

# UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS



**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS** 

Trabalho de conclusão de curso Graduação em geologia

# MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA PORÇÃO NOROESTE DO ARCO MAGMÁTICO DE SANTA QUITÉRIA – REGIÃO DE CAIOCA (CE), PROVÍNCIA BORBOREMA.

### Ignacio Torresi

Orientador: Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos

**Campinas - SP** 

Dezembro de 2006



201000142 INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS N.º CHAMADA T636 M EX. V. V.\_\_\_\_\_ ТОМВО ВС/\_\_\_\_\_ ТОМВО IG/\_\_ЦЗТД PROC. 10 - 134-10 DX DATA 08161110 N º CPD

and. Tit. 480304

1. Geologia estrutural 2. Mapamentes geológies: Boloana (E)



## UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



Trabalho de conclusão de curso Graduação em geologia

# MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA PORÇÃO NOROESTE DO ARCO MAGMÁTICO DE SANTA QUITÉRIA – REGIÃO DE CAIOCA (CE), PROVÍNCIA BORBOREMA.

Ignacio Torresi

Trabalho de conclusão de curso apresentado em 11 de Dezembro de 2006 para obtenção do título de Bacharel em Geologia pelo Instituto de Geociências da UNICAMP.

Comissão examinadora: Alfonso Schrank Lena Virgínia Soares Monteiro A meu pai e minha mãe, Roberto e Susana, por sempre me mostrarem o caminho e nunca desistirem de me guiar.

A minha irmã e a minha namorada, Laura e Daina, muito melhores do que eu.

A minha família na Argentina, que mesmo longe, sempre me mostrou força e vontade para viver.

#### AGRADECIMENTOS

Aos meus amigos de campo no T.C.C Carlos Eduardo Ganade Araújo (Caê), pelas eternas discussões, e Alexandre Berger (Caveira), pelas risadas intermináveis.

> Ao meu orientador, figura divertida, Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos.

> > Aos professores do I.G por me aturarem cinco anos e terem me mostrado a Geologia.

Aos amigos e colegas da turma 2002 pelas excursões geológicas.

Aos amigos de praça, buteco e rocha Fabão, Carioca, Sapoman (Igor), Pampers, Joe, Lixo, Creysson, Brunão, Manicômio, Pedrinho, Roger, Bugrão, Lobato, Baloser, Netão, Mineiro, Brunão (Goiano), Renatão, Mocorongo, Torto, Fusca,Lemão, Rael, Pedrão, Bodão, Pirulito, Hanada, Liminha, Zelão, Linão, Tobias, Kazuo, Henriconha, Regis... me desculpem os que não foram citados.

As meninas,

Tainá, Paty, Ferzinha, Fer, Carol, Jú, Lenitinha, Ancila, Ciça, Mari, Paulinha, Roscito, Fun, Quinta, Dorival... novamente me desculpem as que não foram citadas.

> Ao pessoal da secretaria Jô, Marlene e o eterno seu Aníbal.

> > A todos, muito obrigado!!!

# ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	1
RESUMO	6
ABSTRACT	7
ÍNDICE	2
LISTA DE FIGURAS	4
CAPÍTULO 1	8
1. INTRODUCÃO	8
1.1. Apresentação	9
1.2. Objetivos	9
1.3. Localização da área e vias de acessos	9
1.4. Aspectos sócio-econômicos	10
1.5. Clima e vegetação	12
1.6. Hidrografia	13
1.7. Formas de relevo	13
CAPÍTULO 2	15
2. MATERIAIS E MÉTODOS	15
	17
	17
2.1. Dravinsis Barbarana	17
3.1. Provincia Borborema	21
3.2. Dominio Ceara Central	22
3.2.1. Embasamento Arqueano	
3.2.2. Terrenos Acrescionarios do Falcoproterozotes	
3.2.3. Terreno Santa Quiena	23
3.2.4. Cobertura Neoproterozóicos-Ordovicianos	20 24
3.3.5. Granitoides Neoproterozoicos-Ordeviolarico	<u> </u>
CAPÍTULO 4	26
4. CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA	26
4.1. Comentários Gerais	26
4.2. Unidade I (Ppgg): Granodioritos, dioritos e quartzo-milonitos	28
4.3. Unidade II: (Nmig): Gnaisse migmatítico	31
4.4. Unidade III: (Nanf): Anfibolitos, granada-anfibolitos e meta-basaltos	33
4.5. Unidade IV: (Ngrm): Granulito máfico	35
4.6. Unidade V (Nbt): Biotita-xistos e gnaisses bandados com biotita	39
4.7. Unidade VI (Nms): Muscovita-quartzo-xistos, quartzo-milonitos e gnaisses	
bandados com muscovita	42

4.8. Unidade VII (Ngrta): Augen gnaisses e gnaisses bandados com granada e biotita e	
granada-muscovita-xistos	44
4.9. Unidade VIII (Ngrtms): Granada-muscovita-quartzo-xistos, granada-quartzo-milonitos	
e granada-muscovita-gnaisses	46
4.10. Unidade IX (Ncalc): Cálcio-silicáticas	47
4.11. Unidade X (Nsin): Gnaisse granítico	51
4.12. Unidade XI (Gb): Granito Barriga	53
CAPÍTULO 5	54
5. CONTEXTO ESTRUTURAL DA ÁREA	54
5.1. Arcabouço tectônico	51
5.2. Elementos estruturais	56
5.2.1. Foliações	56
5.2.2. Lineações	57
5.2.3. Dobras	58
5.2.4. Falhas e zonas de cisalhamento	58
5.2.5. Veios quartzo-feldspático e pegmatitos	59
5.3. Interpretação estrutural	64
CAPÍTULO 6	66
6. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E CONSIDERAÇÕES FINAIS	66
CAPÍTULO 7	69
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	69

ANEXO 01 - MAPA DE PONTOS DA ÁREA MAPEADA ANEXO 02 - MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA MAPEADA ANEXO 03 - TABELAS DE CAMPO

## ÍNDICE DE FIGURAS

	~
Fig. 1.1 - Localização e vias de acesso à área estudada 1	0
Fig. 1.2 - Vista do setor NW do granito Serra do Barriga e sua pedreira 1	1
Fig. 1.3 - Modelo digital de terreno da área de estudo confeccionado a partir de imagem SRTM 1	4
Fig. 1.4 - Mapa preliminar geológico e de lineamentos confeccionado na etapa pré-campo 1	5
Fig. 3.1 - Mapa esquemático da parte oeste de Gondwana 1	7
Fig. 3.2 - Localização geográfico-geológica da área investigada no contexto da Província Borborema 1	8
Fig. 3.3 - Modelo geral do Ciclo Pan-Africano /Brasiliano no Neoproterozóico 1	9
Fig. 3.4 - Subdivisão dos domínios tectono-estratigráficos da porção setentrional da P.B 2	!0
Fig. 3.5 - Mapa geológico simplificado do Domínio Ceará Central2	!1
Fig. 4.1 - Mapa geológico da área mapeada2	?7
Fig. 4.2 - Unidade I (Ppgg): Granodioritos, dioritos e quartzo-milonitos	10
Fig. 4.2b - Fotos de afloramento da Unidade I	31
Fig. 4.3 - Unidade II: (Nmig): Gnaisse migmatítico	32
Fig. 4.4 - Unidade III: (Nanf): Anfibolitos, granada-anfibolitos e meta-basaltos	34
Fig. 4.5 - Unidade IV: (Ngrm): Granulito máfico	38
Fig. 4.6 - Unidade V (Nbt): Biotita-xistos e gnaisses bandados com biotita	11
Fig. 4.7 - Unidade VI (Nms): Muscovita-quartzo-xistos, quartzo-milonitos e gnaisses	43
Fig. 4.8 - Unidade VII (Ngrta): Augen gnaisses e gnaisses bandados com granada e biotita	5
Fig. 4.9 - Unidade VIII (Ngrtms): Granada-muscovita-quartzo-xistos, granada-quartzo-milonitos	47
Fig. 4.10a – Fotos de afloramento da Unidade IX	49
Fig. 4.10b - Unidade IX (Ncalc): Cálcio-silicáticas	50
Fig. 4.11 - Unidade X (Nsin): Gnaisse granítico	52
Fig. 4.12 - Unidade XI (Gb): Granito Barriga	53
Fig. 5.1 - Arcabouço estrutural do Estado do Ceará	55
Fig. 5.2 – Mapa Estrutural	60
Fig. 5.3 – Bloco diagrama estrutural	61
Fig. 6.1 – Diagrama de evolução metamórfica	67

4



Valeu a pena? Tudo vale a pena se alma não é pequena. Quem quere passar além do Bojador tem que passar além da dor. Deus, ao mar o perigo e o abysmo deu mas nelle é que espelhou o céu.

Fernando Pessoa



#### RESUMO

A área investigada insere-se no contexto geotectônico da Província Borborema, no Domínio Ceará Central, porção centro-leste do Terreno Santa Quitéria. Localiza-se a E do munícipio de Sobral, mais precisamente no distrito de Caioca. A região é formada por rochas metassedimentares onde se destacam seqüências pelíticas-psamíticas (Unidade V, VI, VII e VIII), rochas cálcio-silicáticas (Unidade IX), gnaisses migmatíticos aluminosos (Unidade II), gnaisses graníticos (Unidade X), e rochas ortoderivadas metamórficas representadas por, granodioritos e dioritos (Unidade I), anfibolitos (Unidade III), granulitos máficos (Unidade IV) e um stock granítico pós-tectônico (Unidade XI). A geologia estrutural restringe-se ao Ciclo Orogênico Brasiliano, com a individualização de quatro eventos deformacionais (D1, D2, D3 e D4), sendo a primeira fase de deformação D1, responsável pela geração de uma foliação S1 paralela a So, representada por um cavalgamento para W; D2, com lineações de estiramento oblíquas, desenvolvendo rampas laterais sinistrais e cavalgamentos para NW, e dobras em S1 com foliações plano axiais S2. Em caráter progressivo tem-se D3 gerando zonas de cisalhamento transcorrentes de direção N-S e cinemática sinistral. O último evento que pode ser individualizado, D4, é caracterizado pela ocorrência de estruturas frágeis indicando um domínio dúctil-rúptil já em nível crustal raso e regime final extensional. Em relação ao metamorfismo, a área foi submetida à fácies granulito médio a alto, com progressiva desestabilização para fácies granulito inferior, representada pela substituição de clinopiroxênio para hornblenda, e posteriormente uma desestabilização para fácies anfibolito superior, registrada pela presença de silimanita em metassedimentos migmatizados. Como fase final de retrometamorfismo, clorita, epidoto e sericita, desestabilizando biotita, hornblenda e plagioclásio respectivamente, são associadas a fluídos percolados em falhas de cavalgamento e transcorrentes.

### ABSTRACT

The investigated area is located in the geotectonic setting of the Borborema Province, in Ceará Central Domain, east portion of the Santa Quitéria Terrain. It is located at east from the Sobral city, more precisely in Caioca's district. The region is formed by meta-sedimentary rocks with importance to pelitics-psamitic sequences (Units V, VI, VII e VIII), calc-silicate rocks (Unit IX); aluminous migmatized gneiss (Unit II), granitic gneiss (Unidade X); and metamorphic igneous rocks such as, granodiorites and diorites (Unit I), amphibolites (Unit III), mafic granulites (Unit IV) and one granitic stock. The structural geology is restricted to the Brazilian Orogenic Cycle, being individualized four deformational events (D1, D2, D3, D4), with D1 responsible for the generation of a S1 foliation parallel to So, represented by thrusting towards W; D2, with oblique stretching lineations, developing lateral anti-clockwise ramps and thrusting towards NW, and S1 folds with S2 foliation parallel to the axis plane. In a progressive character D3 generates vertical shear zones with N-S direction and anti-clockwise kinematics. The last deformational event, D4, may be individualized. It is characterized by ductile-fragile structures, indicating shallow crustal level and final extensional regime. From the metamorphism point-of-view, there area was submitted to medium/upper granulite facies, with progressive instabilization to lower granulite facies, represented by the substitution of clinopyroxene by hornblende, and a later instabilization to upper amphibolite facies, registered by sillimanite in migmatized metassediments. In the final phase, a retrometamorphism, chlorite, epidote and sericite, substitute biotite, hornblende and plagioclase respectively, are associated to percolated fluids from thrusting and shear zone faults.

### 1.1. Apresentação

Este trabalho é produto da disciplina obrigatória "Trabalho de Conclusão de Curso" (GE-001), da grade curricular do curso de Geologia da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP). Sua finalidade é consolidar os conhecimentos adquiridos durante as disciplinas oferecidas na graduação. Este relatório, assim como os produtos cartográficos confeccionados, são resultados da pesquisa de campo realizada entre os dias 15 de julho e 10 de agosto de 2006, consistindo de um mapeamento geológico na escala 1:50.000 de uma área na região do distrito de Caioca, pertencente ao município de Sobral (CE) (Figura. 1.1).

A área de estudo abrange 152 km<sup>2</sup> e possui forma retangular com o eixo maior na direção E-W e extensão de 19 Km, e o eixo menor com direção N-S e extensão de 8 Km. Localiza-se no domínio tectônico Ceará Central, na porção noroeste da Província Borborema. Em termos geotectônicos, a área insere-se no arco magmático continental neoproterozóico de Santa Quitéria (Fetter et al., 2003), que vem sendo individualizado a partir de dados isotópicos e de campo. Para os autores, o arco é resultado de uma tectônica regional transpressiva de NW para SE resultando em uma subducção de crosta oceânica e cuja zona de sutura infere-se estar coberta pelos sedimentos da bacia do Parnaíba. A desidratação de porções desta placa oceânica é associada à origem do magmatismo que se encerra sob a forma do batólito granítico de Santa Quitéria, situado a sudeste da zona de cisalhamento Sobral Pedro II (lineamento Transbrasiliano). As rochas predominantes constituem granito-gnaisses, migmatitos e rochas de composição básica, como gabros e tonalitos. Circundando o arco ocorrem as seqüências metassedimentares que, quando migmatizadas, dificultam a delimitação entre corpos do arco migmatizados e pacotes paraderivados que também sofreram fusão parcial. Ao longo da borda oeste do arco magmático ocorrem faixas de granulitos de alta pressão orientados como corpos boudinados de direção N-S. Uma associação de rochas máficas como granada anfibolitos, piroxênio-granada gnaisse e cálciosilicáticas apresentam paragênese de fácies granulito com ocorrência na região entre Cachoeira das Moças e Lagoa da Manga (Santos et al., 2006).

A área mapeada localiza-se 5 Km a norte de Cachoeira da Moças, seguindo corpos boudinados dessas rochas máficas e calcio-silicáticas. Neste trabalho a continuação desses corpos foi mapeada, e um estudo petrográfico convencional foi feito para a caracterização estrutural e metamórfica da área de estudo. Os resultados são inseridos no contexto de evolução metamórfica dessas faixas de granulitos da borda oeste do Arco Magmático de Santa Quitéria.

## 1.2. Objetivos

Os objetivos deste trabalho são: (i) mapeamento geológico e estrutural na escala 1:50.000, procurando as relações de campo que possam ser adicionadas aos trabalhos regionais e ajudem na caracterização da borda oeste Arco Magmático de Santa Quitéria, cartografando em detalhe as rochas metabásicas (granulitos de alta pressão), procurando definir sua continuidade para oeste até as proximidades da bacia sedimentar de Jaibaras; (ii) determinar o(s) regime(s) tectônico(s) atuante(s), com individualização dos domínios tectônicos e elementos estruturais da área de estudo (foliações, lineações mineral/estiramento, dobras, falhas, indicadores cinemáticos, etc) permitindo uma análise deformacional da sequência de esforços atuantes durante o Ciclo Brasiliano e (iii) caracterização petrográfica das rochas existentes na área, definir os possíveis protólitos, bem como as condições de pressão e temperatura a que estas foram submetidas durante os eventos de deformação.

## 1.3. Localização da área e vias de acesso

A área de estudo está localizada no distrito de Caioca, situado a leste do município Sobral - CE, distante aproximadamente 238 km de Fortaleza (Figura 1.1). Limita-se entre as coordenadas UTM 9596000, 9588000 Norte-Sul e 363000, 362000 Leste-Oeste.

O acesso é feito pela BR-222, que liga Fortaleza a Belém e corresponde à rodovia de maior expressão na região. Partindo de Fortaleza até o município de Sobral, acessa-se a rodovia estadual CE-178, que liga Sobral a Santana do Acaraú e, cerca de 5 km no sentido norte, encontram-se estradas carroçáveis que conduzem a leste ao distrito de Caioca, onde se localiza a área de trabalho (Anexo 01).



Figura 1.1: Localização e vias de acesso à área estudada.

## 1.4. Aspectos sócio-econômicos

A situação sócio-econômica da área é empobrecida e castigada pelos fatores climáticos adversos, como a escassez e má distribuição de chuvas. A maioria da população distribui-se pela zona rural. Destacam-se como maiores centros urbanos os municípios de Sobral e Forquilha, que constituem os principais entrepostos comerciais da região.

Como em quase toda a região do sertão nordestino, a principal atividade econômica é a agricultura e, subsidiariamente, a pecuária extensiva. As culturas sazonais de milho, feijão, algodão e mandioca são as mais praticadas, basicamente para a subsistência.

Outra atividade importante é a pecuária. Existem criações de caprinos, bovinos e aves sem, no entanto, existirem condições para instalações modernas ou seleção de rebanhos. O extrativismo vegetal também se destaca com produtos como o carvão vegetal, lenha e madeira em tora. Como atividade econômica de grande interesse, está a indústria do artesanato, voltada para produção de redes, bordados e pequenos artefatos.

O setor de mineração é atuante nos distritos que circundam a área, onde se destacam

pedreiras de rochas ornamentais, sendo que parte destas está abandonada ou operam intermitentemente. Essas pedreiras, na maior parte abertas na década de 50 e 60, fornecem material ornamental que alimenta a construção civil, essencialmente em Sobral.

Fundada em 1841, há 50 anos Sobral era o mais importante pólo comercial do norte do estado. Na segunda metade do século XIX o desenvolvimento da cidade chegou a dobrar o de Fortaleza. Sua atividade principal é o comércio, mas o pólo industrial vem crescendo a largos passos, dando espaço ao funcionamento de grandes, médias e pequenas empresas. A construção civil aumentou com o impulso industrial, implicando no mantimento dessas pedreiras.

A de destaque na região de Caioca situa-se no extremo sudeste da área de estudo e explora o granito Serra do Barriga (Figura 1.2). O stock granítico Serra do Barriga é pós-tectônico, polintrusivo. Apresenta tipos faciológicos de sienogranitos e monzogranitos diferenciados pela coloração, aspectos composicionais e texturais. Os tipos ornamentais são Rosa Iracema, Rosa Olinda, Branco Savana e Branco Cristal Quartzo. As transformações pós-magmáticas indicam origem por fracionamento de mesmo magma parental, acrescidos por pulso mais máfico (Rosa Olinda). A correlação entre índices físicos, resistência física e mecânica ocorre em função dos aspectos petrográficos. Os granitos rosas apresentam melhor desempenho para fachadas. Os parâmetros tecnológicos apresentados são superiores ou próximos aos valores limítrofes estabelecidos, qualificando-os como detentores de boa qualidade. No ataque químico os granitos reagem de forma semelhante, com variações cromáticas e alterações minerais sutis, indicando serem resistentes. Entretanto, os granitos rosas apresentam maior perda de brilho e corrosão mineral em contato com ácidos cítrico e clorídrico, reagentes mais destrutivos. Embora resistentes, deve-se evitar exposições prolongadas dos granitos estudados a substâncias contendo ácidos. Estes granitos são adequados para fins ornamentais, sendo os rosas altamente resistentes, eficientes para aplicação em pisos e fachadas de ambientes interiores e exteriores, com cuidados na manutenção (Mattos, 2005).



Figura 1.2: 1-Vista do setor NW do granito Serra do Barriga e sua pedreira; 2-Idem.

### 1.5. Clima e vegetação

A porção setentrional do Nordeste do Brasil apresenta características climáticometeorológicas que definem basicamente dois sistemas distintos. Ambos são geradores de precipitações, e foram denominados como Zonas de Convergência Intertropicais e a Perturbação na Corrente de Alísios (Ribeiro & Gonçalves 1981).

As Zonas de Convergência Intertropicais originam-se pela convergência dos ventos alísios dos dois hemisférios ao longo da linha do Equador, sendo a temperatura das águas do Oceano Atlântico a influencia mais direta no seu deslocamento. Elas formam-se no sistema meteorológico mais importante durante o período máximo de chuvas na região (final de verão a outono, sendo abril o mês mais chuvoso).

Os ventos alísios são correntes contínuas, formados pela influência dos anticlones tropicais (zonas de alta pressão) do oceano Atlântico. Podem ser divididos em duas seções: a inferior, fria e úmida; e a superior, quente e seca. A Perturbação na Corrente de Alísios ocorre quando, ao penetrar no continente, o aquecimento diferencial em relação ao mar e a rugosidade do terreno provocam fortes correntes convectivas na movimentação dos alísios. A reação a esta perturbação são chuvas no litoral e nos contrafortes das barreiras orográficas.

Além dos fatores climatológicos, os fatores geográficos influenciam bastante na pluviometria. Relevos de "inselbergs", chamados de "barreiras orográficas", alteram principalmente o fluxo dos ventos alísios, os quais, ao esbarrarem com os "inselbergs", ascendem rapidamente, condensando a água retida nos ventos. Tais chuvas são chamadas também de "orográficas". Outro fator refere-se a porção setentrional do Nordeste, onde as faixas costeiras, que estão oblíquas à linha do Equador, são mais propícias a precipitações por efeito da "perturbação dos alísios" do que em litorais cujas costas estão paralelas ao Equador. Os ventos penetram mais no interior do continente, onde há maior aquecimento do continente, acarretando maior perturbação térmica dos alísios.

Nesse contexto a área em estudo fica inserida no denominado "polígono das secas". Possui clima predominantemente do tipo *Bsh*, quente com período seco, segundo a classificação de Köppen (Ribeiro & Gonçalves 1981). É caracterizada por um clima semi-árido com precipitações anuais geralmente inferiores a 800 mm e deficiência hídrica elevada durante pelo menos oito meses do ano. De modo geral, condições de semi-aridez mais expressivas são notadas pela presença de caatinga arbustiva e da agricultura praticada temporariamente apenas nas vazantes dos rios.

Com relação à vegetação, predomina a caatinga xerofítica de médio porte do tipo arbustiva-arbórea. Os representantes mais comuns da caatinga são: pau branco, pereiro, catingueira, marmeleiro, angico, imburana, aroeira e juazeiro. Nas porções mais áridas são abundantes as juremas e sabiás, enquanto que nas regiões mais úmidas e margens dos rios, a associação é menos xerofítica, dominando os seguintes tipos: oiticica, carnaubeira e mufumbo.

#### 1.6. Hidrografia

A rede hidrográfica não é densa, porém reflete diretamente as condições climáticas da região. A área não é cortada por rios, sendo dominante a presença de riachos intermitentes, fluindo somente durante a época das chuvas, período em que se eleva o nível freático e as lagoas, de pequeno porte, passam a acumular água.

O padrão de drenagem dominante varia de dendrítico a subdendrítico (Figura 1.3). Notadamente, nas porções centrais e leste da área, ele se mostra fortemente controlado pelo *trend* tectônico de direção N-S e, subordinadamente, por um fraturamento E-W. Os riachos da porção oeste da área estão orientados segundo as fraturas e falhas NE-SW, devido a uma inflexão do *trend* tectônico nesta porção da área de estudo.

Dentre os principais riachos que cortam a área mapeada, destacam-se os riachos Caioca e dos Bois, que cortam a área de E-W e N-S respectivamente. Também estão presentes os riachos Gameleira, Passeio, Barra do Maurício e dos Porcos na porção E da área. Na região W o principal riacho é o Madeira.

#### 1.7. Formas de relevo

Situada no Núcleo Central Cristalino (Saadi & Torquato, 1992), mais precisamente no bloco de Itapagé, interior do estado do Ceará, a área de estudo caracteriza-se como uma extensa planície arrasada, circundando maciços residuais.

As áreas aplainadas correspondem às regiões de ocorrências de rochas gnáissicas do embasamento cujas altitudes variam de 70 a 200 metros, ocupadas em sua grande extensão por caatingas condicionadas pela semi-aridez da região. Os maciços residuais correspondem às regiões de afloramento de rochas intrusivas como o granito Serra do Barriga, e a zonas de cisalhamento N-S onde houve intensa silicíficação, o que gerou por erosão diferencial serras de baixa altitude em meio às rochas gnáissicas do embasamento.

Na área destacam-se a Serra do Barriga e a Serra do Serrote (Figura 1.3).



Figura 1.3: Modelo digital de terreno da área de estudo confeccionado a partir de imagem SRTM. Destaque para as principais feições geomorfológicas e o padrão de drenagem.

A elaboração deste trabalho foi subdividida em três etapas: (i) etapa pré-campo, (ii) etapa de campo e (iii) etapa pós-campo.

Na etapa pré-campo foi utilizado a carta topográfica folha Sobral, 1:100.000 digitalizadas e vetorizadas em formato CAD. Também foram utilizadas todas as bandas do espectro refletivo da imagem de satélite Landsat 7 ETM+ Cena 218/063 de 07/09/2000, além do modelo digital de terreno da área, confeccionado a partir de uma imagem SRTM com resolução de 30 metros. Combinações dos espectros da imagem de satélite, que ressaltassem as estruturas geológicas vigentes na área foram elaboradas pelo aluno Carlos Eduardo Ganade Araújo, o qual possui área de mapeamento adjacente e se utilizou de sensoriamento remoto durante a realização da etapa de campo de seu trabalho de conclusão de curso.

Com esses dados se prosseguiu com a pré-interpretação litológica e estrutural das diferentes unidades geológicas aflorantes na área. Também se realizou uma revisão bibliográfica sobre a área de estudo, bem como se discutiu a abordagem a ser feita no presente trabalho. Como produto, obteve-se um mapa de lineamentos e geológico preliminar usado como base no trabalho de campo (Figura 1.4).



Figura 1.4: Mapa preliminar geológico e de lineamentos confeccionado na etapa pré-campo.

A etapa de campo teve duração de 25 dias, na qual foi realizado o mapeamento geológico em escala 1:50.000, abrangendo uma área de 152 km², com descrição de 185 afloramentos (Anexo 01). Para a localização dos pontos na área foi utilizada a carta topográfica, sendo as coordenadas dos pontos obtidas com GPS marca Garmin. Nesta etapa de trabalho foram obtidas informações estruturais e relações dos contatos entre os litotipos, para assim coletar amostras representativas de cada unidade mapeada para posterior confecção de lâminas delgadas. Na etapa pós-campo foram selecionadas 20 amostras representativas das unidades mapeadas para descrição petrográfica, com ênfase na classificação das principais associações minerais (paragêneses) e microestruturais, com ênfase nos mecanismos e cinemática da deformação dos corpos.

Todas as informações interpretadas (de campo, sensoriamento remoto, estrutural e petrográfica), foram integradas, resultando na confecção deste relatório e dos mapas anexos.

## 3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

#### 3.1. Província Borborema

A Província Borborema (PB), localizada no Nordeste Oriental do Brasil, constitui uma região geológica de idade pré-cambriana. Abrange cerca de 450.000 km<sup>2</sup>, cobrindo parte do norte da Bahia e sudoeste do Piauí, até o noroeste do Ceará (Almeida *et. al.*, 1977). Compreende a parte mais ocidental, em território brasileiro, de uma unidade tectônica maior, encontrada entre os crátons Oeste-Africano, Amazônico e São Francisco-Congo, sendo representada na África pelas províncias Oeste-Nigeriano, Leste Nigeriano, Camarões e Touareg (Figura 3.1).



Figura 3.1: Mapa esquemático da parte Oeste de Gondwana mostrando as grandes massas cratônicas (modificada de Toens e Andrews Speed, 1984; Trompette, 1994). 1-Cráton Amazônico; 2- Cráton São Luis; 3-Cráton São Francisco; 4- Cráton De La Plata; 5-Cráton Oeste Africano; 6- Cráton Chade; 7- Cráton do Congo; 8- Cráton Kapvaal. As setas representam o cavalgamento dos Cinturões de Dobramentos sobre os Crátons.

Nesta Província, a atuação do Ciclo Brasiliano/Pan-Africano (Neoproterozóico) é caracterizada pelo desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento transcorrente e pelo intenso magmatismo granítico. Em termos gerais, cerca de 30% de todo o conjunto territorial é composto por esse magmatismo (Almeida *et al.*, 1981), (Figura 3.2).



Figura 3.2: Localização geográfico-geológica da área investigada no contexto da Província Borborema, arcabouço geológico elaborado de Gomes (1990).

No contexto tectônico da Plataforma Sul-Americana, a Província Borborema compreende extenso segmento geológico pré-cambriano, consolidado durante o Ciclo Pan Africano/Brasiliano (Neoproterozóico), sendo caracterizada por arranjo complexo de domínios tectono-estratigráficos, limitados por zonas de cisalhamento regionais e por intenso magmatismo granítico (Almeida *et al.*, 1977 e 1981; Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.*, 1995; Brito Neves *et al.*, 2001; Fetter *et al.*, 2000, 2003). Sua evolução está relacionada à convergência e aglutinação dos crátons Oeste Africano, Amazônico e São Francisco/Congo durante a formação da porção ocidental do supercontinente Gondwana (Castaing *et al.*, 1994; Trompette 1994, Figura 3.3). Estudos isotópicos mais recentes, U-Pb e Sm-Nd, realizados por toda Província Borborema, têm ajudado a configurar um quadro de evolução crustal mais realista, envolvendo a colagem de diferentes terrenos tectono-estratigráficos, devido à atuação de distintos ciclos tectônicos (Van Schmus *et al.*, 1995; Santos *et al.*, 1997; Brito Neves *et al.*, 2000; Fetter *et al.*, 2000, 2003; Castro, 2004; entre outros).



**Figura 3.3:** A-Modelo geral do Ciclo Pan-Africano /Brasiliano no Neoproterozóico. 1- Crátons; 2 –Coberturas Fanerozóicas; 3 – Terrenos gnáissicos retrabalhados no Neoproterozóico: gnaisses mono e policíclicos, metassedimentos, migmatitos e granitos; 4 – Cinturões de dobras Pan-Africano/Brasiliao; 5 – Direção de deslocamento dos crátons; 6 – Movimentos transcorrentes; 7 – Direção de transporte de nappes. B-Modificado de Castaing et al., 1994. Mapa das unidades litotectônicas (neoproterozóicas) dos Cinturões Pan-Africano e Brasiliano e das Províncias Borborema (PB), Nigeriana (PN) e Ghana-Togo-Benin (PGTB), (modificado de Castaing et al., 1994). ZCSP II – Zona de Cisalhamento Sobral Pedro II; ZCK - Zona de Cisalhamento Kand. 1 – Coberturas Mesozóica-Cenozóica; 2 – Terrenos Neoproterozóicos a Cambrianos; 3 – arenitos; 4 – filitos e quartzitos; 5 – micaxistos; 6 – rochas metassedimentares e gnaisses básicos; 7 – gnaisses, metadioritos e séries cálcio-alcalinas; 8 – migmatitos; 9 – ortognaisses e granulitos; 10 – granitos intrusivos.

Neste trabalho foi adotada a subdivisão tectono-estratigráfica da porção Setentrional da Província Borborema formada por três domínios (Van Schmus *et al.*, 1995; Brito Neves *et al.*, 2000, 2001; Fetter *et al.*, 2003, Figura 3.4), dando ênfase ao Domínio Ceará Central:

a) O Domínio Rio Grande do Norte: limitado a sul pelo Lineamento Patos e a NW pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu é caracterizado pela ocorrência do núcleo arqueano mais antigo da Província Borborema, inserido no Maciço São José do Campestre (Dantas, 1997; Dantas *et al.*, 2004), por rochas supracrustais da Faixa Dobrada Seridó, por uma larga ocorrência de gnaisses paleoproterozóicos, além de grande quantidade de corpos granitóides de idade neoproterozóica (Figura 3.4):

b) O Domínio Ceará Central: limitado a SE pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu a NW pala Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, é caracterizado pela ocorrência de embasamento arqueano representado pelo Maciço de Tróia, Pedra Branca e Mombaça (Complexo Cruzeta), por rochas supracrustais representadas por extensas faixas de dobramento de idade neoproterozóica, pela presença de extenso complexo graníticomigmatítico (Complexo Tamboril - Santa Quitéria) interpretado recentemente como um arco magmático (Fetter *et al.*, 2003), além de suítes graníticas sin, tardi e pós-tectônica (Figura 3.4);

c) O Domínio Médio Coreaú (NW Ceará): limitado pela Zona de Cisalhamento Sobral Pedro II, é caracterizado por rochas de embasamento gnáissico paleoproterozóico juvenil formado próximo a 2,35 Ga (Fetter, 1999), por seqüências supracrustais de idade neoproterozóica (Santos, 1999), além de granitóides intrusivos situados ao longo da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (Granitos Mucambo e Meruoca), (Figura 3.4).



Figura 3.4: Subdivisão dos domínios tectono-estratigráficos da porção setentrional da Província Borborema. (Van Schmus et al., 1995, Fetter et al., 2003, CPRM, 2003).

### 3.2. Domínio Ceará Central

O Domínio Ceará Central (Figura 3.5) é a mais extensa unidade geotectônica da região noroeste da Província Borborema. É produto de uma longa e complexa história geológica, iniciada no Arqueano, refletido por vários episódios de acresção crustal e ciclos orogenéticos com atividades magmáticas, metamórficas e deformacionais. As feições atuais foram adquiridas no final do Ciclo Pan-Africano/Brasiliano.

Com base nos trabalhos citados, o Domínio Ceará Central pode ser dividido em cinco unidades lito-tectônicas distintas, individualizadas abaixo.



Figura 3.5: Mapa Geológico Simplificado do Domínio Ceará Central modificado a partir da CPRM (2003). DMC – Domínio Médio Coreaú; DRGN – Domínio Rio Grande do Norte; ZCSPII – Zona de Cisalhamento Sobral/Pedro II; ZCSP – Zona de Cisalhamento Senador Pompeu.

#### 3.2.1. Embasamento Arqueano

Os terrenos desta unidade estão distribuídos ao longo da borda ocidental da zona de cisalhamento Senador Pompeu, somando cerca de 6.000 km<sup>2</sup>, representando núcleos envoltos por complexos gnáissicos do embasamento paleoproterozóico (Figura 3.5).

No Domínio Ceará Central este núcleo Arqueano é representado pelo maciço de Tróia com os blocos Tróia-Pedra Branca e Mombaça, separados pela zona de cisalhamento Sabonete-Inharé.

Pessoa *et al.* (1986) obtiveram uma idade Rb-Sr de 2,6 +- 0,1 Ga em leucognaisse peraluminoso e Fetter *et al.* (1997) definiu a idade U-Pb em zircão de 2,776 +- 65 Ma e uma idade modelo ( $T_{DM}$ ) de 2,81Ga com  $\epsilon_{ND}$  (+2,1), este implicando em crosta juvenil.

Terrenos gnáissico-granulíticos localizados entre as zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Sabonete-Inharé (Complexo Mombaça), compostos principalmente por rochas gnáissicas e granulíticas de composição tonalítica e granodiorítica, têm apresentado idades modelo (T<sub>DM</sub>) entre 2,8 e 3,04 Ga e idades U-Pb em zircão de 2,857 +- 42 Ma e 2,794 +- 77Ma (Fetter, 1999).

# 3.2.2. Terrenos acrescionários do Paleoproterozóico

As rochas deste embasamento margeiam a porção norte do núcleo arqueano e afloram na região de Madalena até Choró, sendo representadas por gnaisses de composição quartzodiorítica a tonalítica e por terrenos do tipo TTG (tonalitos-tronjhemitos-granodioritos), (Figura 3.5). São constituídos por rochas metaplutônicas associadas a faixas supracrustais (Suíte Metamórfica Algodões-Choró, Martins, 2000) e rochas metassedimentares diversas, inclusive BIF's. Nesta associação encontram-se também níveis de gonditos intercalados com as rochas supracrustais (Teixeira, 2003). Os terrenos TTG foram datados pelo método U-Pb por Fetter (1999) e Martins (2000) e apresentaram resultados em torno de 2,1 Ga em ortognaisses tonalíticos. Para os anfibolitos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró, Martins (2000) forneceu uma idade em rocha total, pelo método Sm-Nd, de 2,23 Ga, e valores de e(Nd) positivos, atribuindo o desenvolvimento desse terreno a ambiente de arco oceânico durante o Paleoproterozóico. Esta unidade corresponde à única evidência de crosta juvenil Paleoproterozóico bem reconhecida no Domínio Ceará Central da Província Borborema. Fetter (1999) acredita que esse embasamento resultou da acresção de vários arcos insulares paleoproterozóicos, em torno de pequeno núcleo arqueano. Resultados semelhantes foram obtidos por Castro (2004), nos ortognaisses de composição quartzo-diorítica a tonalítica, na região de Madalena, onde idades U-Pb em zircão (convencionais e SHRIMP) de 2,1 Ga e idades modelo T(DM) entre 2,3 e 2,1 Ga, mostram que esse embasamento é praticamente oriundo de material juvenil.

#### 3.2.3. Terreno Santa Quitéria

Esta unidade ocorre em extensa área do Domínio Ceará Central em forma de batólito de direção NE-SW (Figura 3.5). É caracterizada pela intensa migmatização associada à presença de grande volume de granitos anatéticos e restitos constituídos essencialmente por rochas calciossilicáticas e anfibolíticas. Nos anos 70 (Projeto Fortaleza, CPRM, 1977), foi atribuído para esta unidade o termo Complexo Tamboril - Santa Quitéria (termo ainda hoje utilizado, CPRM, 2003). Fetter *et al.* (2003) considerou o Complexo Tamboril - Santa Quitéria como um complexo granítico-migmatítico neoproterozóico, com fases de magmatismo sucessivas, gerado em ambiente de arco magmático. Essa conclusão teve como base, inicialmente, a assinatura isotópica das rochas migmatíticas, além de granitóides deformados dessa unidade. Fetter (1999) e Fetter *et al.* (2003) obtiveram idades U-Pb em zircão entre cerca de 637 e 623 Ma, representando o último estágio da evolução deste arco, além de idades modelo T(DM) variando de 0,86 a 1,92 Ga, mostrando a existência de fonte mista para os granitóides, ocorrendo tanto participação de fonte juvenil neoproterozóica como do embasamento paleoproterozóico adjacente.

Recentemente Santos *et al.* (2004) apresentaram novas evidências da presença de crosta juvenil neoproterozóica na região. Idades de cristalização dos granitóides entre 620 e 611 Ma foram reportadas por Castro (2004), que considera o Complexo Tamboril - Santa Quitéria como a raiz de um arco neoproterozóico. A estruturação da região está associada à instalação de um sistema de *nappes* que afetaram as rochas supracrustais e o embasamento com sentido de transporte predominantemente para SSE (Arthaud *et al.*, 2004).

As idades mais antigas para o metamorfismo estão no intervalo de 640 a 620 Ma e o pico principal em torno de 600 Ma (U-Pb em monazita, Castro, 2004). Idades de resfriamento obtidas em micas pelo método Ar/Ar e relacionadas às zonas de cavalgamento ocorrem em torno de 560 Ma (Castro, 2004). Contudo, idades mais jovens, em torno de 530 Ma, já foram determinadas por Moiné *et al.* (1997). Os modelos de evolução tectônica para esta região são divergentes. Enquanto Fetter *et al.* (2003) sugerem a subducção de crosta oceânica no sentido SE, com base na geração e posição atual do arco magmático da região de Santa Quitéria, Castro (2004) propõe um sentido NNW para o processo de subducção, envolvendo a presença de retro-eclogitos na seqüência supracrustal posicionada a leste do Complexo Tamboril - Santa Quitéria.

### 3.2.4. Cobertura Neoproterozóica

Pesquisas geológicas em vários setores desta unidade geotectônica apontam diferentes arranjos lito-estratigráficos para uma cobertura psamítico-pelítico-carbonática (Jardim de Sá & Fowler, 1981; Mendonça *et al.*, 1982; Souza *et al.*,1986). *Sills* de granitos alcalinos, derrames de riolitos alcalinos e de meta-basaltos também foram descritos nesta unidade (Caby & Arthaud, 1986), alguns com assinatura geoquímica N-MORB (Santos *et al.*, em andamento). Assim, as

coberturas são geralmente descritas como tipo plataforma continental (Jardim de Sá & Fowler, 1981). Esta unidade tem recebido a denominação de Grupo Ceará, Grupo Itataia e Grupo/Complexo Independência.

As seqüências de cobertura apresentam idades muito variadas indicando que existiu mais de um tipo de área-fonte para a sedimentação, porém acredita-se que a época de deposição ocorreu no Neoproterozóico, (Santos 2003). As idades U-Pb, de 772 +- 31 Ma, em zircão de metariolitos e idade modelo (T<sub>DM</sub>) de 1,09 Ga (Fetter, 1999 e Van Schmus, 1995) convergem para a deposição destas rochas em um ambiente de rifte (Grupo Independência) e proveniência dos sedimentos de uma fonte mais jovem que os litotipos do embasamento paleoproterozóico. Ainda Castro (2004) engloba estas rochas na "Seqüência Supracrustal Rio Curu-Itataia-Independência". A mesma seria composta por gnaisses migmatíticos aluminosos formados a partir de rochas pelito-psamíticas, psamitos, carbonáticas e vulcânicas, com idades modelo T(DM) em torno de 2,4 Ga, sugerindo que fontes mais antigas devem ter contribuído para deposição destas rochas.

A estruturação dessas coberturas é complexa, pois foi amplamente afetada por uma tectônica de baixo ângulo. Na região de Independência (CE), Hartmann *et al.* (1984) e Caby & Arthaud (1986) reconheceram uma zonação metamórfica do tipo barroviana invertida em grandes *nappes* no estilo himalaiano. Ainda segundo esses autores, nesta região o sentido de transporte das estruturas relacionadas à tectônica de baixo ângulo é para Sul, ou SE-SW. *Klippes* de unidades ortognáissicas de composição tonalítica e granodiorítica sobre a cobertura plataformal também são descritos entre as cidades de Fortaleza e Sobral (CE).

## 3.2.5 Granitóides Neoproterozóicos-Ordovicianos

Manifestações graníticas na Província Borborema perfazem cerca de 30% de seu território. Destes, boa parte ocorre no Domínio Ceará Central, como nos Complexos Graníticos do tipo Quixadá-Quixeramobim, ou pulsos graníticos representados por uma série de *stocks* póstectônicos, com formas semicirculares a retangulares, entre os quais se destacam os granitos Mucambo, Meruoca, Tauá, Uruburetama/Itapipoca, Serra do Barriga, Pajé, Serrote Morrinhos, São Paulo, entre outros (Figura 3.5). Brito Neves *et al.* (2003) sugerem três estágios para formação de rochas graníticas na Província Borborema.

Dois estágios com intervalos entre 650 a 625 Ma e 580 a 570 Ma estão sendo assinalados como importantes marcadores de formação de granitos acrescionários e um terceiro intervalo, entre 545 e 520 Ma, corresponde a granitos vinculados a processos intrusivos ou intraplaca. Dois desses registros são apresentados por Fetter (1999), no Domínio Ceará Central, que obteve idade de 580 Ma em zircão do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim e outra idade em torno de 530 Ma para o Granito Mucambo.

Estudos recentes mostram o que seria um quarto intervalo para formação das rochas graníticas no Domínio Ceará Central. Em zircão do fácies porfirítico do Complexo Anelar Quintas,

Castro (2004) obteve idades entre 477 e 467 Ma (U-Pb em zircão) e idades modelo T(DM) situadas em torno de 2,0 Ga, com valores de e(Nd) negativos, concluindo que os protólitos destas rochas teriam maior contribuição de rochas do embasamento gnáissico paleoproterozóico.

Valores próximos aos de Castro (2004), foram obtidos por Tavares Jr. (1999) em amostras do Granito Serra do Barriga, pelo método Rb-Sr em rocha total, em torno de 480 Ma. Tavares Jr. (1999) também datou os granitos da Serra do Pajé e do Serrote Morrinhos, obtendo idades isocrônicas Rb-Sr de 524 Ma e 443 Ma, respectivamente.

### 4.1. Comentários gerais

Neste capítulo são caracterizadas as unidades litológicas identificadas na área de trabalho e cartografadas no mapa geológico 1:50.000 (Anexo 02). Essas unidades compreendem rochas gnáissico-migmatíticas do paleoproterozóico e neoproterozóico, com a presença de um *stock* granítico de idade cambriana inferior. As rochas gnáissicas pertencem às unidades Canindé e Independência respectivamente, recebendo a denominação de Complexo Ceará (CPRM, 2003). O *stock* recebe a denominação de granito Serra do Barriga.

A área mapeada possui 152 km<sup>2</sup>, onde foram individualizadas onze unidades litológicas (Figura 4.1). A delimitação da área aflorante das unidades foi realizada a partir dos dados de campo em combinação com a interpretação de imagens de satélite Landsat 7 ETM+ com resolução de 30 metros e do modelo digital de terreno elaborado a partir de imagem SRTM. As unidades de mapeamento, descritas da mais antiga na base para a mais nova, são expostas no quadro I.



Quadro I: Unidades litológicas individualizadas na etapa de campo.



Figura 4.1: Mapa geológico da área mapeada

27

# 4.2. Unidade I (Ppgg): Granodioritos, dioritos e quartzo-milonitos

#### 4.2.1. Comentários gerais

Esta unidade constitui a única de idade paleoproterozóica da área mapeada (Quadro I). Tal afirmação é baseada na datação U-Pb em zircão de 2,108 Ga em rocha semelhante que ocorre num prolongamento NE das rochas da área, na região de Amontada (Fetter, 1999).

Estratigraficamente é interpretada como o embasamento da área, sendo junto com o granito Serra do Barriga, as únicas duas unidades de rochas ortoderivadas mapeadas.

Estas rochas ocorrem somente no extremo NW da área (Figura 4.1), e estão em contato tectônico com rochas paraderivadas (Figura 4.2b, foto 2). Neste contato têm-se zonas de cisalhamento de orientação NE-SW, bem individualizadas na interpretação do modelo digital de terreno da área. Em campo é difícil a distinção da interface entre as duas unidades, em razão do grau de deformação das rochas. Outro fator agravante é a escassa oferta de afloramentos deste setor, constituindo uma região muito arrasada, sendo indispensável à utilização de meios indiretos para o procedimento do mapeamento.

# 4.2.2. Litotipos, metamorfismo e deformação

Para identificar de maneira confiável os lito-tipos desta unidade, o estudo petrográfico foi necessário, tendo como resultado a denominação de três rochas, todas submetidas à intensa deformação.

O primeiro trata-se de granodioritos cisalhados (Figura 4.2a, fotos 1), apresentando contatos bruscos com os dioritos e quartzo-milonitos (Figura 4.2b, foto 1). São constituídos basicamente por plagioclásio e quartzo (Figura 4.2a, foto 2), e possuem uma foliação penetrativa. Nesta rocha não foram notificados minerais índices que possibilitassem definir as condições de temperatura e pressão a que foi submetida. Na análise de campo e petrográfica identificou-se um retro-metamorfismo acentuado, com cristalização de sericita e muscovita sobrepondo-se a foliação. Em locais próximos a zonas de cisalhamento, a deformação é intensa e verifica-se uma forte percolação de fluídos, com silicificação e obliteração total da trama da original da rocha.

O segundo lito-tipo constitui dioritos em contatos graduais com os granodioritos, resultado da variação composicional desta unidade. Apresentam textura granoblástica, apresentando também forte retro-metamorfismo a base de sericita e muscovita (Figura 4.2a, foto 4). Apresentam foliação penetrativa (Figura 4.2a, foto 3), e com as mesmas atitudes dos granodioritos.

Por último temos os quartzo-milonitos (Figura 4.2a, foto 5). Sua coloração é branca, e sua composição é basicamente de quartzo e biotita (Figura 4.2a, foto 6). A ocorrência paralelizada e os contatos bruscos destas rochas com os dioritos e granodioritos, aliado ao grau de deformação a que foram submetidas, indicam que constituem milonitos de dioritos e granodiritos, sendo sua origem de natureza tectônica. Possuem uma textura muito fina, porém com a lupa podem-se identificar grãos de quartzo totalmente estirados em forma de oblatos, sendo mapeados como ultramilonitos.

Nas zonas de falha, no caso zonas de cisalhamento dúctil que atravessam esta unidade, granodioritos e dioritos foram submetidos a uma redução da granulação por processos dúcteis e alteração da composição mineralógica inicial por processos metamórficos e percolação de fluídos. No caso dos processos dúcteis, o principal agente foi à recristalização dinâmica, que aliado às variações de pressão e temperatura, são responsáveis pela constituição final da rocha, saindo de uma composição granítica, chegando a uma composição de quartzo estirado e biotita. Minerais com clivagens bem definidas, como feldspatos, são recristalizados mais facilmente, e sua granulação diminui até se tornarem parte da matriz da rocha. Aliada a uma silicificação por percolação de fluídos na zona de cisalhamento, essa matriz passa a ser constituída gradualmente somente por quartzo, com a presença subordinada de biotita, vestígio de uma potassificação, colaboração de elementos constituintes dos feldspatos que foram remobilizados durante a deformação. Minerais mais competentes como o quartzo, são estirados e se transformam em porfiroclastos, mergulhados em uma matriz fina foliada.

# 4.4. Unidade III (Nanf): Anfibolitos, granada-anfibolitos e meta-basaltos

#### 4.4.1. Comentários gerais

Estas rochas foram registradas de amplamente, estando hospedadas em praticamente todas as outras unidades mapeadas, com exceção as unidades ortoderivadas (Figura 4.1). Ocorrem hospedadas em formas de lentes boudinadas nas seqüências paraderivadas (Figura 4.4, fotos 1, 2 e 3) e junto com a unidade Ngrm (Granulito máfico), já havia sido descrita em trabalho prévio na parte E da área (Santos *et al.*, 2006).

O entendimento de suas formas de ocorrência é de fundamental importância para a elaboração da evolução geológica da área, uma vez que estas rochas podem possuir texturas de descompressão preservadas (Santos *et al.*, 2006), que podem colaborar para o entendimento do caminho de pressão e temperatura feito durante o metamorfismo da área. Outro aspecto a ser levantado é se essas rochas são *sills* colocados nas seqüências de metassedimentos, ou lascas tectônicas do assoalho oceânico, o que implica em diferenças de nível crustal em que a área estaria encaixada. Resultados preliminares demonstram uma assinatura geoquímica N-MORB para essas rochas (Santos *et al.*, em preparação), sendo sua colocação junto as seqüências paraderivadas, motivo ainda de controvérsia, tendo implicações para o modelo geotectônico da porção NW do Arco Magmático de Santa Quitéria.

# 4.4.2. Litotipos, metamorfismo e deformação

Os lito-tipos ocorrem geralmente associados, e são representados por granada anfibolitos, metabasaltos, metagabros e anfibolitos. O que diferencia os anfibolitos dos granada-anfibolitos, além da presença de granada, é a textura nematoblástica mais grossa dos primeiros (Figura 4.4, foto 4), delineada por hornblenda paralela a foliação. Nos segundos a textura é fina, e granadas em associação com rutilo e óxidos, possivelmente ilmenita, ocorrem em bolsões (Figura 4.4, fotos 5, 6 e 7). Os meta-basaltos são diferenciados em campo por sua cor mais clara (Figura 4.4, foto 3). São constituídos por hornblenda, muito plagioclásio e quartzo de maneira subordinada.

A paralelização das direções das lentes dessas rochas com o *trend* N-S das rochas hospedeiras, sugere uma deformação das seqüências paraderivadas junto à *paleo-sills* de composição basáltica. A competência das mesmas causou o boudinamento das lentes.



**Figura 4.4:** 1-Lente boudinada de anbibolito em biotita gnaisse (Ponto 86); 2-Corpo boudinado de anfibolito (Ponto 63); 3-Lente boudinada de meta-basalto (Ponto 64), em detalhe amostra IT-64. Notar cor acinzentada da amostra, reflexo de uma composição mais rica em plagioclásio; 4-Lâmina delgada da amostra IT-112 mostrando textura nematoblástica grossa a base de homblenda; 5-Amostra de mão de granada-anfibolito (amostra IT-156). Notar a textura grossa, com granadas milimétricas e homblendas grandes em meio a núcleos de plagioclásio; 6-Lâmina delgada da amostra IT-156, luz natural, mostrando granada-anfibolito. Notar a desestabilização de granada a rutilo característica de altas temperaturas e remobilização de titânio; 7-Idem, luz plano-polarizada.

## 4.5. Unidade IV (Ngrm): Granulito máfico

#### 4.5.1. Comentários gerais

Esta unidade possui todas as características da unidade anterior, sua única diferença vem do fato de consistir de rochas de composição basáltica onde foram descritas na petrografia paragêneses minerais de fácies granulito.

Rochas máficas, como piroxênio-granada gnaisses apresentando paragêneses de fácies granulito e eclogito foram descritas (Santos et al., 2006) com ocorrência na região entre Cachoeira das Moças e Lagoa da Manga, a sul da área de estudo. Ao longo da borda SE, próximo ao granito Serra do Barriga, ocorrem faixas de granulitos orientados como corpos boudinados de direção N-S (Figura 4.1). Os corpos estão hospedados em augen gnaisses com granada e biotita. Apesar de haver uma maior concentração destas rochas na porção SE da área de estudo, em outros locais onde há a ocorrência de augen gnaisses com granada e biotita ocorrem granulitos. Foram registrados ocorrências em muscovita gnaisses (Figura 4.1), porém para estes casos somente uma amostra mostrou uma textura simplectítica preservada da alteração imposta durante o retrometamorfismo.

# 4.5.2. Litotipos, metamorfismo e deformação

Estas rochas possuem uma cor escuro-amarronzada, com uma foliação pouco penetrativa (Figura 4.5, fotos 1 e 2), e ocorrendo em corpos que variam de dimensões métricas a decamétricas.

São constituídos por granada, clinopiroxênio, rutilo, ilmenita, hornblenda e plagioclásio em texturas simplectíticas de descompressão, entre clinopiroxênio, plagioclásio e granada (Figura 4.5, fotos 3, 4, 5 e 6). As texturas dos litotipos varia de grossa a fina, e a rocha pode ser maciça ou possuir foliação, com intercalação de bandas ricas em hornblenda e/ou piroxênio, com bandas de plagioclásio e quartzo.

No estudo petrográfico identificou-se dois tipos de granadas, pré e sin-tectônicas. As granadas pré-tectônicas mantinham registro da paragênese de granulito. Granada, plagioclásio e clinopiroxênio, com alteração a hornblenda coexistem em textura de intercrescimento (Figura 4.5, fotos 5 e 6). O plagioclásio circunda a granada desenvolvendo coroas que separa esta última do clinopiroxênio (Figura 4.5, fotos 3 e 4). Junto às granadas também é observado uma concentração muito grande de rutilo e ilmenita (Figura 4.5, fotos 5 e 6).

A paragênese mineral hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio + granada + ilmenita, é característico para rochas metabásicas de fácies granulito de baixa pressão, como detalhadas por Binns (1962) apud. Yardley (1989). Em situações de aumento de pressão e temperatura, o anfibólio sendo primário, é a fase mineral que está sendo desidratada. Por outro lado nas rochas
da área mapeada, a hornblenda encontrada é secundária, produto da alteração do clinopiroxênio. Nesse caso, a paragênese descrita acima estaria em desequilíbrio, indicando uma fase de retrometamorfismo. Na continuação desses corpos de metabásicas na direção S, paragêneses de *fácies* granulito superior foram descritas (Santos *et al.*, inédito), com clinopiroxênio + plagioclásio + granada em textura simplectítica e estável, sem hornblenda. Este fato foi interpretado como um indício de que as rochas metabásicas da área de estudo, refletem um retrometamorfismo que passa pela *fácies* granulito inferior. A extensão dessas rochas para S, mostra que o pico metamórfico regional foi de *fácies* granulito superior, com uma exumação passando pela *fácies* granulito inferior, seguido da *fácies* anfibolito superior, as duas últimas registradas nas rochas metabásicas e cálcio-silicáticas da área, e a última nas rochas metassedimentares.

Segundo Green & Ringwood (1967) *apud.* Yardley (1989), nessas condições, rochas de seqüências pelíticas-psamíticas são migmatizadas, porém a presença de granada e cordierita, comum em *fácies* granulito de média a alta pressão, não foi observado. Possivelmente o retrometamorfismo seja razão para as rochas metabásicas apresentarem uma paragênese de granulitos e as paraderivadas encaixantes não possuírem paragênese de alto grau, tendo como mineral índice somente a silimanita, que corresponde à *fácies* anfibolito superior. Dessa forma o estudo de lâminas delgadas dos granulitos máficos e das rochas cálcio-silicáticas foram de grande importância para a compreensão das condições de pico metamórfico da área. As demais unidades não têm bem preservadas paragêneses minerais das condições extremas do metamorfismo, seja em função de retrometamorfismo (alteração dos piroxênios para anfibólio e o desaparecimento da granada) ou por que essa condição de pico granulítico não foi atingida.

A dificuldade de encontrar em número abundante de paragêneses de *fácies* granulito nas rochas metabásicas está relacionada à sua lenta exumação, o que permitiu uma fase longa de retro-metamorfismo, no final de um evento dinamotermal horário: aumento da pressão e da temperatura, seguido de resfriamento e exumação com alívio de pressão. A rocha apresenta muita hornblenda, biotita e muscovita posterior, com sericitização de plagioclásio, e em alguns casos cloritização das biotitas. A coexistência de rutilo e ilmenita, nesses granulitos, refletem uma desestabilização da ilmenita para rutilo durante o retro-metamorfismo, com fluídos de alta temperatura remobilizando titânio da granada, clinopiroxênio e anfibólio Yardley (1989).

As granadas sin-tectônicas, também estão associadas à exumação dessas rochas. São granadas rotacionadas (Figura 4.5, fotos 7 e 8), e indicam uma cinemática de cavalgamento com topo para W a NW, responsável pelo afloramento dessas rochas em superfície.

A velocidade de exumação das rochas é responsável pela preservação da paragênese de alto grau metamórfico. As rochas mapeadas e detalhadas por Santos *et al.*, (2006), são exumadas por falhas de cavalgamento frontais, com rápida exumação, preservando a paragênese de *fácies* granulito de alta pressão. Já as falhas de cavalgamento da área mapeada possuem um componente oblíquo forte, fazendo com que o tempo de exumação seja maior, permitindo um tempo maior de obliteração da paragênese metamórfica de alta pressão. Provavelmente essa paragênese existe ainda preservada nas rochas da área, entretanto, para sua identificação deveria-se fazer uma coleta e estudo petrográfico numa quantidade muito grande de amostras, o que foge ao escopo desse trabalho.



**Figura 4.5:** 1-Afloramento de granulito máfico (Ponto IT-62). Notar a foliação pouco penetrativa; 2-Amostra de mão de granulito máfico (IT-71). Notar a coloração escura da matriz, constituída por hornblenda e plagioclásio, com manchas verdes de clinopiroxênio e manchas rosas de granadas; 3-Lâmina delgada da amostra IT-71, luz plano-polarizada. Clinopiroxênio poiquiloblástico com granada; 4-ldem, luz natural; 5-Lâmina delgada da amostra IT-156, luz plano-polarizada. Clinopiroxênio, granada, rutilo, ilmenita e hornblenda em textura simplectítica de descompressão; 6-ldem, luz natural; 7-Lâmina delgada da amostra IT-156, luz plano-polarizada. Clinopiroxênio, granada, rutilo, ilmenita e hornblenda em textura simplectítica de descompressão; 6-ldem, luz natural; 7-Lâmina delgada da amostra IT-156, luz plano-polarizada. Clinopiroxênio, granada, rutilo, ilmenita e hornblenda em textura simplectítica de descompressão; 6-ldem, luz natural; 7-Lâmina delgada da amostra IT-156, luz plano-polarizada. Clinopiroxênio, granada, rutilo, ilmenita e hornblenda em textura simplectítica de descompressão; 6-ldem, luz natural; 7-Lâmina delgada da amostra IT-156, luz plano-polarizada. Granada sintectônica; 8-ldem, luz natural.

# 4.6. Unidade V (Nbt): Biotita-xistos e gnaisses bandados com biotita

#### 4.6.1. Comentários gerais

Através da confecção do perfil geológico da área, e conhecimento do empilhamento tectônico, esta unidade foi denominada como a mais inferior estratigraficamente das seqüências paraderivadas.

Apesar da presença de uma ocorrência isolada no setor E da área, esta unidade está concentrada a W, sendo seu contato a E, delimitado por uma zona de cisalhamento de caráter regional, a falha Humberto Montes (CPRM, 2003) (Figura 4.1). Estes lito-tipos são extremamente controlados pelas falhas que cortam a área, sendo seus contatos de maneira brusca com as outras unidades.

# 4.6.2. Litotipos, metamorfismo e deformação

Como já mencionado na própia denominação desta unidade, os principais lito-tipos constituem biotita-xistos e gnaisses bandados com biotita.

Os primeiros foram interpretados em campo como porções mais deformadas, sendo rochas de falha, provenientes de gnaisses bandados ricos em biotita (Figura 4.6, foto 2). O contato destas rochas é gradual o que reflete uma variação composicional lateral da unidade, somada a uma heterogeneidade da deformação. Os xistos possuem granulação fina, com biotitas milimétricas, e em alguns casos é comum à presença, na interface da rocha com falhas, de muscovita e clorita, resultado da percolação de fluídos. É importante ressaltar que nestes casos a rocha apresenta-se totalmente alterada, podendo ser confundida pela sua coloração esverdeada com outras unidades. Porém a análise petrográfica demonstra que a clorita presente provém da alteração da biotita, e a muscovita constitui uma potassificação tardia, com desenvolvimento nas zonas de falha de sericita.

Os gnaisses, que estão encaixados entre essa rocha xistosa, podem ter granulação fina, com aspecto milonítico (Figura 4.6, fotos 1 e 2), com muito quartzo e feldspato, ou granulação mais grossa (Figura 4.6, fotos 5 e 6), com porfiroclastos mergulhados em uma matriz de biotita grossa. Os porfiroclastos podem atingir até 3 centímetros de espessura, e sempre estão extremamente estirados paralelos a lineação de estiramento. Muitas vezes bons indicadores cinemáticos eram observados, com sigmóides e fraturamentos orientados segundo o maior esforço. Pela petrografia determinou-se uma composição quartzo-feldspática para eles, com a predominância de plagioclásio (Figura 4.6, fotos 7 e 8).

Além de esta unidade delinear grandes dobramentos (Figura 4.1), absorvendo grande parte da deformação, com geração de estruturas indicadoras da cinemática, outro fator de importância se deu durante o estudo petrográfico. Dentre todas as unidades paraderivadas, nesta, foi a única em que se encontrou um mineral índice de fácies metamórfica.

Nos biotita-xistos foi encontrado silimanita (Figura 4.6, fotos 3 e 4), o que implica condições de pressão e temperatura de *fácies* anfibolito superior. É importante ressaltar que apesar de este fato caracterizar as seqüências paraderivadas nessa condição, outras rochas na área possuem paragêneses de *fácies* granulito inferior. A área no contexto geral se enquadraria entre essas duas condições de metamorfismo, com prevalecimento de altas temperaturas, com metassedimentos em *fácies* anfibolito, e rochas meta-básicas e cálcio-silicáticas com *fácies* granulito, de baixa até alta pressão.



**Figura 4.6:** 1-Amostra de mão de gnaisse bandado com biotita milonitizado (amostra IT-150a); 2-Afloramento mostrando a coexistência de biotita xistos e gnaisses bandados com biotita (Ponto 10); 3-Lâmina delgada da amostra IT-150a, luz plano-polarizada. Notar no detalhe a presença de silimanita; 4-idem, luz natural; 5-Afloramento de biotita com porfiroclastos de quartzo feldspato (Ponto 150); 6-Amostra de mão IT-150b. Notar a textura grossa, com matriz de biotita com porfiroclastos de quartzo e feldspato imersos; 7-Lâmina delgada da amostra IT-150b, luz plano-polarizada. Notar a composição a base de plagioclásio e quartzo dos porfiroclastos; 8-Idem, luz natural.

# 4.7. Unidade VI (Nms): Muscovita-quartzo-xistos, quartzo-milonitos e gnaisses bandados com muscovita

#### 4.7.1. Comentários gerais

Esta unidade é a de maior abrangência na área mapeada. Ocorre em todos os setores, e esta em contato com praticamente todas as unidades mapeadas (Figura 4.1).

Em campo é caracterizada por regiões arrasadas, onde morrotes testemunhos são preservados, refletindo a intercalação de rochas mais competentes, com variações laterais na abundância de quartzo e muscovita. A composição desta unidade foi fundamental para seu delineamento, carecendo de minerais máficos, caracterizando rochas com cores esbranquiçadas a amareladas, com xistosidade penetrativa.

# 4.7.2. Litotipos, metamorfismo e deformação

As rochas desta unidade ocorrem sempre de maneira agrupada, sendo em campo pacotes intercalados de gnaisses bandados com muscovita, muscovita-quartzo-xistos, quartizitos e quartzo-milonitos (Figura 4.7, fotos 1 e 2). Seriam pacotes sedimentares maduros composicionalmente, com intercalações pelíticas, sendo metamorfisados e cortados por zonas de cisalhamento dúctil de transcorrência e cavalgamento.

Os muscovita-quartzo xistos, constituem rochas de xistosidade fina com matriz a sericita e muscovita com grãos de quartzo recristalizado e estirado (Figura 4.7, foto 3). Este litotipo é o mais abundante desta unidade, estando geralmente dobrado devido a sua baixa competência, e em locais próximos a falhas demonstra uma sericitização mais acentuada.

Já os quartzo-milonitos e gnaisses bandados com muscovita (Figura 4.7, fotos 4, 5, 6 e 7) são mais competentes. Sua composição, restrita a quartzo, fazem com que sejam corpos boudinados localizados entre xistos.

Os gnaisses muitas vezes possuem porfiroclastos centimétricos, e apresentam-se extremamente estirados ou com um fraturamento dúctil-rúptil. Estas rochas confundem-se com os quartzo-milonitos, sendo a diferença destes últimos a presença de uma matriz escura quartzo-feldspática resultado da milonitização (Figura 4.7, fotos 6 e 7).

Em lâmina os quartzo-milonitos ajudam a entender as condições de deformação destes pacotes rochosos. Constituem blastos-milonito (Figura 4.7, fotos 6 e 7), onde o quartzo foi totalmente estirado, caracterizando as falhas da região como zonas de cisalhamento dúctil com geração de seqüências miloníticas que se confundem com a composição dos corpos rochosos. Em campo a distinção entre quartzo-milonitos e quartzitos é difícil, sendo o estudo petrográfico necessário para a caracterização dos litotipos desta unidade.



**Figura 4.7:** 1-Afloramento da Unidade VI. Notar coloração amarelada das rochas, reflexo da composição a base de muscovita, sericita e quartzo (Ponto 48); 2-Afloramento de gnaisse bandado com muscovita com dobra de arrasto com vergência para W (Ponto 85); 3-Lâmina delgada da amostra IT-125a, luz plano-polarizada. Muscovita-quartzo-xisto, com porfiroclastos de quartzo; 4-Lâmina delgada de gnaisse bandado com muscovita (amostra IT-125b), luz plano-polarizada. Notar porfiroclastos de quartzo fraturado e as intercalações de muscovita; 5-Idem, luz natural. Notar no detalhe o aspecto de campo da rocha; 6-Lâmina delgada de quartzo-milonito (amostra IT-144), luz plano-polarizada. Notar os blastos de quartzo estirados; 7-Idem, luz natural. Notar no detalhe aspecto de campo da rocha.

# 4.8. Unidade VII (Ngrta): Augen gnaisses e gnaisses bandados com granada e biotita e granada-muscovita-xistos

#### 4.8.1. Comentários gerais

Os contatos desta unidade foram delimitados no mapa a partir da interpretação de imagens de satélite juntamente com os dados de campo. Ela se estende desde a porção E da área, onde cavalgam pacotes rochosos na direção W-NW, se encontrado até a parte central, onde está em contado com a Unidade V (Nbt), Unidade IV (Nms), e a N com a Unidade VIII (Ngrtms).

## 4.8.2. Litotipos, metamorfismo e deformação

As litologias predominantes são: granada-biotita-gnaisses bandados ou com textura *Augen*, e granada-muscovita-xistos (Figura 4.8, fotos 1, 2, 3, 4), onde pode ocorrer a presença subordinada de hornblenda. Os minerais acessórios comuns são zircão, opacos (magnetita), titanita, rutilo e epidoto. Os lito-tipos mais xistosos estão relacionados a zonas miloníticas próximas aos cavalgamentos e às falhas transcorrentes na porção NE da área de estudo

A textura porfirítica (Figura 4.8, foto 3) é dada por grãos de feldspatos (de até 3 cm) inequigranulares, de granulação grossa a média, rotacionados (tipo *augen*) com sombras de pressão em torno desses grãos e estruturas do tipo S-C. Também são encontrados com freqüência lentes das seqüências cálcio-silicáticas e anfibolíticas, em geral estirados segundo uma foliação milonítica muito proeminente. É importante ressaltar que a grande maioria das amostras de granulitos máficos e rochas cálcio-silicáticas com paragênese de alto grau preservada se deu nesta unidade. O motivo não é conhecido para este fato.

Nesta unidade grandes lineamentos de caráter rúptil (fraturas e falhas indiscriminadas) ocorrem. Tais lineamentos cruzam toda a unidade nas direções preferenciais NW-SE, N-S e NE-SW. Secundariamente, há lineamentos rúpteis-dúcteis, orientados ENE-WSW e E-W, que estão associados a falhas de empurrão.

Os litotipos mais xistosos estão relacionados a zonas de cisalhamento dúctil, e a presença de muscovita é secundária, proveniente de fluídos percolados na zona de falha.



Figura 4.8: 1 e 2-Gnaisse bandado com biotita e granada, notar a textura extremamente grossa, possivelmente resultado da deformação de um Augen gnaisse com granada (Ponto 16); 3-Textura Augen incipiente com granda e biotita (Ponto 16); 4-Dobra associada a D2 em Augen gnaisse com granada (Ponto 44).

# 4.9. Unidade VIII (Ngrtms): Granada-muscovita-quartzo-xistos, granadaquartzo-milonitos e granada-muscovita-gnaisses

#### 4.9.1. Comentários gerais

Esta unidade possui todas as características da Unidade VI (Nms), diferindo apenas por constituir uma faixa de rochas granatíferas. Possui uma grande abrangência na área mapeada. Ocorre no setor central, e está em contato com praticamente todas as unidades mapeadas (Figura 4.1).

Em campo é caracterizada por regiões arrasadas, onde morrotes testemunhos são preservados, refletindo a intercalação de rochas mais competentes, com variações laterais na abundância de quartzo, muscovita e granada.

# 4.9.2. Litotipos, metamorfismo e deformação

As rochas desta unidade ocorrem sempre de maneira agrupada, sendo em campo pacotes intercalados de gnaisses bandados com muscovita e granada, granada-muscovita-quartzo-xistos, quartizitos e granada-quartzo-milonitos (Figura 4.7, fotos 1 e 2 e 3). Estes pacotes metassedimentares são cortados por zonas de cisalhamento dúctil de transcorrência e cavalgamento.

Os granada-muscovita-quartzo xistos, constituem rochas de xistosidade fina com matriz a muscovita com grãos de quartzo recristalizado e estirado com granada. Este litotipo é o mais abundante desta unidade, estando geralmente dobrado devido a sua baixa competência, e em locais próximos à falha demonstra uma sericitização acentuada.

Já os granada-quartzo-milonitos e gnaisses bandados com muscovita e granada são mais Competentes, ocorrendo em corpos boudinados localizados entre xistos.

Os gnaisses muitas vezes possuem porfiroclastos centimétricos, e apresentam-se Os gnaisses muitas vezes possuem porfiroclastos centimétricos, e apresentam-se extremamente estirados ou com um fraturamento dúctil-rúptil. Estas rochas confundem-se com os quartzo-milonitos, sendo a diferença destes últimos a presença de uma matriz escura quartzofeldspática resultado da milonitização. As granadas encontram-se rotacionadas e são de caráter sin-tectônico.



Figura 4.9: 1-Granada-muscovita-quartzo-xisto (Ponto 56); 2-Muscovita-biotita-quartzo-milonito (Ponto 56); 3-Granada-muscovitagnaisse (Ponto 56).

# 4.10. Unidade IX (Ncalc): Cálcio-silicáticas

### 4.10.1. Comentários gerais

Os litotipos descritos nesta unidade hospedam-se em todas às seqüências paraderivadas (Figura 4.1). Estas rochas ocorrem como blocos métricos e como lajedos de médio a grande porte (Figura 4.10a, fotos 1, 2, 3, 4). Apresentam uma coloração que varia de branco a verde musgo e são constituídas predominantemente por variedades claras e escuras de calcita e dolomita recristalizada e, secundariamente, por tremolita, diopsídio, biotita, clinozoisita, zoisita, K-feldspato e titanita.

Outro aspecto importante desta unidade, ligado a essa paragênese mineral ampla, é o fato de já terem sido descritas como rochas de *fácies* granulito superior (Santos *et al.,* 2006). Mais uma vez tem-se uma unidade importante para a caracterização metamórfica da área.

## 4.10.2. Litotipos, metamorfismo e deformação

Apesar da composição mineralógica comum entre os litotipos, o que os diferencia é o grau de deformação e sua coloração, reflexo da variabilidade entre texturas grossas e finas.

O litotipo mais comum consiste de uma foliação muito penetrativa, onde se notava uma intercalação entre bandas ricas em clinozoisita e zoisita, intercaladas com bandas ricas em tremolita, biotita e diopsídio (Figura 4.10b, foto 6). Estas rochas geralmente hospedavam-se em biotita-gnaisses, e em campo sua identificação era difícil. Como eram mais ricas em dolomita que calcita, o uso de ácido era restrito, ocorrendo à efervescência da rocha somente em casos onde amostras moídas eram postas em reação com ácido. As melhores ferramentas para identificá-las, era a maneira lentiforme das ocorrências, a cor verde musgo, e a formação de *boxworks* de calcita e dolomita em afloramentos onde havia um intemperismo químico avançado.

O outro litotipo, de competência elevada, não possuía uma foliação tão penetrativa (Figura 4.10b, foto 5), e sua cor em campo era acinzentada. Apesar de sua ocorrência restrita, sua identificação era fácil. Como possui muita calcita, com o uso do ácido era facilmente mapeado. A textura desta rocha é mais escura e fina, mas a paragênese mineral continua sendo a mesma do litotipo anterior.

Apesar da presença de zoisita e clinozoisita, a coexistência de titanita, diopsídio e tremolita é que classifica estas rochas como de *fácies* granulito. Segundo Ferry (1983) *apud*. Yardley (1989), em tais condições a assembléia mineral é diopsídio + zoisita + Ca-anfibólio + calcita + quartzo + plagioclásio + biotita + microclínio com o crescimento de clinopiroxênio pela quebra gradual do anfibólio. Trata-se de uma unidade com paragênese mineral de alto grau preservada, hospedada em rochas de *fácies* anfibolito superior. Por outro lado também o anfibólio neste caso é secundário e não primário. A paragênese indica a fase de retrometamorfismo das rochas, detalhado no item 4.5.2.



Figura 4.10a: 1-Afloramento maciço lentiforme de rocha cálcio-silicática (Ponto 77); 2- Xistosidade grossa de lente de rocha cálciosilicática (Ponto 24); 3 e 4-Lentes de rocha cálcio-silicática hospedada em muscovita-gnaisse (Ponto 96).



Figura 4.10b: 1-Amostras de rocha cálcio-silicática, com detalhe de petrografia, clinozoisita e carbonatos (Amostras IT-24b e IT-50); 2-Amostra de rocha cálcio-silicática, com detalhe da petrografia, clinopiroxênio, epidoto, titanita e hornblenda (Amostra IT-24b).

## 4.11. Unidade X (Nsin): Gnaisse granítico

## 4.11.1. Comentários gerais e aspectos de campo

Este litotipo de composição granítica aparece na área freqüentemente na forma de morrotes e lajedos alongados (Figura 4.11, foto 1). Possui, no geral, morfologia alongada na direção NE-SW e N-S (Figura 4.1) e estão associados às zonas de cisalhamento transcorrentes que atravessam a área na mesma direção (Figura 4.11, foto 3).

Os gnaisses graníticos dessa unidade possuem cor levemente rosada a cinza clara, e granulação média a grossa, sendo constituídos essencialmente de K-feldspato, quartzo, biotita, muscovita e minerais opacos (Figura 4.11, fotos 2 e 3). Caracterizam-se por serem leucocráticos, com estruturas nebulíticas apresentando níveis irregulares decimétricos de concentrados de biotita intercalados com injeções constituídas essencialmente de quartzo e K-feldspato (Figura 4.11, foto 3). Apresentam baixo grau de deformação, exibindo bandamento discreto que pode ser evidenciado pela orientação de minerais placóides, possuindo caráter sin-tectônico. A deformação mais intensa foi verificada nas proximidades das zonas de transcorrência, onde se desenvolve uma foliação milonítica sub-vertical penetrativa. Veios graníticos deformados e de mesma composição cortam as unidades adjacentes a esta unidade.

As descrições acima sugerem que a origem dessas injeções granitóides, é de colocação sin-tectônica entre as seqüências paraderivadas, devendo estar relacionada ao pico metamórfico do evento tectono-termal que atuou sobre as rochas neoproterozóicas durante o Ciclo Brasiliano. É importante notar, que esta unidade não é constituída por corpos granitóides, mas sim de injeções graníticas, sendo as rochas hospedeiras as seqüências paraderivadas.



**Figura 4.11:** 1- Lajedo alongado de gnaisse granítico (Ponto 13); 2-Idem, com detalhe das bandas graníticas rosadas constituídas de K-feldspato e quartzo, intercaladas com bandas ricas em biotita (Ponto 13); 3-Injeções graníticas sin-tectônicas associadas à zona de cisalhamento transcorrente sinistral (Ponto13).

## 4.12. Unidade XI (Gb): Granito Barriga

## 4.12.1. Comentários gerais e aspectos de campo

O *stock* granítico Serra do Barriga é pós-tectônico, polintrusivo. Apresenta tipos faciológicos de sienogranitos e monzogranitos diferenciados pela coloração, aspectos composicionais e texturais (Mattos, 2005). Possui idade de 522 Ma, correspondendo à colocação durante o Cambriano inferior (U-Pb, Mattos, 2005). Em campo ele foi descrito como de textura grossa granular, e possui coloração cinza. Sua identificação é fácil uma vez que não está deformado, além disso, constitui a única elevação de grande porte da área (Figura 4.12, fotos 1 e 2).

Foi notado em campo também, que as rochas que circundam o granito, apresentam uma silicificação incipiente, provavelmente relacionada à época de colocação do corpo intrusivo. Pegmatitos são comuns próximos à intrusão, e cortam rochas das seqüências paraderivadas. Estes também foram associados ao *stock* Serra do Barriga.



Figura 4.12: 1-Vista norte da Serra do Barriga; 2-Vista oeste da Serra do Barriga.

## **5. CONTEXTO ESTRUTURAL DA ÁREA**

## 5.1. Arcabouço tectônico

Este capítulo trata das estruturas mais características reconhecidas na área de trabalho, visando relacioná-las aos eventos tectônicos tradicionalmente citados na literatura geológica do Estado do Ceará.

A Província Borborema (Capítulo 3), é cortada por lineamentos de caráter regional que tem ocorrência em toda área de exposição das rochas do Pré-Cambriano. Estes têm extensões e orientações variáveis, com predominância de orientações NE-SW. Com menor freqüência ocorrem orientações N-S, NW-SE e E-W (Figura 5.1).

As características desses lineamentos (mega-zonas de cisalhamento) da Província Borborema são sintetizadas por Vauchez *et al.* (1995), os quais em campo notam-se como cinturões miloníticos bem desenvolvidos nos quais protomilonitos, milonitos e ultramilonitos de alta e baixa temperatura coexistem. Os protólitos destes milonitos seriam gnaisses e granitóides do embasamento arqueano a paleoproterozóico, metassedimentos e metavulcânicas das seqüências sedimentares neoproterozóicas e rochas intrusivas pré- a sin- tectônicas.

Na área de trabalho as principais feições estruturais mostram uma direção preferencial N-S, com falhamentos transcorrentes e de cavalgamento associadas principalmente à falhas regionais como a de Forquilha e Humberto Montes. Ambas cortam a área de estudo a primeira na porção leste e a segunda no centro (Figura 5.2).



**Figura 5.1:** Esboço estrutural do Estado do Ceará com as principais zonas de cisalhamento: ZCGJ- Zona de Cisalhamento de Granja; ZCIT- Zona de Cisalhamento de Itacolomi, ZCSP II- Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; ZCG- Zona de Cisalhamento Groaíras; ZCT- Zona de Cisalhamento de Tauá; ZCSI- Zona de Cisalhamento Sabonete-Inharé; ZCSP- Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, ZCJ- Zona de Cisalhamento Jaguaribe; ZCTJ- Zona de Cisalhamento de Tatajubá (fonte: Mapa Geológico do Ceará 1:1.000.000, CPRM 2003).

## 5.2. Elementos estruturais

#### 5.2.1. Foliações

Foram identificadas em campo três foliações S1, S2 e S3 (Figura 5.3), assumindo-se que S1 é paralelo a So, em um primeiro evento D1 de cisalhamento de baixo ângulo com cavalgamentos para W-NW, implicando em atitudes de caimento variando entre E-SE (Figura 5.3). As atitudes desta foliação a encaixam no domínio tectônico E (Figura 5.2). Devido à intensa deformação e às altas temperaturas a que as rochas da área de estudo foram submetidas, não foram identificadas em campo estruturas primárias, o que não possibilitou a identificação de So. Por outro lado, a variação composicional (níveis quartzo-feldspáticos com níveis micáceos-aluminosos-granatíferos) nas rochas paraderivadas, podem refletir alternâncias entre níveis pelíticos e psamíticos na rocha protolítica, correspondendo ao seu acamamento sedimentar.

A foliação S2 desenvolve-se como plano axial em dobras de intrafoliais de S1 (Figura 5.3, foto 1). É representada por ângulos médios e atitudes de caimento das foliações que variam entre E-SE-S. Indicadores cinemáticos como sigmóides de quartzo, veios deformados e vergências de dobras de arrasto associadas à falhas de cavalgamento para NW (Figura 5.3, foto 3), indicam que num evento D2 houve uma progressiva inflexão do tensor atuante de E para W para de SE para NW. Esta mudança é responsável pelo aparecimento de uma componente de cavalgamento com geração de rampas oblíquas. A atitude das foliações passa de baixos ângulos (20 a 30 graus) a ângulos médios a altos (40 a 70 graus). Este processo evolutivo provoca um escape lateral de massa na direção N, tendo associado zonas de cisalhamento transcorrente com cinemática sinistral, e cavalgamentos variando entre W-NW-N. Esta foliação está presente essencialmente nos domínios tectônicos E e W (Figura 5.2).

A foliação S3 está associada a zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais de um evento deformacional D3, onde o fluxo da deformação (eixo de maior estiramento) ocorre na direção N-S. Esta foliação, de caráter milonítico, restringe-se ao domínio tectônico central (Figura 5.2) e caracteriza-se por ângulos subverticais, com direção preferencial N-S. Esta foliação se desenvolve associada a estruturas S/C sobre S2 (Figura 5.3, foto 7), ou associada a dobras intrafoliais de S2 (Figura 5.3, fotos 12 e 13).

#### 5.2.2. Lineações

Na etapa de campo a medida de lineações e foliações foram efetuadas de maneira sistemática, sendo as primeiras muito importantes para compreender a cinemática, com a direção de fluxo, atuante nos corpos rochosos.

As lineações obtidas restringem-se basicamente a lineações de estiramento (Lx), verificadas comumente em quartzo, e lineações de eixo de dobra (Lb). Para a última não foram obtidas muitas medidas que possibilitassem um melhor tratamento estatístico. Isto se deu devido às proporções macroscópicas das dobras, porém a comparação da atitude desses eixos de dobra comparada as lineações de estiramento colaboraram para entender a natureza das mesmas, e associá-las a uma fase compressiva (D1 e D2). Os eixos possuem atitude ortogonal em relação à lineação de estiramento de D1 e D2, o que indica dobramentos resultantes de uma compressão em direção a W-NW.

Em campo foi notada uma progressiva inflexão de Lx (Figura 5.2) cujo caimento é para E (Domínio E), para SE (Domínio E) e finalmente um caimento para S (Domínio central), com algumas variações para SW (Domínio W). Assumindo-se que D1, D2 e D3 representam eventos deformacionais que se sucederam de maneira progressiva, as atitudes da lineação de estiramento têm significativa importância na caracterização do arranjo tectônico da área. Na porção leste da área tem-se uma primeira fase de cavalgamento para W, com lineações *down-dip* de mergulhos médios (Figura 5.3, foto 4), com mudança para um componente oblíquo NW-SE de rampas laterais. Esta mudança implica no início de uma cinemática sinistral, de caráter compressivo, com mergulhos médios a altos.

Com a evolução da deformação, a lineação de estiramento torna-se horizontal a subhorizontal (Figura 5.3, foto 8) no centro da área, com atitude N-S, com mergulhos leves para S. Nesta fase (D3), o estiramento horizontal, associado a foliações sub-verticais de direção N-S, indicam a fase final de deformação dúctil, representada por zonas miloníticas transcorrentes, onde os indicadores cinemáticos, como bandas S/C e veios dobrados, mostram um sentido de movimento sinistral. Na parte W da área as lineações continuam sub-horizontais e também estão associadas a falhas transcorrentes e rampas laterais, com uma inflexão para SW.

#### 5.2.3. Dobras

Na área foram identificados três tipos de dobras. As mais comuns e de fácil reconhecimento são dobras de arrasto, geralmente resultantes de falhas de cavalgamento ou retrocavalgamento (D2), onde podem ter expressão centimétrica à métrica (Figura 5.3, fotos 3 e 5). O retrocavalgamento identificado em campo não era de grande expressão, e era restrito a afloramentos com dobras centimétricas com vergência para E-SE. Este seria fruto do deslocamento diferencial entre os pacotes rochosos, gerando dobras de arrasto métricas para o deslocamento preferencial de cavalgamento, e dobras centimétricas para um movimento de ordem secundária, representado por um retrocavalgamento. Para o entendimento geométrico de D2, a vergência das dobras de arrasto foi utilizada, ajudando muitas vezes a identificar o sentido de movimento das falhas, uma vez que sigmóides e outras estruturas indicadoras de cinemática não eram confiáveis e abundantes nos corpos rochosos submetidos a esta deformação. A ocorrência destas dobras fica restrita a parte E da área de estudo, no domínio tectônico E. Dobras de arrasto associadas às falhas transcorrentes também foram identificadas, porém em menor quantidade.

As dobras intrafoliais foram observadas detalhadamente em campo, uma vez que a identificação das foliações era facilitada na presença das mesmas. Geralmente se apresentavam deformando veios de qtz e feldspato (Figura 5.3, foto 13), ou simplesmente camadas mais competentes de gnaisses bandados (Figura 5.3, foto 1). Estas dobras apresentavam como planos axiais o desenvolvimento de S2 e S3 (Figura 5.3, fotos 1, 12, 13 e 14).

Por último e de identificação mais difícil são as dobras sub-verticais com eixo inclinado associados à fase final de D2. Um componente oblíquo sinistral de rampas laterais geram essas estruturas de caráter transpressivo, com dimensões em escala de afloramento (Figura 5.3, foto 6) a regional (Figura 5.2, compartimento W da área).

# 5.2.4. Falhas e zonas de cisalhamento

Como já mencionado anteriormente, as falhas de cavalgamento e zonas de cisalhamento transcorrentes, são as grandes estruturas que condicionam todas as estruturas dúcteis supracitadas.

As falhas de cavalgamento restringem-se aos domínios tectônicos E e W (Figura 5.2), e São caracterizadas por foliações de baixo a médio ângulo de mergulho (S1 e S2). As lineações de estiramento mostram que essas falhas possuem um componente oblíquo sinistral com a inflexão das lineações, quando em mergulhos maiores.

Os indicadores cinemáticos, como sigmóides de quarzto e veios deformados, mostram um Movimento de cavalgamento para W-NW-N, no setor E da área, sendo o movimento final para N, resultado de um escape lateral fruto do caráter transpressivo da deformação. Este último componente também é notado em falhas do setor W da área.

膚

Correlacionados a estes cavalgamentos também foram notadas dobras de arrasto, onde a vergência das dobras indicam um retrocavalgamento (Figura 5.3, foto 5). Isto possivelmente está associado a movimento relativo entre os corpos rochosos durante o deslocamento tectônico para W. Rochas com comportamento mais dúctil, como xistos, servem de corredores tectônicos para rochas mais competentes, que se deformam através de boudinamento (Figura 5.3, foto 2).

No domínio tectônico central predominam zonas de cisalhamento transcorrente (Figura 5.2). As foliações associadas a estas falhas (S3) têm direção N-S, com mergulhos sub-verticais. Variações dessas atitudes refletem a geometria anastomosada destas estruturas de proporções mesoscópicas e regionais. As lineações (Lx) são horizontais a sub-horizontais, refletindo, zonas de rampas laterais inclinadas e zonas de transcorrência vertical. Os indicadores cinemáticos associados a este cisalhamento indicam uma cinemática sinistral, e constituem bandas de cisalhamento S/C (Figura 5.3, foto 7) e zonas de cisalhamento em escala de afloramento (Figura 5.3, foto 11). Estas falhas, de intensa milonitização e uma heterogeneidade espacial da deformação acentuada, estariam associadas à etapa final da deformação dúctil.

# 5.2.5 Veios quartzo-feldspático e pegmatitos

Estas estruturas rúpteis representam a fase final de deformação da área, denominada D4 (Figura 5.3, fotos 8, 9 e 10), caracterizando uma progressiva mudança da deformação para uma

natureza rúptil.
Foram observados veios e pegmatitos com ocorrência em duas famílias, denominadas F1
e F2 (Figura 5.3, foto 9). Estes estavam na maioria das vezes em ângulos entre si de 60 e 120
graus, e podiam atingir espessuras decamétricas. Sua cronologia de ocorrência foi determinada
no fato de que estas estruturas cortam todas as estruturas anteriores.









Figura 5.3: Bloco diagrama das feições estruturais identificadas na etapa de campo. Em continuação as fotos de cada estrutura, indicada no bloco diagrama.



Fotos: 1-Dobra intrafolial de S1, com plano axial referente à S2 (Ponto 67); 2-Lente de anfibolito boudinada hospedada em Bt-gnaisse (Ponto 86); 3-Dobra de arrasto indicando cavalgamento para NW (Ponto 51); 4-Lente de metabasalto com Lx downdip (Ponto 64); 5-(Ponto 86); 3-Dobra de arrasto indicando cavalgamento para NW (Ponto 51); 4-Lente de metabasalto com Lx downdip (Ponto 64); 5-(Ponto 86); 3-Dobra de arrasto indicando cavalgamento para NW (Ponto 51); 4-Lente de metabasalto com Lx downdip (Ponto 64); 5-(Ponto 86); 3-Dobra de arrasto indicando cavalgamento para NW (Ponto 51); 4-Lente de metabasalto com Lx downdip (Ponto 64); 5-(Ponto 86); 3-Dobra de arrasto indicando cavalgamento para NW (Ponto 51); 4-Lente de metabasalto com Lx downdip (Ponto 64); 5-(Ponto 86); 3-Dobra de arrasto indicando cavalgamento para NW (Ponto 51); 4-Lente de metabasalto com Lx downdip (Ponto 64); 5-(Ponto 86); 3-Dobra de arrasto indicando cavalgamento para NW (Ponto 51); 4-Lente de metabasalto com Lx downdip (Ponto 64); 5-(Ponto 86); 3-Dobra de arrasto indicando cavalgamento para relacionada à D2 em Bt-gnaisse (Ponto 44); 7- Estrutura S/C em zona de Local restrito de retrocavalgamento (Ponto 92); 6-Dobra relacionada à D2 em Bt-gnaisse (Ponto 44); 7- Estrutura S/C em zona de cisalhamento sinistral (Ponto 36).



Fotos: 8-Lx sub-horizontal com pegmatito (D4) discordante a foliação (Ponto 89); 9-Duas famílias de veio Qtz-feldspático (F1) e Pegmatito (F2), relacionados à D4 (Ponto 81); 10-Veio de Qtz associado a D4 (Ponto 75); 11-Zona de cisalhamento sinistral (Ponto 9); 12-Dobras intrafoliais em S2, com planos axiais referentes à S3 (Ponto 13); 13-Dobras intrafoliais em S2, com planos axiais referentes à S3 (Ponto 24); 15 Verentes à S3 (Ponto 24); 15 Verentes à S0 (Ponto 24); 15 Verent à S3 (Ponto 24); 14-Dobras intrafoliais em S2, com planos axiais referentes à S3 (Ponto 24); 15-Veios de quartzo dobrados (Ponto 78).

### 5.3. Interpretação estrutural

Visando caracterizar os regimes tectônicos, os eventos deformacionais, a cinemática e a cronologia entre os eventos, dividiu-se a área em três domínios estruturais com base na disposição da foliação e lineação: domínio E, domínio central e domínio W (Figura 5.2).

Assumiu-se que os corpos rochosos foram progressivamente sendo submetidos a cada uma das quatro fases deformacionais, sendo os domínios tectônicos evidência dos três primeiros eventos deformacionais.

O primeiro (D1) seria responsável pela paralelização de S1 para com So, envolvendo a formação de uma foliação gnáissica e xistosidades referentes a um primeiro fluxo de massa, com compressão de E-W. Esta etapa seria representada por uma tectônica de baixo ângulo, com cavalgamento para W, e retrocavalgamento restrito, vistos exclusivamente a E da área mapeada.

No segundo (D2), ocorre uma inflexão da lineação de estiramento. O fluxo de massa passaria a ter uma orientação de compressão de SE para NW. As foliações aumentam de mergulho e tem-se o desenvolvimento de rampas laterais com componente oblíquo sinistral. Nesta etapa S1 é dobrado e uma foliação S2 é gerada de forma plano axial. Na fase final de compressão, dobras com eixo inclinado para S e subverticais são verificadas, resultantes do

A inflexão do movimento de fluxo de massa demonstra um caráter transpressivo da dobramento de S2. deformação, e no penúltimo evento deformacional (D3) a tensão passa a ser de S para N. Zonas de cisalhamento transcorrente sinistral cortam a área nesta etapa, e foliações subverticais de direção N-S são consolidadas aproveitando os planos axiais de dobras de S2. As lineações de estiramento são subhorizontais, sendo atitudes exclusivas do centro da área mapeada,

O último evento (D4), rúptil, é caracterizado por duas famílias de veios e pegmatitos que constituindo a fase final de deformação dúctil.

cortam todas as estruturas anteriores, revelando uma fase extensional final. Os dados geocronológicos obtidos por Fetter (1999) em litotipos (granodioritos, tonalitos),

que se encontram em região próxima da área estudada, mais precisamente no município de Amontada, mostram valores de idades modelo ( $T_{DM}$ ) que variam entre 0,9 e 1,2 Ga. Estas seriam correspondentes às idades de extração dos magmas que deram origem a essas rochas do manto, ou uma possível mistura entre material mais jovem (Neoproterozóico) com material mais antigo (Paleoproterozóico ou Arqueano) (Miranda Cuoco, 2003). Deste modo, interpreta-se que a região na qual se insere a área aqui estudada foi afetada exclusivamente pela orogênese brasiliana

desencadeada no Neoproterozóico.

O fato exclui a possibilidade de a deformação ser associada a ciclos orogênicos anteriores, como o Transamazônico, de ampla ocorrência na Província Borborema. Da mesma forma, não há registros no Domínio Ceará Central de orogênese relacionada ao Mesoproterozóico, que é restrito a uma tafrogênese representada pelas rochas da Faixa Orós-Jaguaribe.

Sendo assim foi interpretado que as rochas da região estudada foram submetidas a um ciclo orogenético sendo, portanto, relativas a uma deformação monocíclica e progressiva, com a definição de quatro eventos deformacionais (D1, D2, D3 e D4) com suas respectivas estruturas planares dúcteis (S1, S2 e S3), estruturas lineares (Lx, lineação de estiramento mineral e Lb, lineação de eixo de dobra) com dobras em escala regional referentes às fases deformacionais D1 e D2.

# 6. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E CONSIDERAÇÕES FINAIS

As rochas ortoderivadas, com exceção do *stock* granítico Serra do Barriga, são interpretadas como embasamento. Fetter (1999) acredita que esse embasamento resultou da acresção de vários arcos insulares paleoproterozóicos, em torno de pequeno núcleo arqueano. Resultados semelhantes foram obtidos por Castro (2004), nos ortognaisses de composição quartzo-diorítica a tonalítica, na região de Madalena, onde idades U-Pb em zircão (convencionais e SHRIMP) de 2,1 Ga e idades modelo T(DM) entre 2,3 e 2,1 Ga, mostram que esse embasamento é praticamente oriundo de material juvenil. Na área a caracterização de gnaisses granodioríticos a tonalíticos paleoproterozóicos está restrita a porção oeste. Textural e composicionalmente estas rochas são bastante semelhantes aquelas aflorantes na região de Amontada, prolongamento NE das rochas da área, e que forneceram idade U-Pb em zircão de 2,108 Ga (Fetter, 1999).

A seqüência de rochas metassedimentares da área é interpretada como uma seqüência sedimentar plataformal de margem passiva pré-brasiliana. Estas rochas foram deformadas e submetidas a altas profundidades durante o Ciclo Brasiliano, sendo parte delas exumadas, constituindo a etapa final do metamorfismo regional do processo de formação do Arco Magmático de Santa Quitéria. Pesquisas geológicas em vários setores desta unidade geotectônica apontam diferentes arranjos lito-estratigráficos para uma cobertura psamítico-pelítico-carbonática (Jardim diferentes arranjos lito-estratigráficos para uma cobertura psamítico-pelítico-carbonática (Jardim de Sá & Fowler, 1981; Mendonça *et al.*, 1982; Souza *et al.*,1986). Assim, as coberturas são geralmente descritas como tipo plataformal (Jardim de Sá & Fowler, 1981). As rochas cálcio-geralmente descritas como corpos boudinados na seqüência paraderivada, provavelmente são silicáticas, presentes como corpos boudinados na seqüências pelíticas-psamíticas. As rochas metabásicas, incluindo os granulitos máficos, são interpretadas como *sills* de composição basáltica, colocados junto aos sedimentos marinhos e posteriormente deformados. Essa hipótese basáltica, colocados junto aos sedimentos marinhos e posteriormente deformados. Essa hipótese basáltica, pela geoquímica dessas rochas, com assinaturas N-MORB (Santos *et al.*, em preparação), o que implica em origem de crosta oceânica para os *sills* de basalto, reforçando a preparação), o que implica em origem de crosta oceânica para os *sills* de basalto, reforçando a

Inceia de uma seqüência plataformal manufa de tina de tina de tina de uma sequência plataformal manufa de tina de

profundidade de aproximadamente 60 Km.
 Posteriormente essas rochas são exumadas, sendo levadas à superfície por falhas de
 Cavalgamento de raízes profundas. Nesta etapa a paragênese mineral representativa do pico
 Cavalgamento de raízes profundas. As rochas metabásicas e cálcio-silicáticas mapeadas na área,

ricas em piroxênio, ficam progressivamente mais ricas em anfibólio. Nesta etapa de retrometamorfismo as rochas são hidratadas novamente, passando pela fácies granulito de média a baixa pressão. Nos migmatitos aluminosos esta fase de retrometamorfismo é representada pela preservação de silimanita, indicando uma progressiva passagem para fácies anfibolito.

Na última etapa de retrometamorfismo as rochas atingem a fácies xisto verde, representada pela presença em toda a área de muscovita, sericita, clorita e epidoto. Em regiões de falha isso é mais acentuado. Regiões de silicificação indicam uma percolação de fluídos, relacionados a uma descompressão regional.



Em termos estruturais a área é caracterizada por um sistema de falhas de cavalgamento de direção N-S a NE-SW, com topo para W e NW e falhas transcorrentes verticais de cinemática sinistral. Estas falhas desenvolvem zonas de cisalhamento dúctil, que segundo os minerais Orientados (muscovita, silimanita, quartzo e sericita) foram desenvolvidas em condições de alta a baixa temperatura, com coexistência de ultramilonitos de alta temperatura e protomilonitos de baixa temperatura.

Toda essa evolução tectônica ocorreu durante a orogênese brasiliana. Tal; afirmação se baseia na quantidade de dados Sm-Nd (Fetter *et al.*, 2003; Santos, inédito) cujos valores de Tdm ao redor de 1,0 Ga implicam na importante participação de material Neoproterozóico na constituição das rochas paraderivadas.

# 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., and Fuck, R.A. -1981 Brazilian structural provinces: an introduction. Earth Science Reviews, v. 17, pp. 1-29.
- Almeida, F.F.M. of.; Hasui, Y.; I Brito Neves, B.B. of, Fuck, R. A. 1977. Brazilian structural provinces. In: Simp. Geol.do Nordeste, 8. Campina Grande, 1977. Minutes... Campina Grande, SBG. Núcleo nordeste, Bol. 6: 363-391.
- ARTHAUD, M. H.; FUCK, R. A.; SANTOS, T. J. S.; DANTAS, E. L. & SANTOS, A. A. 2004. Caracterização Estrutural e Radiométrica da Nappe de Itatira, Ceará Central. In: XLII Congresso Brasileiro de Geologia. Araxá. MG. Anais, S07:1055.
- Binns, R.A., 1962. Metamorphic pyroxenes from Broken Hill district. New South Wales, Mineralogical Magazine,
- BRITO NEVES, B. B. et al., 2000. Tectonic history of the Borborema Province, NW Brazil. In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D. A. (eds) Tectonic Evolution of South America, Rio de
- BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R. & FETTER, A. 2001. Noroeste da África Nordeste do Brasil (Província Borborema: ensaio comparativo e problemas de correlação). Revista do Instituto Geociências da USP (Série Científica, 1): p. 59-78.
- BRITO NEVES, B. B.; PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. & SANTOS, E. J. 2003. Idades U/Pb em Zircão de Alguns Granitos Clássicos da Província Borborema. Revista do Instituto Geociências da USP (Série
- Caby, R. & Arthaud, M. H., 1986. Major precambrian nappes of the Brazilian Belts, Ceará, Northeast Brazil.
- CASTAING, C. F.; THIÉLBLEMONT, T. C. & CHEVREMONT, P. 1994. Paleographical reconstruction of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence

between major blocks. Precambrian Research 69: 327-344. Castro, N. A., Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., 2004. Geocronologia e evolução tectônica Proterozóica do Domínio Ceará Central (Região entre Madalena e Taperuaba, Província Borborema, NE do Brasil).

Simp. 40 Anos de Geocron. no Brasil, USP-São Paulo, pág.74. Dantas, E. L., 1997. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do maciço

Caldas Brandão, NE do Brasil. Instituto de Geociências, Unesp-Rio Claro-SP, Tese de

DANTAS, E.L.; VAN SCHMUS, W.R.; HACKSPACHER, P. C.; FETTER, A.H.; BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U.; NUTMAN, A. P. & WILLIAMS, I. S. 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre Massif, NE Brazil:remnants of the oldest crust in South America . Precambrian Research V. 130, p. 113-137.

- Fetter, A. H., Van Schmus, W. R., Santos, T.J.S., Arthaud, M. H., end Nogueira Neto, J. A, 1997. Geologic History and framework of Ceará State: NW Borborema Province, NE Brasil. Extended abstracts of South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, São Paulo, 1:112-114.
- Fetter, A.H. 1999 U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana. [Ph.D thesis], Department of Geology, Kansas University, Lawrence, KS – USA, 164 p. 69

, P

- FETTER, A.H.; VAN SCHMUS, W.R.; SANTOS, T.J.S.; NOGUEIRA NETO, J.A. & ARTHAUD, M.H. 2000. U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent "Atlantica". Revista Brasileira de Geociências, 30 (1,2,3).
- Fetter, A.H., Santos, T.J.S.; Van Schmus, W.R.; Hackspacher, P.C; Brito Neves, B.B.; Arthaud, M.H., Nogueira, J.A.; Wernick, E.- 2003 - Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. Gondwana Research, V. 6, No. 2, pp. 265-273.
- Ferry, J.M., 1983<sup>a</sup>. Mineral reactions and element migrations during metamorphism of calcareous sediments from the Vassalboro Formation, south-central Maine, American Mineralogist, 68, 334-54
- Gomes, F. E. M. 1990 Relações Litoestratigráfica-estrutural e evolução tectônica na faixa Riacho do Pontal -Região de Paulistana (PI). In: Cong. Bras. Geol., 36 Natal, 1990. Anais..., Natal, SBG, v.6; p. 2843-
- Green & Ringwood, A.E., 1967. An experimental investigation of the gabro to eclogite transition and its petrological applications. Geochimica et Cosmochimica Acta, 31, 767-833.
- Hartmann, M. B., Donato, M. T. R., Souza, L. C., Tagliani, T. R., 1984. Zoneamento metamórfico da porção centro-leste da folha de Independência (CE). Atas do 11º Simpósio de Geologia do Nordeste, p. 93-
- Jardim de Sá, E. F. & Fowler, F., 1981. A orogênese Brasiliana e sua relações com faixas supracrustais no sudoeste do Ceará. Atas do 10º Simpósio de Geologia do Nordeste, p. 337-350.

Jardim de Sá, E. F., 1994. A faixa Seridó (Província Borborema) E o seu significado geodinâmico na cadeia

Brasiliana/Pan-Africana. Inst. De Geociência, Universidade de Brasília, Tese de Doutoramento,

MARTINS, G. 2000. Litogeoquímica e controles geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas. 218 p.

- Miranda Cuoco, F. R., 2003 Mapeamento Geológico da Borda Leste do Arco Magmático de Santa Quitéria Área de Juá (CE), NW da Provincia Borborema. Trabalho de Conclusão de Curso, UNICAMP,
- Mattos, I. 2005. Geologia, petrografia, geoquímica, comportamento físico-mecânico e alterabilidade das rochas ornamentais do stock granítico Serra do Barriga, Sobral (CE). Tese de doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP-Rio Claro, 260p.

MONIÉ, P.; CABY, R. & ARTHAUD, M.H. 1997. The Neoproterozoic Brasiliano orogeny in northeast Brazil:

40Ar/39Ar and petrostructural data from Ceará. Precambrian Research, 81: 241-264. Pessoa, R. R., Brito Neves, B. B., Kawashita, K., Pessoa, D. A. R., 1986. Contribuição ao estudo da evolução geogronológica da maciço de Tróia. Atas do 12º Simpósio de Geologia do Nordeste, Soc. Bras. de

Ribeiro, A. G.; Gonçalves R. do N. 1981 - Climatologia. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Secretaria-Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.24-Y-D-V Fortaleza; geologia, pedologia, vegetação e uso

potencial da terra. Rio de Janeiro, 1981. v. 21, p.458. Saadi, A.; Torquato, J. R. 1992 - Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará. Revista de Geologia.

Fortaleza, Edições Universidade Federal do Ceará. v. 5. p. 5-38. Fortaleza, Edições Universidado A. SANTOS, E.J.; GUSMÃO, R.G. & PAIVA, I.P. 1997. Terrenos no Domínio Transversal da Província Borborema, controles sobre acresção e retrabalhamento crustal ao sul do Lineamento Patos. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, Resumos expandidos, Boletim 15: 140-144.

Santos, T.J.S. - 1999 - Evolução Tectônica e Geocronológica do Extremo Noroeste da Província Borborema. Tese de doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP-Rio Claro, 186 p.

- Santos, T.J.S.; Santos, A. A.; Dantas, E.L.; Arthaud, M. Fuck, R.; Pimentel, M.M; Fetter, A.H, 2004 Evidências de crosta juvenil neoproterozóica no Ceará. In: Cong. Bras. Geol., 42 Araxá, Anais..., Araxá, MG-
- Santos, T.J.S.; Rosa, F.F: Neto, D.C; Amaral, S.A; De Luca, P.H.V; Dantas, E; Arthaud, M.H; Garcia, M.G.M -2006 - Arranjo estrutural e metamórfico da borda oeste do Arco Magmático de Santa Quitéria - NW da Província Borborema. In: Cong. Bras. Geol., 43 Aracajú, SE-SBG, Anais, p22.
- TEIXEIRA, M. L. A. 2003. Cartografia Geológica de uma área a leste de Madalena-Ce, com suporte de dados de Sensores Remotos. Relatório de Graduação, Universidade Federal do Ceará – Fortaleza, 70 p.
- TAVARES JR., S.S. 1999. Caracterização litogeoquímica e geocronológica Rb/Sr das rochas granitóides e ortognaisses da região de Santa Quitéria - Sobral, NW do Ceará. Dissertação de Mestrado. UFPA,
- Trompette, R., 1994. Geology of western Gondwana, Pan-Afrian/Brasiliano Aggregation of South America and Africa. A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfild, 350p.
- Van Schmus, W. R.; Brito Neves, B. B.; Hackspacher, P. C. & Babinski, M- 1995- U/Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions.

Journal of South American Earth Sciences. vol 8; 3/4; p.267-288. Vauchez, A; Neves, S.; Caby, R; Corsini, M, Egydio-Silva, M. Arthaud, M. & Amaro, V.-1995- The Borborema

shear zone system, NE Brazil. Journal of South American Earth Sciences. vol 8; 3/4; p.247-266. Yardley, B.W.D. 1989. An introduction to metamorphic petrology. Kingman earth science series, 248p.
Anexo 1

Anexo 2

.

.

Anexo 3

	Ponto	x	Y	Sn_S	trike Sn	_Dip L	.x_Strike L	x_Dip	Tipo	o de rocha	Observações	Amostra
	1	359036	9595640	13	0	70	210	25	Meta	a-tonalito	Zona de milonitização	
	2	359822	9594970	31	5 (	60	240	20	Meta	i-tonalito	Zona de milonitização	
	3	359081	9594408	143	28	82	230	5	Meta	-tonalito	Zona de milonitização	
	4	359433	9594303	320	06	60	225	10	Meta	-tonalito	Zona de ultramilonito (3m de espessura)	IT-04
	5	359519	9594010	28	0 6	60			Meta	-tonalito	Zona de ultramilonito (deformação heterogênea)	IT-05
	6	360469	9594414	31	0 6	60			Meta	i-tonalito	Zona de milonitização	
	7	361380	9595040	28	0 3	35			Anfib	oolito		IT-07
	, 8	362100	9594554	13	5 (	60			Anfib	oolito	Intercalações com o meta-tonalito	IT-08
	0	362382	0503026	15	ñ :	25			Aude	en-gnaisse	Movimento sinistral em zona de cisalhamento	IT-09
	10	364470	05028/2	27	n i	80	5	5	Gnai	isse bandado com Bt+Grt	Movimento sinistral. Poderia ser um metassedimento?	
	10	304479	0500676	21	0 20	55	Ŭ	•	Grt+	Ms xisto	Poderia ser um metassedimento?	
	11	304919	9592010	) 23 ) 00		30	210	20		etizito com Me	Forma topo de morrote	
	12	305002	9092230		50 96	00	210	20	Goo		Novimento sinistral 50m a E devtral Estruturas de migmatização	
	13	365902	959233	5 20	50	00			Cro		MOVINENTO SINISILAL COM A E COXICE. ESECUEDE CO INGNALESPEC	IT-14
	14	366892	959193	4 Z	.70	80	475	40	018			
	15	372249	959108	38 2	255	08	1/5	10	Gru	THE gnaisse		
	16	372889	95909	22 '	120	25	160	20	AU	gen-gnaisse com Gr		
	17	373279	95907	40	125	25	158	20	Au	igen-gnaisse com Gr	Estruturas de migmatização	
	18	373587	95905	82					Gr	ranito Serra da Barriga	Contato sera tração com as imagens	
	19	36833	8 95914	132	250	52	170	35	G	rt+Ms xisto	Foi encontrado cianita	
	20	36825	8 9591	498					C	álcio-silicática		
	21	36827	'1 9591	590	149	35			Q	luartizito com Ms		
	22	2 36830	39 9591	676	270	85			G	Snaisse bandado com Bt		
	2	3 3684	79 959 <sup>.</sup>	1804						Quartizito com Ms	Pacote de 500m intercalado ci Gnaisse bandado	1T 24 A o B
	2	4 3686	38 959	2070	280	70	210	30	0 0	Cálcio-silicática		11-24 A C D
	2	5 3685	89 959	2466	110	70	190	2	25 (	Gnaisse bandado c\ Qlz+Ms		11-25
	2	26 3692	21 959	2972					(	Gnaisse bandado c\ Qtz+Ms	me a su su fa statute	
	2	27 3712	246 959	4734	110	85	190	3	35	Grt+Ms+Qtz Gnaisse	Textura Augen Incipiente	
	2	28 3719	927 959	95123	280	85	190	3	30	Gnaisse migmatitico		
	:	29 372	423 95	95482						Gnaisse migmatitico		
	:	30 374	637 95	95894	120	60	)	_		Granulito mático		
		31 374	897 95	94554	100	50	) 140	2	25	Augen-gnaisse com Grt	Miloniuzação localizada	
		32 374	721 95	93162	90	50	) 140		40	Gnaisse migmalitico		
		33 374	486 95	93540	80	45	5 150	:	20	Gnaisse migmatitico	injeções graniticas sin-tectonicas	17.24
		34 374	297 95	93434	80	45	5 150	1	25	Grt+Bt gnaisse		11-34
		35 374	130 95	93375	90	60	) 155	:	35	Gnaisse granitico	C	
		36 374	1000 95	93424	90	70	D 160		40	Augen-gnaisse com Grt	Estruturas de migmatização. Movimento dexiral	IT-37
		37 37	3935 95	593310						Granulito máfico	Lente boudinada	IT-38
		38 37	3807 95	593282	140	3	0			Granulito máfico		11-50
		39 37	3565 9	593192	260	8	0 190		30	Gnaisse granitico		
		40 37	3560 9	593104	255	5	0 335		15	Quartizito com Ms		IT.41 A o B
		41 37	3467 9	593066	260	7	'5 180		15	Quartizito com Ms		11-41760
		42 37	3284 9	592892	230	6	60			Quartizito com Ms	Zona de catadase	
		43 37	3159 9	592810	70	5	5 330		0	Augen-gnaisse	Movimento sinistral	
		44 37	3159 9	592810	80	8	30 155		20	Augen-gnaisse com Grt		IT AC
		45 37	2897 9	592674						Granulito máfico		11-40
		46 37	2859 9	592618	150	2	20 170	)	15	Augen-gnaisse com Grt	Milonitizado	17 47
		47 37	2122 9	592446	130	3	30 220	)	10	Grt+Ms xisto		11-47
		48 37	1260 9	591314	105	6	60 135	i	40	Grt+Ms xisto	Cianita e/cu ciónta?	
		49 37	1071 9	591466	110		50 135	5	30	Grt+Ms xisto		<b></b>
		50 37	0917 9	591410	100	6	50			Cálcio-silicática	NAL Secondarian	11-50
75		51 37	0888 9	591334	270	8	30 190	)	40	Cálcio-silicática	Movimento dextrai	

and the address of the second s

.

Ponto	x	Y	Sn_S	Strike Sn	_Dip L	x_Strike Lx	_Dip	Tipo de	rocha	Observações	Amostra
52	371269	9591046	1	40	40	180	30	Ms+Qtz >	cisto		
53	371237	9590902	ģ	30	45	140	35	Ms+Qtz >	risto		
54	371287	9590758	1	60	60	100	20	Grt+Ms x	isto		
55	371384	9590806	1	50	20			Grt+Ms x	tisto		
56	371327	9590744	(	50	25	90	20	Quartizit	o com Ms		IT-56
57	371245	9590480						Gnaisse	migmatitico		
58	371268	9590420						Gnaisse	migmatítico		
50	371312	9590350		35	35	110	20	Granulit	o málico		IT-59
60	371380	9590352		240	65	280	30	Augen-g	inaisse		
61	371503	0500002					••	Granulit	o málico		
60	271601	0500108		00	40	160	15	Gd+Ms	xisto		
62	371001	0500072		200	55	260	30	Granuli	to mático		
03	37 1373	0500012		100	25	130	20	Granuli	ito máfico	Aumente a cuantidade de planioclásio	IT-64
64	37 1074	9009904	-	100	25	140	20	Crt+Me	s vieto	Annend a danagada ao hagiaadaa	11-04
62	371694	900900	0	100	40	170	20	Gnoise	se handado com Bt		
66	3/169/	958973	0	120	40	160	30	Augon		Estauturas de migmatização. Movimento devtral	
67	3/16/8	958955	0	00	70	100	20	Crown	lito mático	Estiduidas de miginalização: motimento doxual	
68	3/1555	95894		230	10	446	40	Granu	dito málico		
69	371458	95894	00	10	50	115	40	Augo			(T-70
70	371515	95893	16					Crop	ulita mática		11-70
71	37138	3 95892	.94					Cáloi			11-7.1
72	35656	0 95912	244					Augo		Dice on Bt	11.73
73	36166	7 9592	130					Auge	n-gnaisse com Grt	Rico elli Di	11-75
74	36452	5 9591	406	200	00	220	4		n-ghaisse com Gr	Faixa de milonitização de 50m de espessura	
7:	36340	N 9593	315	300	90	220	1.	o Auge Cálci	n-eilicática	Taixa de milomitzação de com de copeccara	
70	3 3634	4 9593	282	205	95	200	4	6 Cáic		Internalada com nacoles do Augen-ghaisse	
7	/ 3635	10 9593	230	290	00	300			n-anaissa	Intercalada com pacolas do ridgon granoco	
	8 3535	93 9593	230	44 E	95	200	1		en-gnaisse	Zona de falha com veios de Otz. Movimento sinistral	
(	9 3030	20 9090	0010	115	00	200		Διια	en-anaisse	Inieções graníticas sin-tectônicas	
8	0 3038	01 909	2490 2510	125	80	230	4	15 Aug	en-anaisse	Rico em Br. Duas gerações de inieções graníticas	
2	51 3039	24 050	1250	125	00	200	-	Aug	en-gnaisse	1400 dil DE Dene Bereken en aleken Brannene	
2	52 3047 32 3646	04 909	4200	100	85	180		25 Aug	en-gnaisse	Movimento dextral	
	33 3040	1054 9J9	4002	100	75	20	Ī	50 Aug	en-gnaisse	Rico em Bt	
	54 JU4: DE 265	000 050	4000	150	45		-	Aug	en-anaisse	Zona de cavaloamento para W. com xistos na capa	
	50 3034 De 2640	100 909 170 050	4304	100				Anfi	balito	Lente boudinada	
	00 3043	979 9J3 920 050	4100	110	85	200		0 Anfi	bolito	Movimento sinistral	(T-87
	01 303	616 Q50	1282	120	70	215		25 Met	a-tonalito		
	80 363	502 950	4228	120	80	210		15 Met	a-tonalito	Fraturamento 120x60 posterior com pegmatitos associados	
	CO 362	345 950	3308	150	4	5 220	·	20 Met	a-tonalito	Rampa lateral e injeções graníticas em fraturamento 120x60	
	01 361	946 95	2768	130	3	5 210		25 Met	a-tonalito	Rampa lateral e injeções graniticas em fraturamento 120x60	
	02 361	558 95	92256	140	2	5		Mel	la-tonalito	Zona de cavalgamento para E, com lentes de cálcio-silicática	
	93 359	905 95	91448					Me	ta-tonalito	Zona de transcorrência, com lentes de cálcio-silicática	
	94 359	066 95	91174					Me	ta-tonalito		
	95 358	558 95	91074					Me	ta-tonalito		IT-95
	96 356	893 95	91246	280	4	5 225		25 Me	ta-tonalito	Muitas lentes de cálcio-silicática	IT-96
	97 356	3574 95	91242					Cá	lcio-silicática		
	98 371	330 95	88602	235	3	0 300		15 Gn	aisse bandado com Bt+Grt	Estruturas de migmatização	
	99 371	418 95	88634	140	4	5 140		45 Gn	aisse migmatítico		
	100 371	1314 95	88794	230	• E	5 155		30 Au	gen-gnaisse com Grt		
	101 371	128 95	89282	70	3	5 140		15 Gn	aisse bandado c\ Qtz+Ms		
	102 370	868 95	89168	1				Gn	aisse migmatítico		

.

76

Ponto	x	Y	Sп	Strike Sr	_Dip	Lx_Strike	Lx_Dip	Tip	o de rocha	Observações	Amostra
103	370369	95889	52	_				Gna	isse bandado c\ Qtz+Ms		
104	370329	95889	56	140	30	160	25	Auge	en-gnaisse com Grt		
105	370272	95889	14	150	40	150	40	Grt+	Ms xisto		
106	370203	95889	10	115	40	115	40	Auge	en-gnaisse com Grt		
107	360071	95888	16	135	40	135	40	Auge	en-gnaisse com Grt		
107	360970	05888	16					Qua	rtizito com Ms		
100	260770	05997	50 94	50	80			Grt+	Ms xisto		
109	303113	05007	04 56	50	05			Gra	nulito máfico		IT-110
110	370908	95092	40					Gra	nulito máfico		IT-111
111	3/1334	95894	48	475	40	44 E	20	Ang	halita	Paralelo à foliação do Aunen-onaisse com Grt	IT-112
112	371355	95891	60	1/5	40	115	30	Anii		Fatalelo a tollação do Augen-ghaisse com en	
113	371365	95888	512	210	45	160	35	Gna			
114	371379	9588	200	110	35	150	25	Aug	jen-gnaisse com Gr		
115	368254	9591	508					Ca	cio-silicatica		
116	368634	9592	2084					Cá	icio-silicática		
117	368624	4 9593	2532	145	30	195	20	Gr	naisse bandado c\ Qtz+Ms	Rampa lateral	17 440
118	36882	4 959	2750	150	50	190	30	Gr	naisse granitico		11-118
119	36902	26 959	2870					M	s+Qtz xisto		
120	3693	46 95	93086					G	naisse bandado c\ Qtz+Ms		
121	3695	02 95	93210					G	inaisse migmatitico		
122	3698	11 95	93476					C	Quartizito com Ms	Intercalado com pacotes de Ms+Qtz xisto	
12	3 3690	967 99	93620	95	25	175	10	0 0	Quartizito com Ms		
12	4 370	095 9	593736	210	40	1		(	Snaisse bandado com Bt		IT-124
12	5 370	527 9	594112	210	30	) 190	2	5 (	Gnaisse bandado c\ Qtz+Ms		IT-125
41	0 370	1620 0	594206						Quartizito com Ms		
14	20 36	7730 0	591406						Quartizito com Ms		
1.	20 26	7324	501304						Granulito máfico		IT-128
	20 30	6700	05013375						Anfibolito		IT-129
	29 30	0130	0501368	255	F	35 15	0	5	Augen-gnaisse	Injeções graniticas sin-tectônicas	
	100 00	00000	0501359	250	ŗ	50 19	15	30	Augen-gnaisse		
	131 30	26272	0501359	255	Ì	60 18	30	65	Grt+Ms xisto		
	132 30	20313	0501370	) 255	j	85 1	5	40	Augen-gnaisse		
	133 3	00230	050054	s 260		75 1	RO	30	Cálcio-silicática		
	134 3	00010	050044	n 200				••	Gnaisse granitico		
	135 3	00100	050004	e 260		40 2	60	40	Ms+Ctz xisto		
	130 3	01000	930801	200		30 2	80	30	Ms+Qtz xisto		
	137 3	001100	920910	2 200		50 Z	00	00	Ms+Otz xisto		
	138 3	000020	939000						Gnaisse bandado c\ Qtz+Ms		
	139	309301	939104	0 200		65	20	5	Ms+Otz xisto		
	140	30/3/8	939103	200		60	10	20	Gnaisse handado com Bt		
	141	36/402	959170	2 200		75 -	70	25	Ms+Otz xisto		IT-142
	142	366879	959194	10 Z/U		75	195	35	Me+Otz xisto		IT-143
	143	365511	959221	JZ 270	,	20	15	0	Augen-chaisse		IT-144
	144	365299	9591/4	48 270	,	80	100	16	Gnaisse handado com Bl		IT-145
	145	365158	95916	34 2/3	2	00	150	15	Gnaisse bandado c\ Otz+Ms		
	146	365099	95906	00					Gnaisse bandado c\ Ot+Me	Intercalado com pacotes de Ms+Qtz xisto	IT-147
	147	365011	92902	04 004	n	65			Gnaisse bandado com Bt	·····	IT-148
	148	364020	95901	24 29	0	65	200	Δ	Goaisse bandado com Bt		
	149	363734	95900	HA 291	0	60	100	ň	Auron-maisse com Grt	Movimento sinistral	IT-150
	150	365272	95906	28		00	130	v	Gnaisse handado com Rt		
	151	365529	95905		5	20	185	20	Quartizito com Ms		
	152	366633	95923	18	0	30 40	255	50	Anfiholito		IT-153 A o D
	153	366791	95924	54 26	υ	40	000	9	ramoono		TI-TOO AU D

٦٦

Ponto	x	Y	Sn_Strike S	Sn_Dip	Lx_Strike L	x_Dip	Tipo de rocha	Observações	Amostra
154	367062	9592790	255	45	220	40	Gnaisse bandado c\ Qtz+Ms		
155	366847	9592570	260	65	180	10	Ms+Qtz xisto	Cianita e/ou clorita? Ms, precipitação por fluídos de falha?	IT-155
156	366888	9592158					Anfibolito		IT-156
157	367121	9592134	270	60	190	30	Gnaisse bandado com Bt		
158	367419	9592170	210	40	210	40	Ms+Qtz xisto		
159	367447	9592202	250	45	185	20	Quartizito com Ms		
160	367641	9592032					Quartizito com Ms		
161	358289	9595970	270	60	200	15	Quartizito com Ms	Zona de milonitização	
162	358794	9596022	2				Gnaisse bandado com Bt		IT-162
163	356370	9594540	)				Meta-tonalito	Biocos rolados	
164	356585	959304	3				Anfibolito	Blocos rolados	
165	356347	959277	9				Meta-tonalito	Blocos rolados	
166	355527	959206	2				Meta-tonalito	Blocos rolados	
167	356242	959017	6				Meta-tonalito	Blocos relados	
168	356465	958995	8 65	50	15	45	Quartizito com Ms		
169	356844	958981	8				Anfibelito		
170	357147	958994	18 270	25	195	25	Gnalsse granítico	Ou leucogranito com Bt? Ou leucossoma métrica?	IT-170
171	357174	95898	38				Gnaisse granítico		
17:	2 357623	3 95898	18 160	20	205	10	Gnaisse granítico	Zona de milonitização	
17	3 358810	0 95892	70 110	70	20	15	Gnaisse migmatítico		
17	4 35964	7 95891	16 140	45	5 190	25	Gnaisse bandado c\ Qtz+Ms	Intecalações ricas em Bt	
17	5 36119	7 95892	40				Gnaisse bandado c\ Qtz+Ms		
17	6 36719	3 95927	92 260	40	) 190	20	Quartizito com Ms+Grt		
17	7 36728	4 95927	<sup>7</sup> 52 235	40	) 235	40	Quartizito com Ms+Grt		
17	78 36727	4 95928	394 240	50	0 200	40	Gnaisse bandado com Bt+Grt	Ou Gnaisse granitico?	IT 470
17	79 36731	95929	980				Ms+Qtz xisto	Clorita?	11-179
1	BO 3672 <sup>-</sup>	14 95930	002 <b>260</b>	7	5 180	15	5 Gnaisse bandado com Bt+Grt		
1	81 36712	22 95929	956 270	4	5 180	15	5 Gnaisse bandado com Bt+Grt	Porção mais xistosa, mais Bt	
1	82 3736 <sup>-</sup>	14 9588	642				Granito Serra da Barriga		
1	83 3725	33 9589	136				Granito Serra da Barriga		
1	84 3729	03 9590	434				Granito Serra da Barriga		
4	85 3737	06 9591	762				Granito Serra da Barriga		

.

5.

.