esbranquiçadas na figura 8), ocorrendo quase sempre de forma difusa nas regiões onde predominam metassedimentos migmatitizados; c) contribuições de K e U (tonalidades amarelo-alaranjadas na figura 8, indicação de número 11); d) contribuições de K e U, prevalecendo o primeiro (tonalidades vermelho levemente laranja, indicação de número 10 na figura 8). Este comportamento é observado na região a norte de Floresta e neste caso indica que a gamaespectrometria está fortemente influenciada pelos granitóides presentes, sendo praticamente imperceptível a discriminação da associação meta-vulcanossedimentar (17 na figura 8); e) contribuições preferencialmente de K (tonalidades avermelhadas na figura 8, indicações 9 e 16), ocorrendo de forma associada a grandes intrusões ou ainda como porções isoladas como ocorre no batólito Buíque-Paulo Afonso (indicações 16 e 8 na figura 8, respectivamente).

3.2.3 – Magnetometria

As figuras 9, 10, 11, 13, 14 e 15 mostram os principais resultados obtidos a partir do processamento das informações aeromagnetométricas. A exemplo das informações gamaespectrométricas, a baixa resolução espacial do levantamento torna muitas vezes difícil a realização de análises em escalas de maior detalhe. Entretanto, em uma escala mais regional foi observada uma variada gama de estruturas e anomalias magnetométricas. Destaca-se a seguir alguns pontos considerados como mais importantes com respeito aos resultados obtidos:

- a) anomalias positivas mais expressivas: as áreas associadas a estas anomalias foram destacadas na forma de polígonos, os quais são apresentados sobrepostos a quase todas as imagens aerogeofísicas apresentadas. A anomalia de maior intensidade (~ 350 nT de amplitude, considerando o mínimo e o máximo do dipolo que caracteriza a anomalia) encontra-se situada a NW da localidade de Afogados da Ingazeira, no Estado da Paraíba. Uma série de outras anomalias de menor intensidade foram

- observadas, inclusive com duas destas situando-se dentro da área de estudo (possivelmente associadas a metabasitos). Boa parte destas anomalias encontra-se controlada pela estruturação regional, enquanto umas poucas associam-se a corpos de granitóides um pouco discordantes desta estruturação (anomalia circundada em preto situada a NE de Floresta, figura 9);
- b) embasamento: as regiões onde ocorrem rochas do embasamento gnáissico-migmatítico de afinidade quartzo-diorítica com porções anfibolíticas são geralmente caracterizadas por forte relevo magnético sob valores relativamente elevados, sendo isto observado na região de Floresta e a W-SW de Garanhuns (3 na figura 9). Entretanto, esta característica não pode ser usada como fator discriminante, uma vez que outras litologias apresentam relevos magnéticos semelhantes.
 - c) metassedimentos: as associações de rochas metassedimentares são geralmente caracterizadas por baixos valores magnéticos dispostos em um relevo relativamente suave (Figura 10). Essa suavidade desaparece em vários locais onde ocorrem rochas de afinidade básica nas proximidades e/ou causadas pela estruturação diversa;
 - d) estruturas: a correlação entre a estruturação regional magnética e as estruturas maiores anteriormente cartografadas (CPRM, 2001) pode ser observada na figura 10. Nesta figura, a estruturação compartimentada na forma de grandes blocos delimitados por falhamentos orientados em torno de N50E é clara, bem como a perda de sua continuidade nas imediações dos Lineamentos Patos e Pernambuco. Isto ainda pode ser observado na figura 11, a imagem realça estruturas magnéticas NE-EW obtidas com o cálculo da segunda derivada vertical sobre o resultado da continuação para cima a 2150 metros. Destacam-se ainda duas outras estruturas magnéticas observadas. A primeira é representada por anomalias retilíneas orientadas em torno de N30E (figuras 13 e 15), as quais associam-se em muitos casos com zonas de falha e cataclase ainda pouco conhecidas e estudadas. A segunda categoria de estrutura diz respeito à discretos lineamentos magnéticos orientados NW (figuras 14 e 15). Em ambas categorias, bem como a identificação de novas estruturas e o detalhamento de toda a trama estrutural magnética observada deve ainda ser melhor avaliada através de levantamentos geofísicos e geológicos de maior detalhe;
 - e) embasamento das Bacias Fanerozóicas: com respeito a esta relação a aeromagnetometria permite abordar duas situações geográficas distintas, a Bacia de Jatobá e borda leste da Bacia do Araripe. No primeiro caso é clara a continuidade da estruturação do embasamento sob os sedimentos, apenas com o sinal sendo bastante atenuado devido à cobertura sedimentar (Figura 10). Neste contexto, onde

o sinal magnético é mais intenso fica evidente a reduzida espessura do pacote sedimentar, sendo isto bem observado em toda borda leste e porção NW da bacia. No segundo exemplo (borda leste da Bacia do Araripe) também nota-se a resposta magnética de algumas estruturas N50-70E presentes no embasamento. Chama atenção a presença de valores magnéticos mais elevados presentes nas porções internas do trecho considerado neste estudo. Nesta região, devido a uma série de falhamentos do tipo *horst* e *grabben*, o embasamento encontra-se a pouca profundidade (~ 300 metros, segundo Assine,1992).

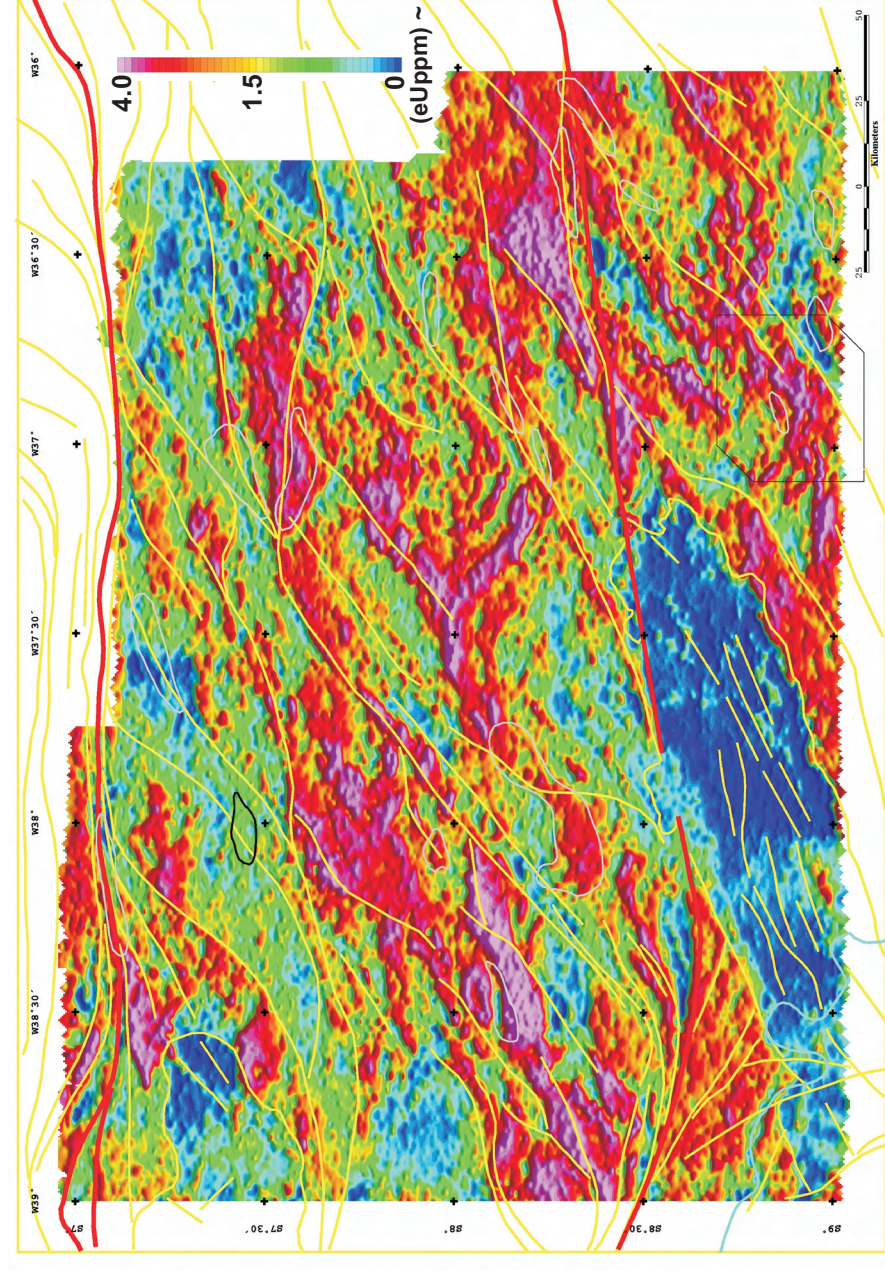
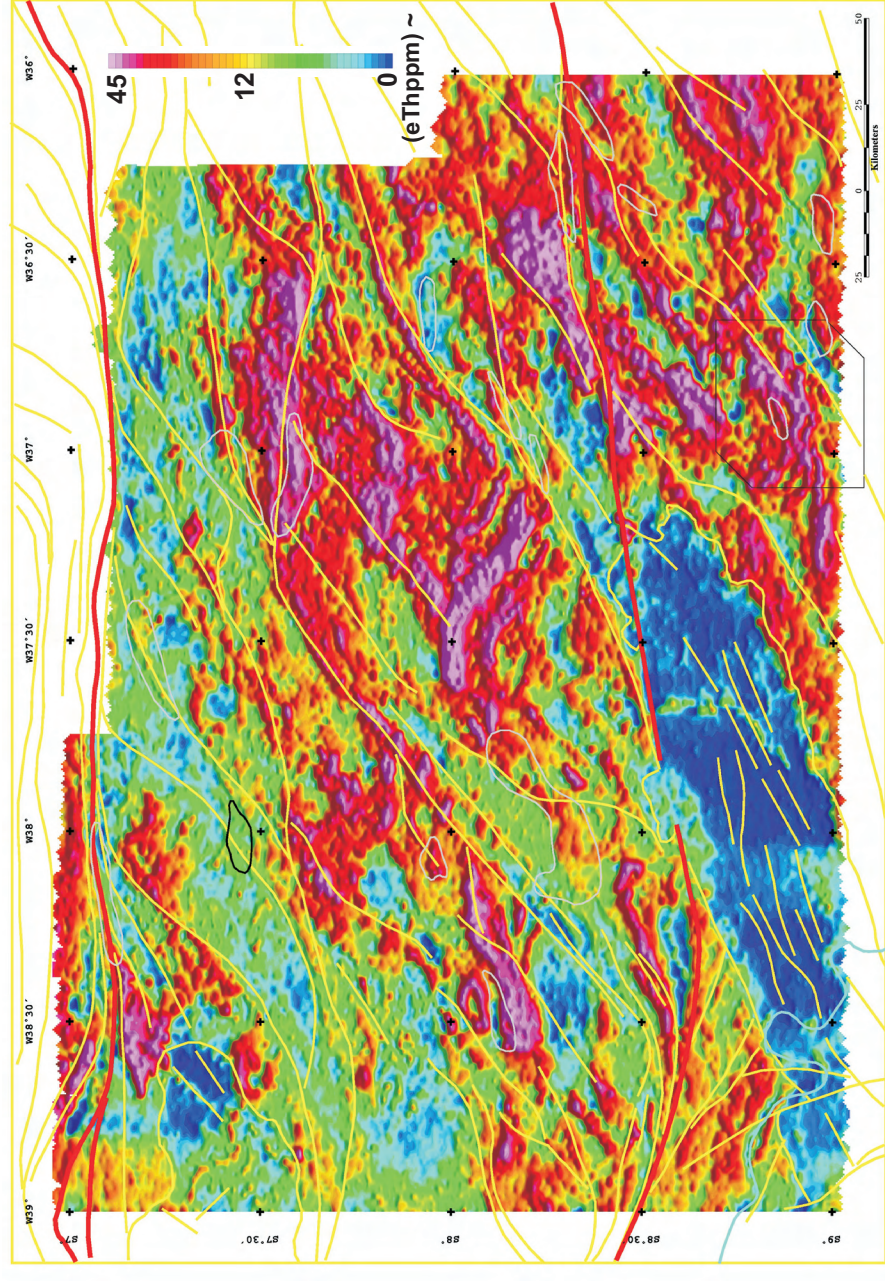
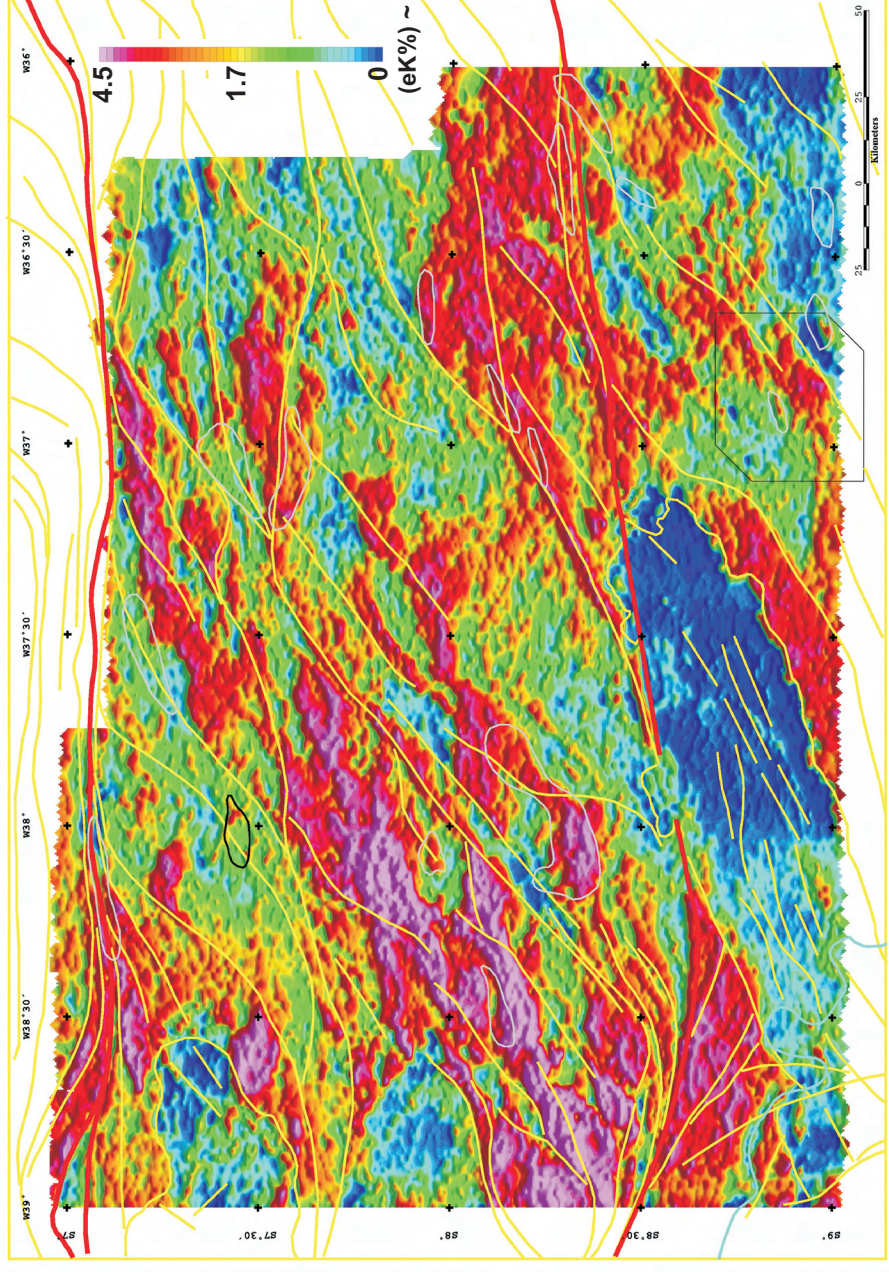
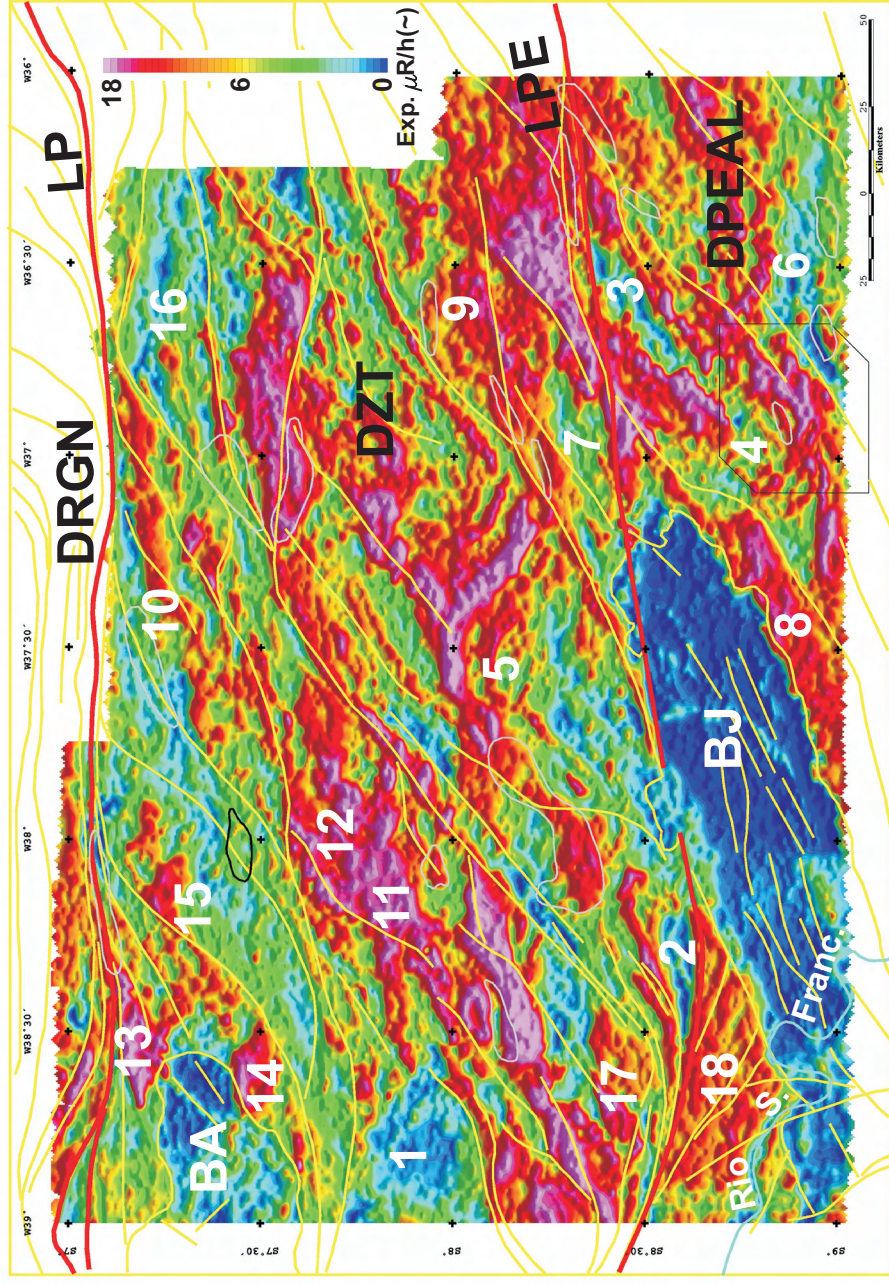


Figura 7: Projeto Cariris Velhos, imagens aerogamaespectrométricas dos canais da Contagem total, potássio, tório e urânio. Traços em amarelo e vermelho (estruturas maiores extraídas de CPRM (2000 e 2001). DRGN (Domínio Rio Grande do Norte), DZT (Domínio Pernambuco-Alagoas), LP (Lineamento Patos), DPEAL (Domínio da Zona Transversal), BA (Bacia de Jatobá), BJ (Bacia de Pernambuco), Rio S. Franc. (Rio São Francisco). Numeração das principais feições radiométricas (discutidas no texto). PE (Lineamento Pernambuco), BJ (Bacia de Pernambuco), BA (Bacia de Jatobá), BJ (Bacia de Pernambuco), Rio S. Franc. (Rio São Francisco). Polígono em preto na porção inferior esquerda de cada imagem (área de estudo). Anomalias magnéticas positivas (mais expressiva em negro; menores em cinza).

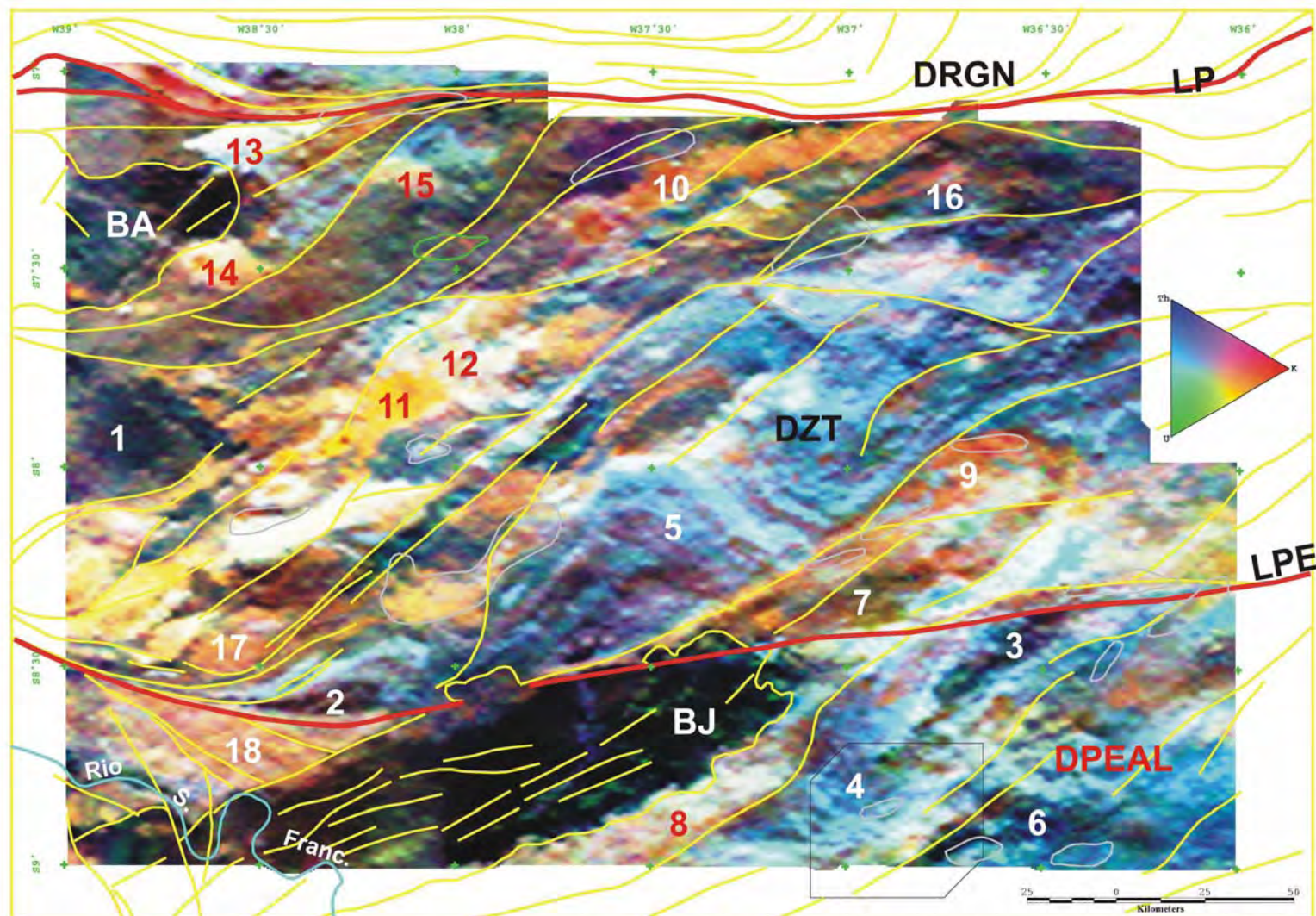


Figura 8 – Projeto Cariris Velhos, aerogamaespectrometria, composição RGB K-U-Th. Traços em amarelo e vermelho (estruturas maiores extraídas de CPRM (2000 e 2001). DRGN (Domínio Rio Grande do Norte), DZT (Domínio da Zona Transversal), DPEAL (Domínio Pernambuco-Alagoas), LP (Lineamento Patos), LPE (Lineamento Pernambuco), BJ (Bacia de Jatobá), BA (Bacia do Araripe). Numeração das principais feições radiométricas (discutidas no texto). Anomalias magnéticas positivas (mais expressiva em verde; menores em cinza). Polígono em preto na porção inferior direita da imagem (área de estudo).

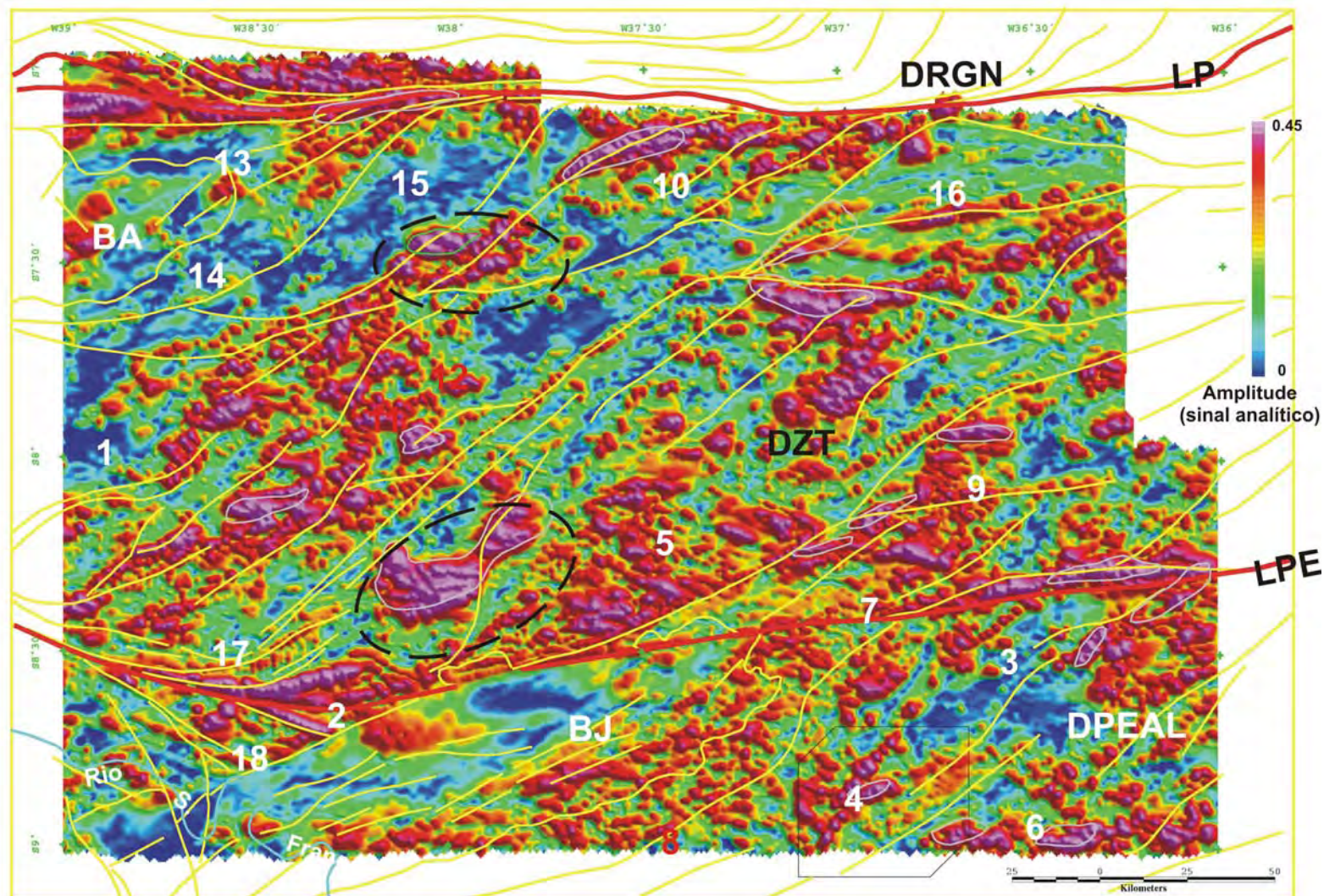


Figura 9: Projeto Cariris Velhos, aeromagnetometria, amplitude do sinal analítico. Traços em amarelo e vermelho (estruturas maiores extraídas de CPRM (2000 e 2001). DRGN (Domínio Rio Grande do Norte), DZT (Domínio da Zona Transversal), DPEAL (Domínio Pernambuco-Alagoas), LP (Lineamento Patos), LPE (Lineamento Pernambuco), BJ (Bacia de Jatobá), BA (Bacia do Araripe). Numeração das principais feições magnetométricas (discutidas no texto). Anomalias magnéticas positivas (mais expressiva em verde; menores em cinza). Polígono em preto na porção inferior direita da imagem (área de estudo).

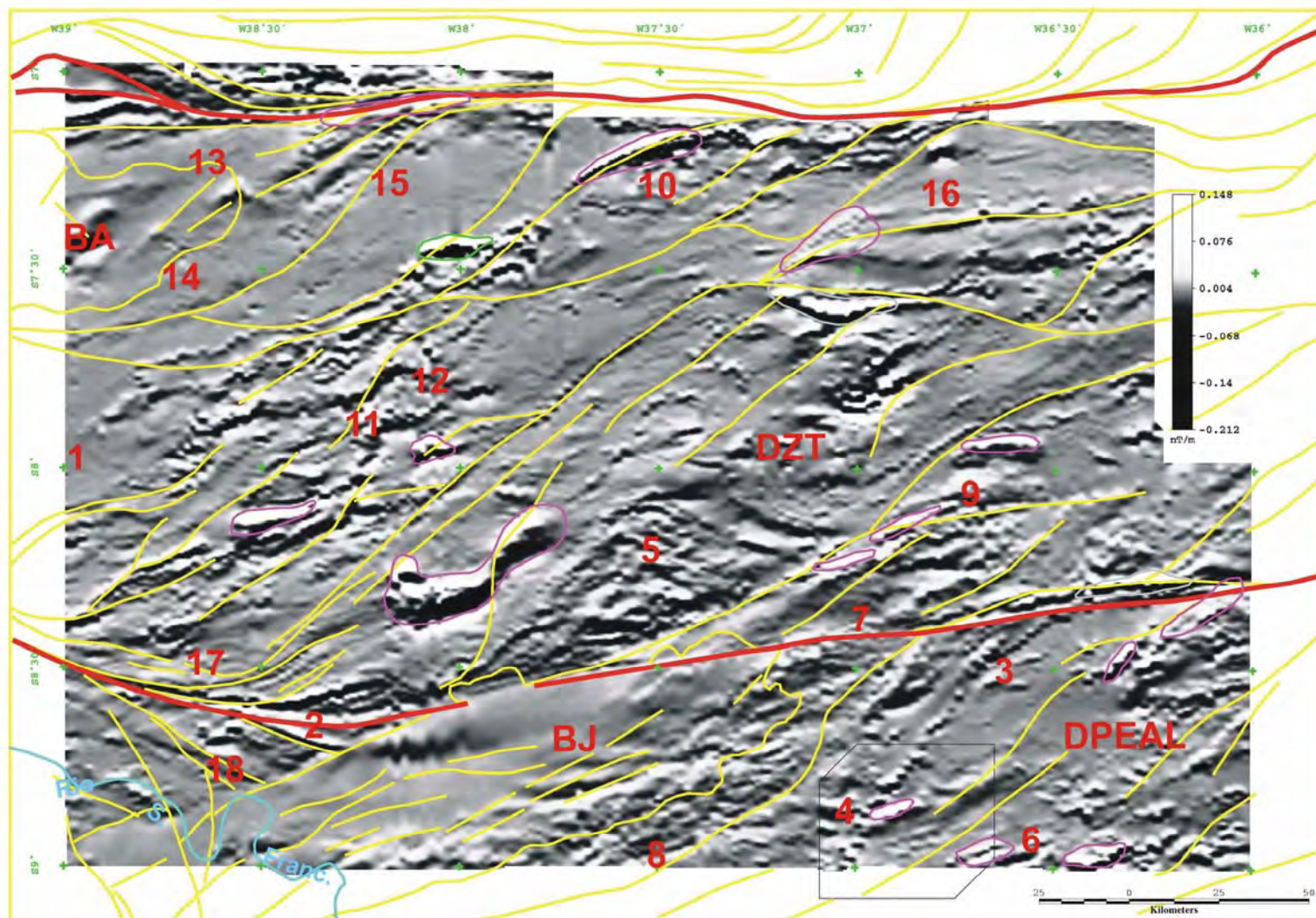


Figura 10: Projeto Cariris Velhos, aeromagnetometria, primeira derivada vertical. Traços em amarelo e vermelho (estruturas maiores extraídas de CPRM (2000 e 2001). DRGN (Domínio Rio Grande do Norte), DZT (Domínio da Zona Transversal), DPEAL (Domínio Pernambuco-Alagoas), LP (Lineamento Patos), LPE (Lineamento Pernambuco), BJ (Bacia de Jatobá), BA (Bacia do Araripe). Numeração das principais feições magnetométricas (discutidas no texto). Anomalias magnéticas positivas (mais expressiva em verde; menores em magenta). Polígono em preto na porção inferior direita da imagem (área de estudo).

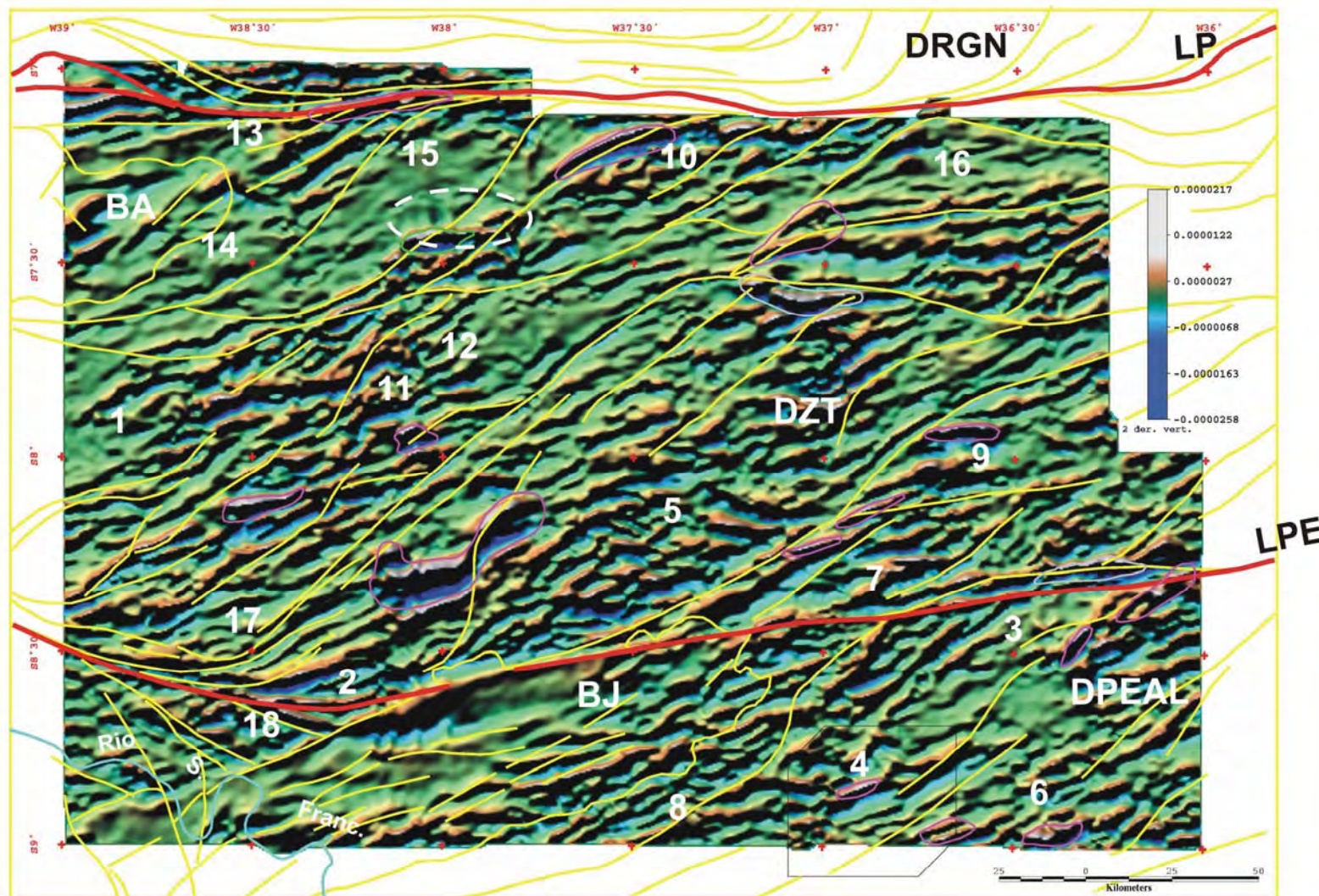


Figura 11: Projeto Cariris Velhos, aeromagnetometria, Segunda derivada vertical calculada sobre continuação para cima a 2150 metros. Traços em amarelo e vermelho (estruturas maiores extraídas de CPRM (2000 e 2001). DRGN (Domínio Rio Grande do Norte), DZT (Domínio da Zona Transversal), DPEAL (Domínio Pernambuco-Alagoas), LP (Lineamento Patos), LPE (Lineamento Pernambuco), BJ (Bacia de Jatobá), BA (Bacia do Araripe). Numeração das principais feições magnetométricas (discutidas no texto). Anomalias magnéticas positivas (mais expressiva em branco tracejado; menores em magenta). Polígono em preto na porção inferior direita da imagem (área de estudo).

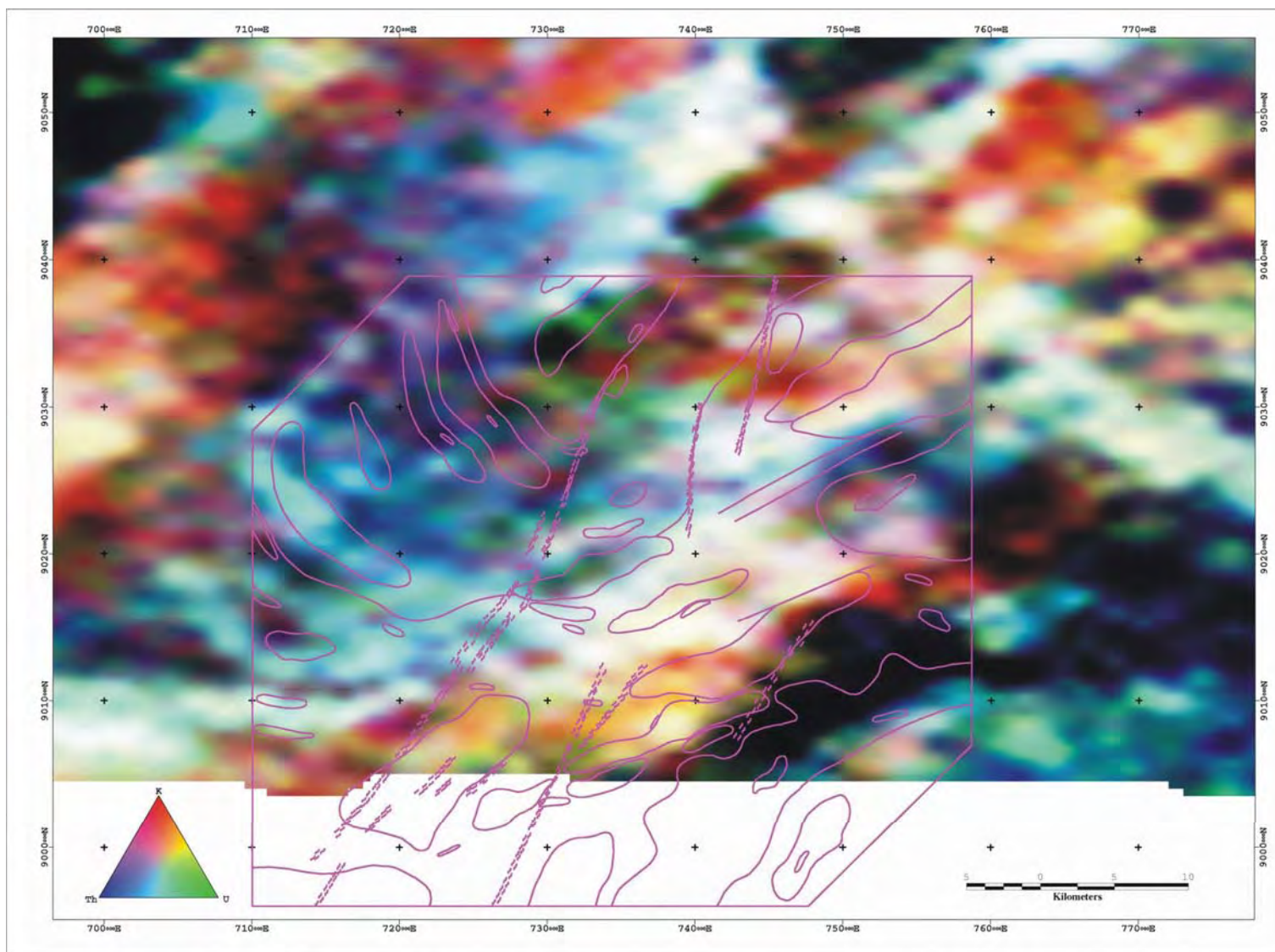


Figura 12: Projeto Cariris Velhos, aerogamaespectrometria, área de estudo e imediações. Composição colorida RGB K-U-Th. Traços geológicos extraídos do mapa geológico presente no ANEXO 5.

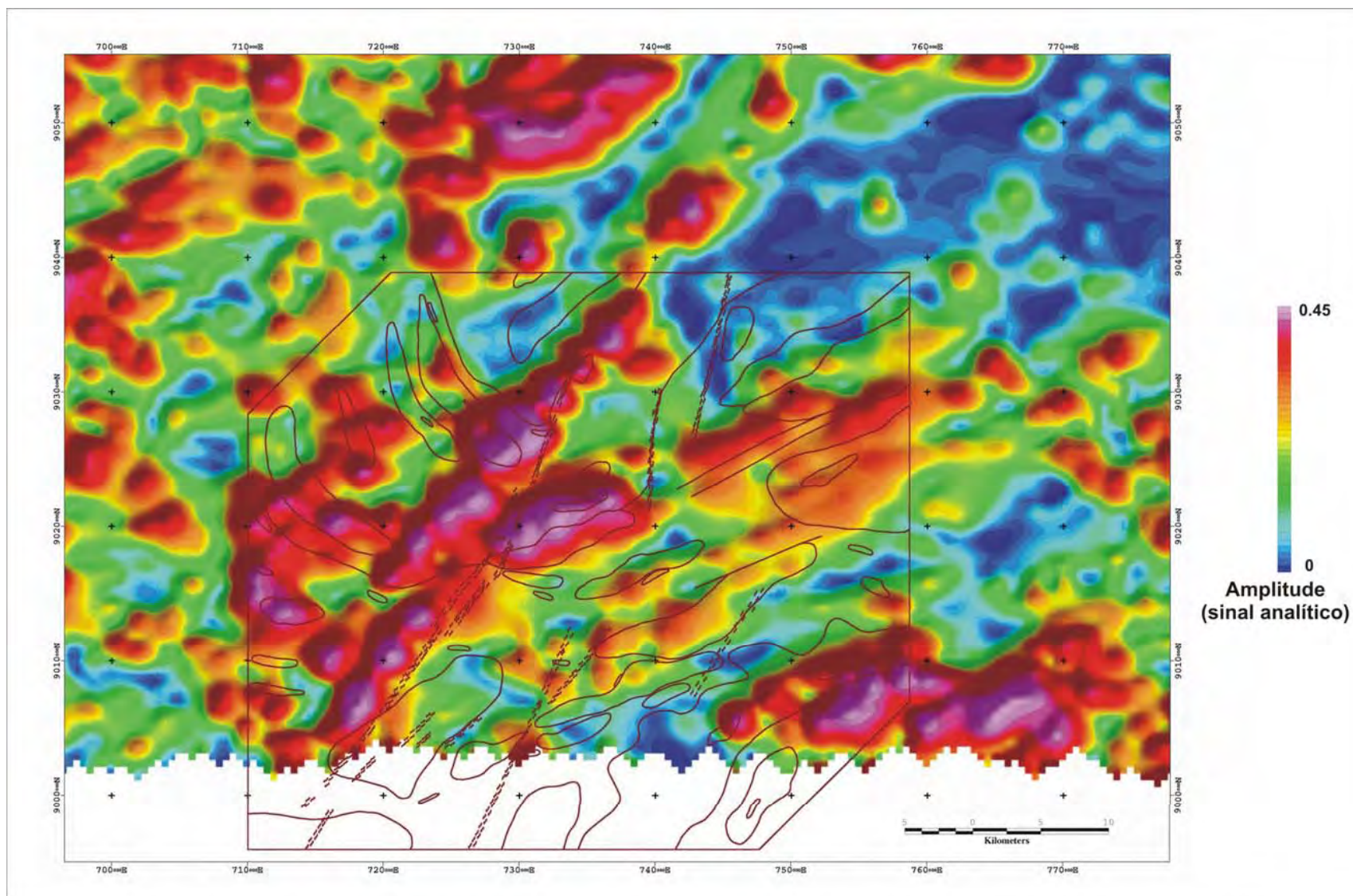


Figura 13: Projeto Cariris Velhos, aeromagnetometria, área de estudo e imediações. Amplitude do sinal analítico iluminado para noroeste por fonte inclinada cerca de trinta graus. Traços geológicos extraídos do mapa geológico presente no ANEXO 5.

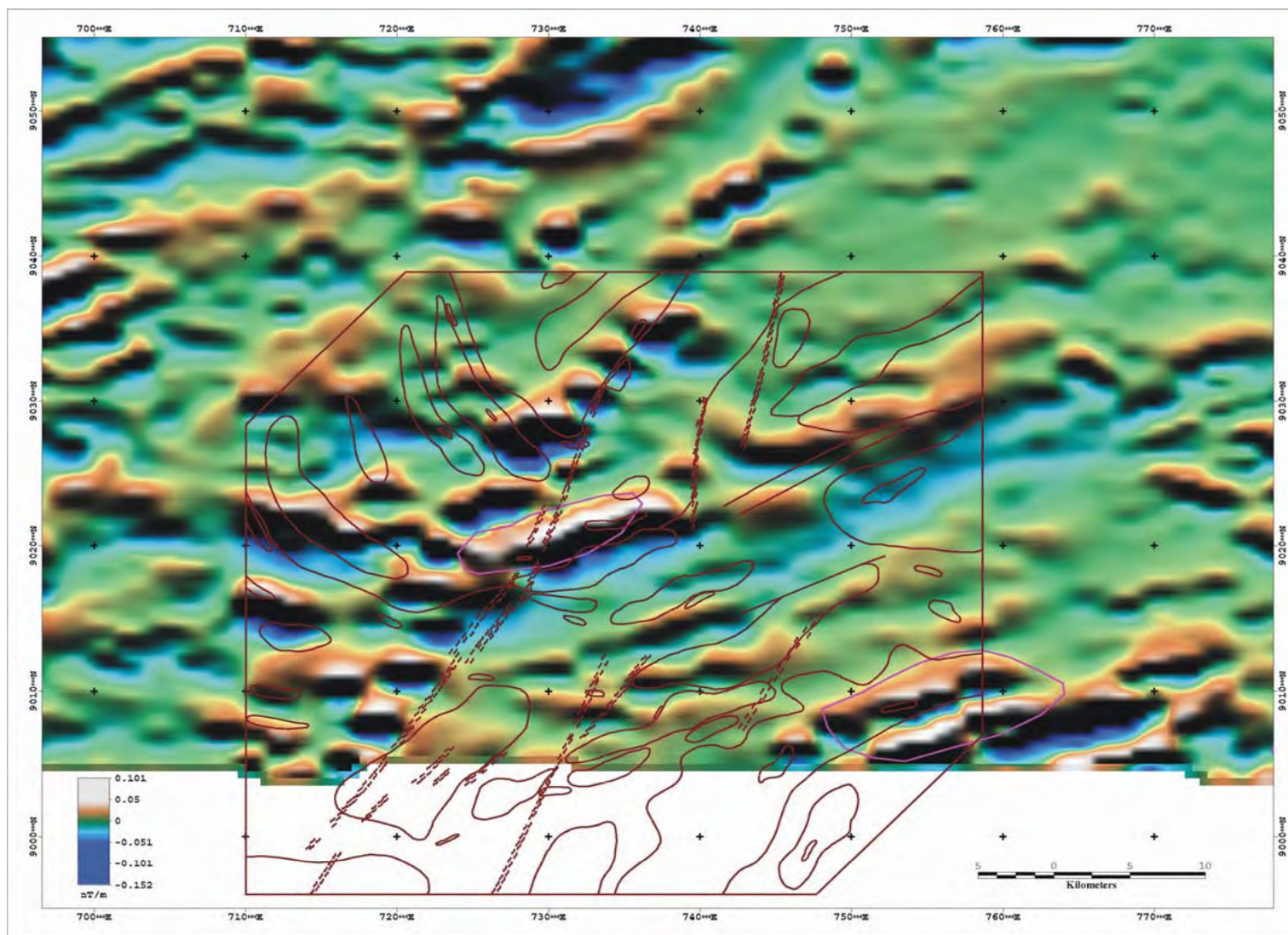


Figura 14: Projeto Cariris Velhos, aeromagnetometria, área de estudo e imediações. Anomalias magnéticas mais expressivas (polígonos em magenta) sobre a imagem da primeira derivada vertical iluminada para sul (~ 30 graus de inclinação). Traços geológicos extraídos do mapa geológico presente no ANEXO 5.

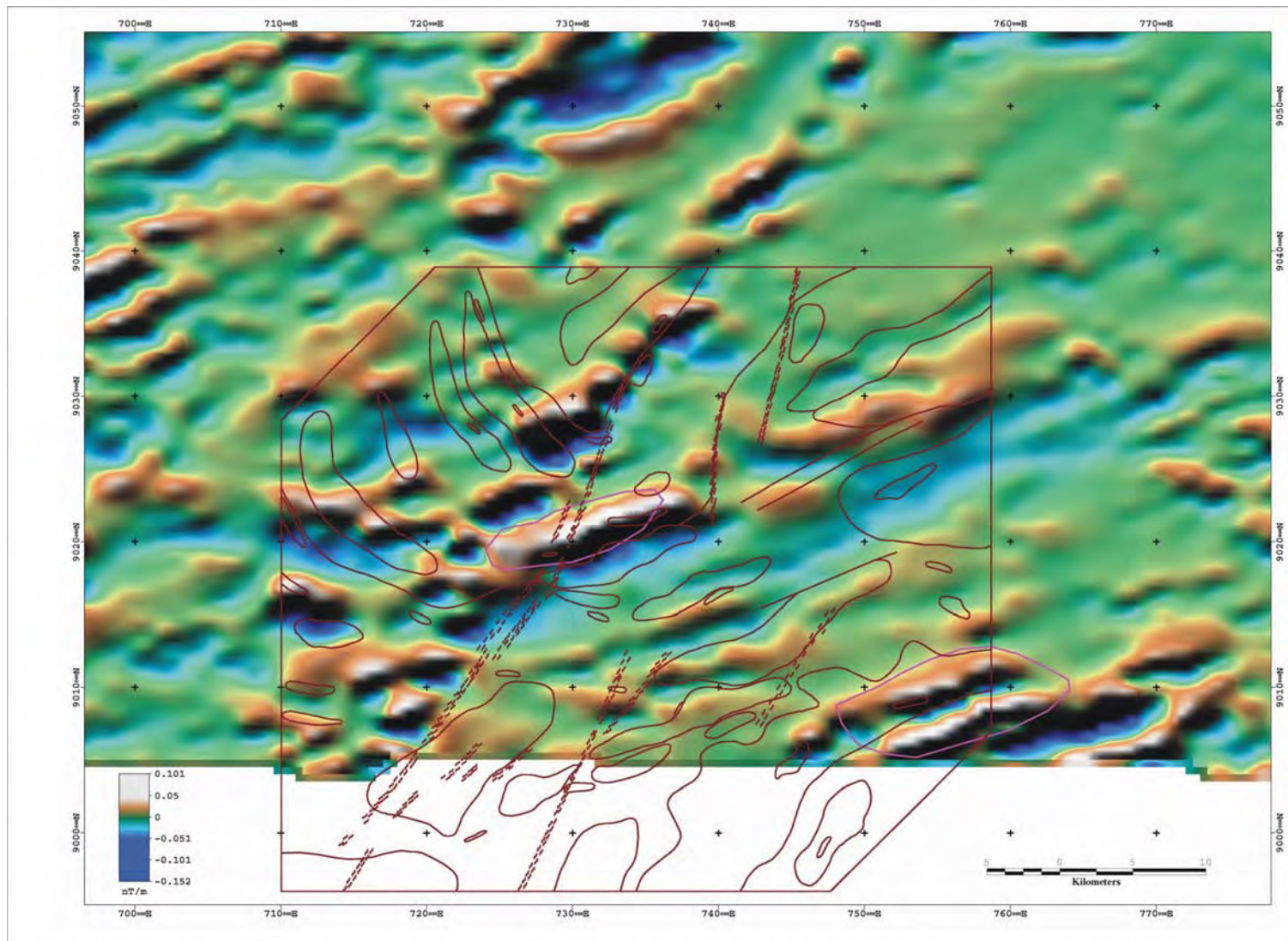


Figura 15: Projeto Cariris Velhos, aeromagnetometria, área de estudo e imediações. Anomalias positivas mais expressivas (polígonos em magenta) sobre imagem da primeira derivada vertical iluminada por fonte com 30 graus de inclinação para sudeste. Traços geológicos extraídos do mapa geológico presente no ANEXO 5.

3.3 – IMAGENS LANDSAT7/ETM+

Boa parte do trabalho realizado sobre as imagens Landsat7/ETM+ foi baseado em informações encontradas nos trabalhos de Gilluly (1976), Soares & Fiori (1976), Liu (1984), Crósta (1990 e 1992), Paradella *et al.* (1990), Lillesand e Kieffer (1994), Schowengerdt (1997) e Drury (2001). Basicamente, de especial interesse em geologia, dois tipos principais de informações podem ser extraídas: espectrais (úteis principalmente ao realce litológico) e estruturais.

A obtenção de informações espectrais úteis à discriminação de alvos na superfície terrestre é dependente de dois fatores principais: a) das resoluções espectral e espacial do sensor e b) conhecimento do comportamento espectral dos alvos amostrados, sempre considerando a possibilidade de variados graus de “mistura” entre estes. No caso desse trabalho, o primeiro item corresponde a imagens oriundas de um sensor de baixa a média resolução (multi-espectral), uma vez que possui somente algumas bandas do espectro com 30 metros de resolução espacial na região do visível e infra-vermelho próximo (1, 2, 3, 4, 5 e 7) cobrindo um considerável intervalo de comprimento de onda ($\sim 0,1$ a $0,4 \mu\text{m}$), duas bandas termais (6.1 e 6.2 de 60 metros) e uma banda pancromática com 15 metros de resolução espacial na região do visível. Quanto ao segundo item salienta-se que na área de estudo muito raramente os *pixels* presentes nas imagens analisadas representam uma amostragem pura em relação a um determinado tipo litológico. O grau de transformação tectono-metamórfica e intemperismo bastante variável (ausente a intenso onde são gerados solos com espessuras variáveis) são os principais causadores da ausência de tal pureza. A esta mistura, ainda deve ser considerado, diferentes intensidades de vegetação e ação antrópica na região. Deste modo, a análise dos resultados gerados contemplou a identificação de padrões espectrais capazes de indicar misturas mais compatíveis com um determinado tipo rochoso, especificamente rochas mais enriquecidas em ferro (ricas em minerais máficos, anfíbolitos e cálcio-silicáticas) e quartzo-caolinita (rochas quartzo-feldspáticas migmatitos e granitóides ácidos).

A seleção das bandas espectrais para a aplicação das técnicas de processamento digital de imagens baseou-se principalmente na resolução espectral do sensor utilizado (Landsat7/ETM+) e no contexto geológico da área estudada. A geologia local é propensa à geração de solos residuais ricos em quartzo e argilominerais tipo caolinita (rochas gnáissico-migmatíticas ácidas) e solos ricos na associação goethita-hematita (preferencialmente associada à decomposição intempélica de rochas enriquecidas em ferro). A caolinita corresponderia à alteração de feldspato, e com o quartzo estariam associados aos solos residuais dos migmatitos e granitóides mais ácidos. A goethita e hematita corresponderiam à alteração de minerais ferro-magnesianos como biotita, granada e piroxênio, minerais estes

frequentes em parte nas rochas supracrustais, migmatitos de protólito sedimentar e metabásicas. As assinaturas espectrais dos minerais de alteração supracitados podem ser visualizadas ao longo do espectro eletromagnético que abrange o intervalo de 0.4 a 2.5 μm (Figuras 16a, 16b e 16c). A assinatura espectral da caolinita é caracterizada pela máxima reflexão na banda B5 e absorção na banda B7 (Figura 16a). Por sua vez, os minerais goethita e hematita, caracterizam-se pela reflexão na banda B3 e absorção na banda B1 (Figuras 16b e 16c). O quartzo tem alta reflexão nas bandas do visível (B1, B2 e B3). A título ilustrativo e para melhor compreensão das imagens apresentadas, a figura 16d mostra ainda o comportamento espectral geral para água, solo e vegetação.

O uso de imagens orbitais como ferramenta de auxílio em estudos estruturais em escalas regionais é há muito conhecido, podendo ser citados para o caso do território brasileiro os trabalhos de Liu (1984), Ferreira & Almeida (1989), Vauchez *et al.* (1995), Castro *et al.* (1999, 2003). Apesar das características das imagens analisadas serem um tanto diferente, pode-se dizer que os princípios de identificação e análise seguem vários dos aspectos expostos por Soares & Fiori (1976). A análise é fundamentada no fato de que feições estruturais como falhamentos, fraturamento e traços de foliação são representados geomorfologicamente por pequenos segmentos retilíneos contínuos tanto em relevo negativo (drenagens, vales e depressões instalados sobre rochas menos resistentes) como positivo (cristas de serras associados à rochas mais resistentes a erosão). Esses segmentos são genericamente denominados de lineamentos. Em alguns casos, em situações favoráveis, alguma resposta espectral encontra-se associada, e nestes casos a estrutura é mais facilmente detectada.

As imagens multiespectrais do sensor Landsat7/ETM+ utilizadas correspondem a uma parte da cena 215/66, obtida durante o período de estiagem na região (Outubro/2001). A iluminação solar obtida pela orientação geral das sombras de algumas nuvens presentes indicou uma iluminação natural para NW. As imagens foram adquiridas via *download* do site GLCF (*Global Land Cover Facility / Research, Education, and Applications Solutions Network (REASON) – NASA*). O sistema de coordenadas adotado corresponde ao UTM hemisfério sul zona 24 com o *datum* Córrego Alegre, sistema este compatível com o presente no mapa plani-altimétrico da folha Venturosa (1:100.000). Foi ainda efetuada a correção atmosférica da 6 bandas multiespectrais com base no trabalho de Chavez (1975).

3.3.1 – Realce litológico

As respostas espectrais contrastantes observadas nas imagens multiespectrais podem ser atribuídas à diferentes misturas entre solos residuais, afloramentos rochosos (em menor volume) e variados tipos e coberturas da vegetação. Neste contexto, a composição colorida RGB-543 (figura 17) mostra muito bem as áreas com vegetação mais densa, tais

áreas devem ser consideradas nas interpretações dos resultados abordados adiante. Muitas vezes, a associação entre a resposta espectral observada nas imagens e os dados geológicos obtidos durante as campanhas de campo permitiu que localmente contatos geológicos e estruturas fossem extrapolados para as regiões sem informações. Adicionalmente, associado à contrastes espectrais foi possível visualizar feições estruturais principalmente de caráter dúctil e passíveis de correlação com o comportamento espacial da foliação principal. Em poucos casos alguns contrastes espectrais incipientes puderam ser correlacionados à feições estruturais de caráter predominantemente rúptil que aparecem seccionando a estruturação geológica principal da área estudada.

As figuras 17 a 20 mostram exemplos dos principais resultados obtidos à partir das imagens Landsat7/ETM+ processadas. Com base nas informações presentes nessas imagens os seguintes pontos merecem destaque:

1) Razão entre bandas (B3/B1, B5/B1 e B5/B7) em RGB – Apesar de não apresentar resultados tão expressivos, a imagem gerada pelas razões B3/B1, B5/B1 e B5/B7 em RGB (figura 18), apresentou algumas informações que são complementares às observadas na composição RGB gerada pelas subtrações. Áreas com coloração avermelhada a alaranjada deveriam corresponder à ocorrência de solos residuais enriquecidos em óxidos de ferro devido aos altos valores obtidos para a razão B3/B1. Muito localmente, percebe-se esse comportamento, que pode ser correlacionada com porções litológicas mais enriquecidas em ferro. No geral, a grande área com elevados valores para a razão B3/B1 (tonalidades avermelhadas) está condicionada a intensa atividade antrópica na região. Para os argilominerais esperam-se altos valores para a razão entre as bandas B5/B7, o que na composição colorida é representado pela coloração azul-cyan. Porém, a razão B5/B7 dificilmente discrimina os argilominerais da vegetação, dificultando a interpretação das imagens em regiões com cobertura vegetal densa. É o caso das Serras da Prata e Olho d'Água e a Serra de Águas Belas destacadas pela coloração cyan (azul claro) devido a alta reflexão das razões B5/B7 e B5/B1, sugerindo solos enriquecidos em argilominerais e quartzo, respectivamente. A elevada altitude da região (~1080m), provavelmente devido ao espesso pacote de rochas quartzíticas resistente à erosão, permite a criação de uma micro-região com cobertura vegetal densa durante todo o ano. Na presente composição colorida, constatou-se que a ação antrópica (setas vermelhas) dificulta em muito a identificação e análise de possíveis contrastes espectrais úteis à discriminação das litologias;

2) Subtração de bandas (B5-B7, B5-B3 e B3-B1) em RGB - A imagem gerada a partir deste processamento apresentou alguns resultados interessantes capazes de sugerir alguma discriminação entre regiões mais enriquecidas em argilominerais daquelas mais enriquecidas em óxidos de ferro (Figura 19). As regiões mais enriquecidas em óxidos de ferro são destacadas pela coloração azul escuro a roxo escuro, e estão geralmente

associadas à ocorrência de porções gnáissico-migmatíticas, onde é abundante a presença de biotita e granada. Na região centro-norte da área pesquisada é possível visualizar feições estruturais regionais, tais como, dobramentos e a foliação principal. Na porção sudoeste da imagem são observadas áreas de coloração magenta resultantes da reflexão conjunta de argilominerais e óxidos de ferro. O monzogranito a duas micas (Pluton Serra do Macaco) é uma rocha predominantemente leucocrática e o solo residual observado é constituído basicamente por feldspato, quartzo e em menor quantidade por biotita e granada, o que de certo modo está de acordo com a resposta espectral observada. Na parte nordeste da área pesquisada, um certo contraste espectral entre os diatexitos foliados a biotita e hornblenda localizados a norte (coloração azul) com as rochas sienograníticas do pluton Várzea dos Bois (coloração alaranjada) é perceptível, apesar da intensa ação antrópica observada nessa região (janela B, seta azul). Neste exemplo, como em outros casos, a assinatura observada não é exclusiva do corpo mapeado. A melhor resposta espectral obtida em relação aos tipos litológicos encontra-se na porção centro-oeste da área de estudo. Nesta região (Figura 19A, seta vermelha), as áreas com elevados valores da diferença B3-B1, caracterizam muito bem porções dos migmatitos de protólito sedimentar enriquecidos em ferro em relação aos ortognaisses migmatíticos (considerados como sendo restos do embasamento na área). É de fácil percepção ainda, o comportamento sinuoso da foliação metamórfica principal. Como constatado previamente na composição RGB-543, a imagem gerada pela combinação das subtrações evidenciou também que a ação antrópica, representada principalmente pela atividade agrícola, constitui o principal fator degradante do pouco contraste espectral passível de correlação com as litologias presentes;

3) Análise por Principais Componentes – esta técnica de processamento foi aplicada visando tentar obter uma ampliação da resposta espectral visualizada nas composições RGB simples, de razões e subtrações anteriormente mencionadas. As possibilidades que esta técnica oferece são inúmeras, mas os resultados apresentados são provenientes de uma análise mais simples cujos resultados foram realçados na forma de uma nova composição RGB (Figura 20) considerando a segunda principal componente dos pares de banda 5-1, 5-7 e 3-1. Os resultados espectrais desejados foram compatíveis com os apresentados pela composição RGB de subtrações. Estes resultados indicaram novamente uma maior concentração do íon férrico associado às regiões onde ocorrem litologias mais ricas em máficos, tais como porções gnáissicas ricas em biotita e granada dos migmatitos de protólito sedimentar e ainda rochas metabásicas. Mais uma vez o *trend* estrutural delineado pela foliação principal ficou bem marcado em algumas regiões, como mostrado na figura 20 (parte em destaque).

3.3.2 – Realce estrutural

A análise e extração das feições estruturais foram realizadas em bandas isoladas (banda 4 e pancromática), imagem da primeira principal componente, composições coloridas RGB e composições RGB mais banda pancromática de 15m. As feições estruturais observadas foram traçadas na forma vetorial e quando possível, efetuou-se a distinção entre as estruturas de caráter dúctil daquelas de caráter rúptil. A escala de trabalho empregada na identificação e traçado das feições estruturais variou desde semi-detalhe (1:150.000) à escala de detalhe (1:50.000). No traçado realizado (Figura 21) foram contemplados tanto lineamentos de relevo negativo (presentes principalmente nas regiões de relevo acidentado) como lineamentos caracterizados por comportamento espectral distinto (neste caso frequentemente presente em regiões caracterizadas como portadoras de solos residuais e/ou rochas mais enriquecidas em ferro).

Sobre os lineamentos identificados e traçados os seguintes pontos principais são destacados:

- 1) os lineamentos identificados podem ser associados a dois tipos de estruturas distintas, sendo estas representadas por: a) a foliação metamórfica principal encontrada; b) provavelmente associados às diferentes fases evolutivas do Lineamento Pernambuco;
- 2) os lineamentos associados a foliação metamórfica principal apresentam direções variadas, orientados NW-SE (a oeste), E-W (região central) e NE-SW (a leste), definindo dobramentos em escala regional para a porção norte da área estudada. Na região sul da área, esses lineamentos têm direção preferencial N55E a N65E. Essas medidas estruturais observadas nas imagens orbitais são compatíveis com os dados estruturais obtidos durante as campanhas de campo (ANEXO 5). O comportamento espacial dos lineamentos ajudou a definir o redobramento da foliação principal que é observado na região norte da área e que está associado a deformação transcorrente dúctil do Lineamento Pernambuco. Por outro lado, o padrão dos lineamentos em associação com as medidas de campo parecem indicar que a região sul foi poupada da deformação acima citada;
- 3) Os lineamentos englobados nos intervalos direcionais N-S a N10E, N40-50E, N65-75E, N20-30W e N50-60W possuem comportamento espacial compatível com o esperado por estruturas secundárias (falhamentos normais, de empurrão e transcorrências) geradas sob temperatura relativamente elevada no contexto da extensa transcorrência dextral (Lineamento Pernambuco) situado logo a norte da área de estudo. Nos trabalhos de campo constatou-se ainda que fraturas e clivagem de fratura também enquadram-se nesses intervalos direcionais, indicando a existência de reativações das estruturas.