



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**COLETA E SISTEMATIZAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS DA
FOLHA SANTA QUITÉRIA (SB-24-V-B-I) REGIÃO CENTRAL
DO CEARÁ**

Trabalho de Conclusão apresentado por:

VEDRANA CELI LIMA COSTA

Orientador: Prof. Dr. Francisco de Assis Matos de Abreu (UFPA)

BELÉM

2018



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

**COLETA E SISTEMATIZAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS DA
FOLHA SANTA QUITÉRIA (SB-24-V-B-I) REGIÃO CENTRAL
DO CEARÁ**

TRABALHO DE CONCLUSÃO APRESENTADO POR:

VEDRANA CELI LIMA COSTA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Bacharel em Geologia

Data de Aprovação: ____/____/____

Banca Examinadora:

Conceito: _____

Prof. Francisco de Assis Matos de Abreu – Orientador
Doutor em – UFPA

Prof. – Avaliador Interno
Doutor em

Prof. – Avaliador Externo
Doutor em

Dedico este trabalho aos meus pais,
Augusto e Regina, pelo incentivo e
confiança e a minha irmã Verena,
pelo apoio.

AGRADECIMENTOS

A Deus por ter me dado força para superar as dificuldades e obstáculos durante a minha vida.

A esta universidade, seu corpo docente, direção e administração do curso por tudo que aprendi como aluna, bolsista, monitora e pelos ensinamentos e contribuições ao meu trabalho.

Ao meu orientador Francisco de Assis Matos de Abreu, pelo suporte no pouco tempo que lhe coube, pelas suas correções e incentivos.

Aos meus pais, Augusto Cesar Costa e Regina Celi Lima Costa, pelo seu apoio incondicional durante toda a minha vida.

A minha irmã Verena Gabriella Lima da Costa, por sua paciência e apoio que me possibilitou terminar esse trabalho

Aos meus amigos, em especial a Beatriz Pinheiro Pantoja de Oliveira, que não me deixaram ser vencida pelo cansaço.

E a todos que direta ou indiretamente fizeram parte da minha formação, o meu muito obrigada.

*“A civilização existe
graças ao consentimento geológico,
sujeito a mudanças sem aviso prévio.”*

(Will Durant)

RESUMO

A cartografia geológica básica é uma atividade que no Brasil ainda perdurará por muitos anos, haja vista que o País acaba de chegar aos 30% do seu território mapeado nas escalas de 1:250.000 e 1:100.000. Foi realizado na Folha um mapeamento geológico complementar na escala de 1:100.000 em parte das áreas não cobertas com foco na descrição de afloramentos, enfatizando em seus aspectos litológicos e estruturais acompanhado de coleta sistemática de amostras para estudos petrográfico. A área de estudo está inserida no contexto geológico do Domínio Ceará Central (DCC), Província Borborema. Sua evolução geológica está fortemente relacionada à formação do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, o qual, de acordo com Fetter et al. (2003), provavelmente representa um remanescente de arco continental Brasileiro. O tratamento dos dados obtidos em campo junto com as análises petrográficas das rochas coletadas nos permitiu propor que os gnaisses do complexo Tamboril-Santa Quitéria (hornblenda-biotita gnaiss e muscovita-biotita gnaiss) são predominantemente ortoderivados e alcançaram sua paragênese em torno de 550-750°C (fácies anfibolito) num sistema de metamorfismo regional. Esse processo foi acompanhado pelo espessamento crustal neoproterozóico, decorrente da Orogenia Brasileira, o qual produziu também as feições migmatíticas frequentemente observada nessas rochas. A formação dos corpos ígneos e a colocação do magma que os gerou ocorreram em, pelo menos, dois instantes de ascensão magmática. O primeiro pulso formou o protólito do corpo metagranitóide que foi posteriormente deformado pelo efeito do metamorfismo regional atuante nos gnaisses encaixantes do complexo Tamboril-Santa Quitéria. Foram, deste modo, associados à suíte intrusiva brasileira sin a tardi-orogênica que ocorre na Província Borborema com idades de 620 a 580 Ma (Bizzi et al, 2003). O segundo momento de ascensão magmática foi responsável pela formação do Granito Pajé de idade 522 ± 12 Ma (Tavares Júnior, 1992) que, como observado em imagem SRTM, truca segmentos estruturais do terreno. Uma injeção precoce do magma formador do Granito Pajé pode ter gerado o biotita sienogranito Tamboril -Santa Quitéria, pois os dois apresentam características mineralógica e petrográfica semelhantes, como por exemplo, mesma composição sienogranítica, presença de autólitos máficos e proporção similar de minerais acessórios como a biotita

Palavras-chave: Sistematização de dados, Província Borborema, Folha Santa Quitéria, Mapeamento Geológico, Complexo Tamboril-Santa Quitéria, Granito Pajé

ABSTRACT

Basic geological mapping is an activity that in Brazil will last for many years, since the country has just reached the 30% of its territory mapped in the 1: 250,000 and 1: 100,000 scales. A complementary geological mapping in the 1: 100,000 scale was carried out in the Sheet, in part of the uncovered areas with a focus on the description of outcrops, emphasizing its lithological and structural aspects accompanied by the systematic collection of samples for petrographic studies. The study area is located in the geological context of the Central Ceará Domain (DCC), Borborema Province. Its geological evolution is strongly related to the formation of the Tamboril-Santa Quitéria Complex, which, according to Fetter et al. (2003), probably represents a remnant of the Brazilian continental arc. The treatment of the data obtained in the field together with the petrographic analyzes of the collected rocks allowed us to propose that the gneisses of the Tamboril-Santa Quitéria complex (hornblende-biotite gnaiss and muscovite-biotite gnaiss) are predominantly ordered and reached their paragenesis around 550- 750 ° C (amphibolite facies) in a regional metamorphism system. This process was accompanied by the neoproterozoic crustal thickening, due to the Brasiliana Orogenia, which also produced the migmatite features frequently observed in these rocks. The formation of the igneous bodies and the placement of the magma that generated them occurred in at least two instants of magmatic ascension. The first pulse formed the protolith of the metagranitoid body that was later deformed by the effect of the regional metamorphism acting on the nesting gneisses of the Tamboril-Santa Quitéria complex. They were, therefore, associated to the Brazilian intrusive suite without the tardi-orogenic that occurs in the Borborema Province with ages from 620 to 580 Ma (Bizzi et al, 2003). The second moment of magmatic ascent was responsible for the formation of Pajé granite, 522 ± 12 Ma (Tavares Júnior, 1992), which, as observed in SRTM image, shows structural segments of the terrain. An early injection of the magma forming the Pajé Granite may have generated the biotite sienogranite Tamboril - Santa Quitéria, since the two have similar mineralogical and petrographic features, such as the same sienogranitic composition, the presence of mafic autolytes and a similar proportion of accessory minerals, such as biotite.

Keywords: Data systematization, Borborema Province, Santa Quitéria' Sheet, Geological Mapping, Tamboril-Santa Quitéria Complex, Pajé Granite

LISTA DE ILUSTRAÇÃO

| | |
|---|----|
| Figura 1: Localização da Área de Estudo, com o principal caminho traçado através dos pontos de afloramentos estudados. | 3 |
| Figura 2: Feições de relevo na área em estudo. (A) Planalto residual e a Superfície Sertaneja. (B) Feições de Inselbergs..... | 6 |
| Figura 3: Ciclos tectônicos do Brasil. O ciclo atual está em desenvolvimento desde o início da ruptura do Pangea. À direita estão indicados os supercontinentes. Fonte: Modificado de Hasui (2012, p. 254)..... | 8 |
| Figura 4: Proposta de Compartimentação da Província Borborema por Brito Neves et al. 2001 em Domínios Geotectônicos (Santos et al. 2004)..... | 9 |
| Figura 5: Mapa geológico simplificado do Domínio Ceará Central. Fonte: Arthaud (2005).. | 12 |
| Figura 6: Distribuição dos diversos corpos graníticos, de diferentes idades no território da Província Borborema. Fonte: Hasui et.al. (2012) | 18 |
| Figura 7: Principais blocos cratônicos e cinturões móveis da parte Oeste do Supercontinente Gondwana. Fonte: modificado de De Wit et al., 2008 apud Ganade de Araujo et al., 2014... | 20 |
| Figura 8: Principais feições do Arcabouço tectonoestrutural da Província Borborema, apresentando a distribuição das zonas de cisalhamento regionais mais importantes. Fonte: Hasui (2012)..... | 22 |
| Figura 9: Litoestratigrafia do Domínio Ceará Central. | 27 |
| Figura 10: Localização dos estágios de Campo Santa Quitéria, Taparuaba, Ipueiras e outros estágios..... | 28 |
| Figura 11: Proposta de Mapa Geológico segundo as unidades descritas..... | 29 |
| Figura 12: Litoestratigrafia proposta para este trabalho de mapeamento. | 30 |
| Figura 13: Aspectos de campo do Biotita hornblenda gnaiss. (A) Afloramento tipo lajedo. (B) Bandamento lenticularizado (C) Veio com composição quartzo feldspáticas. (D) Veios cortando o bandamento. | 32 |
| Figura 14: Aspectos de campo do Biotita anfibólio gnaiss (A) Afloramento do tipo lajedo, com aproximadamente 50 m ² de área. (B) Veio cortando o bandamento. (C) (D) Enclaves presentes no Monzogranito. | 33 |
| Figura 15: (A) biotita-hornblenda gnaiss nicóis cruzados com feições de recuperação evidenciado por pontos tríplexes. (B) biotita hornblenda gnaiss luz natural. | 34 |
| Figura 16: Muscovita-biotita gnaiss. (A) aspectos gerais da rocha. (B) idem (A) com nicóis cruzados. (C) feição milonítica representada por porfiroblasto de quartzo policristalino com extinção ondulante. (D) idem (C) com nicóis cruzados..... | 35 |

| | |
|---|----|
| Figura 17: Aspecto macroscópico dos pegmatitos e das brechas anfibolíticas. (B) rocha cinza esverdeada, com porções brancas, granulação grossa, composta por intraclastos ricos em anfibólio e plagioclásio. | 36 |
| Figura 18: (A) e (B) Afloramento em blocos in situ. (C) rocha isotrópica (D) coloração rosada e minerais de granulação média a grossa. | 37 |
| Figura 19: (A) Aspecto mesoscópico do Monzogranito. (B) Principal textura do monzogranito ao microscópio (nicóis cruzados). | 38 |
| Figura 20: Aspectos de campo do Granito Pajé, com principal forma de expressão em blocos rolados (A). (B) Dimensão dos blocos formados pelo intemperismo in situ. (C) Enclaves encontrados tipicamente no Granito Pajé. (D) Aspecto textural da rocha, cor acizentada, rocha porfírica. | 43 |
| Figura 21: Variação de composição do Granito do Pajé. (A) amostra de mão 13SQ42 (B) Mesma amostra de (A) ao microscópio, com nicóis cruzados. | 44 |
| Figura 22: Esquema diagramático para a discussão da deformação e os diversos fatores que interagem nesse processo Hobbs et al., 1976. | 47 |
| Figura 23: Aspecto do comportamento da deformação em diferentes níveis crustais. O estilo das estruturas formadas é diferente de acordo com o comportamento reológico das rochas (rúptil ou dúctil). Fossen, 2008. | 48 |
| Figura 24: Classificação morfológica de foliações em rochas deformadas, (Twiss e Moores, 1992). | 49 |
| Figura 25: Tipos de foliação encontradas nas variações litológicas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria (com exceção de rochas ígneas). (A) Foliação milonítica do tipo grossa em biotita-hornblenda gnaiss. (B) gnaiss com foliação lenticularizada (C) Bandamento gnáissico em muscovita-biotita gnaiss (D) bandamento gnáissico cortado por veio de composição sienogranítica. | 49 |
| Figura 26: minerais como os feldspatos e anfibólio extremamente linearizados no biotita-hornblenda gnaiss no ponto 13SQ02, extremo norte da Folha Santa Quitéria, e que tem expressão nos litotipos regionalmente. | 50 |
| Figura 27: Classificação morfológica para as lineações (Twiss e Moores, 1992). | 51 |
| Figura 28: Estruturas de característica dúctil. (A) dobras intrafoliais no biotita-hornblenda gnaiss. (B) dobra com bandas de cisalhamento. (C) presença de <i>boudins</i> (D) minerais mais resistentes ao cisalhamento formam lentes. | 52 |
| Figura 29: Veios representativos, marcadores da cinemática que o conjunto de rochas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria passou. | 53 |

| | |
|---|----|
| Figura 30: Veio do Granito Pajé evidenciando a influência da Zona de Cisalhamento Groaíras com trend NW-SE..... | 54 |
| Figura 31: Feições microestruturais do complexo Tamboril-Santa Quitéria. (A) Quartzo policristalino, extinção ondulante com contatos tríplexes. (B) maclas contorcidas de plagioclásio (C) porfiroblasto de quartzo policristalino, rodeado por cristais de biotita e muscovita. (D) foliação espaçada, com granulação média disposição subparalela das micas, assim há alternância de domínios lepidoblásticos, definidos pela biotita, muscovita. Os domínios granoblásticos são definidos pelo quartzo e feldspato. | 56 |
| Figura 32: Diagrama esquemático do processo de recristalização por migração de borda de grãos. GBM – Recristalização por migração de borda de grão à alta temperatura. Em altas temperaturas, as bordas dos grãos se tornam altamente móveis e podem varrer o material em qualquer direção para remover defeitos (desorganização) e bordas de subgrãos. Rotação de subgrãos também ocorrem, mas onde as bordas de subgrãos (s) são transformadas em bordas de grãos, o último se torna também altamente móvel (Adaptado de Passchier e Trouw, 2005). | 56 |
| Figura 33: Diagrama P-T de fácies metamórficas, com os campos de estabilidade de polimorfos de Al ₂ SiO ₅ (linhas mais espessas). Em laranja um destaque para representar a provável zona P - T e profundidade em que as rochas de alto grau metamórfico se desenvolveram. | 59 |

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Litotipos metamórficos do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, com suas respectivas paragêneses, indicação das fácies metamórficas e possíveis protólitos. Sendo que Bt = Biotita; Pl = Plagioclásio; Mc = Microclínio; Qtz = quartzo; Ms = Muscovita, Hbl = Horneblenda, Afs= Álcali.....58

SUMÁRIO

| | |
|--|-----|
| RESUMO..... | ii |
| ABSTRACT | iii |
| LISTA DE ILUSTRAÇÃO..... | iv |
| LISTA DE TABELAS | vii |
| I. Introdução | 1 |
| II. Objetivos..... | 1 |
| 2.1. Geral:..... | 1 |
| 2.2. Específicos: | 1 |
| III. Justificativa | 1 |
| IV. Metodologia..... | 2 |
| V. Localização e Acesso da Área de Estudo | 3 |
| VI. Aspectos Fisiográficos do Estado do Ceará..... | 4 |
| 6.1. Clima:..... | 4 |
| 6.2. Pedologia: | 4 |
| 6.3. Vegetação:..... | 4 |
| 6.4. Hidrografia:..... | 4 |
| 6.5. Geomorfologia:..... | 5 |
| VII. Geologia Regional: A Província Borborema | 7 |
| 7.1. Generalidades..... | 7 |
| 7.2. Domínios estruturais da Província Borborema | 8 |
| 7.2.1. Domínio Médio Coreaú (DMC)..... | 9 |
| 7.2.2. Domínio Rio Grande do Norte..... | 10 |
| 7.2.3. Domínio Central ou Zona Transversal..... | 10 |
| 7.2.4. Domínio Sul (DS) | 11 |
| 7.2.5. Domínio Ceará Central | 12 |
| 7.3. Metamorfismo da Província Borborema..... | 24 |

| | |
|---|----|
| 7.4. Geocronologia..... | 25 |
| VIII. FOLHA SANTA QUITÉRIA – PRINCIPAIS CONTRIBUIÇÕES | 28 |
| 8.1. Descrição das Unidades Litoestratigráficas | 30 |
| 8.1.1. Complexo Tamboril-Santa Quitéria (Neoproterozóico) | 30 |
| 8.1.2. Granito Pajé (Neoproterozóico)..... | 41 |
| 8.1.3. Depósitos aluviais (Cenozóico) | 44 |
| 8.2. Geologia estrutural..... | 46 |
| 8.3. Estruturas dúcteis | 48 |
| 8.4. Estruturas rúpteis | 52 |
| 8.3. Microestrutural..... | 55 |
| 8.4. Magmatismo | 57 |
| 8.5. Metamorfismo..... | 57 |
| 8.6. Aspectos Economicos | 60 |
| IX. CONSIDERAÇÕES FINAIS..... | 61 |
| REFERÊNCIAS..... | 64 |
| APÊNDICE A: FICHAS PETROGRÁFICAS | 70 |

I. Introdução

A presente monografia que se intitula "Coleta e sistematização de dados geológicos da Folha Santa Quitéria (SB-24-V-B-I) região central do Ceará ", é parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia junto à Faculdade de Geologia, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA). Com início das atividades em junho de 2013, quando do trabalho de campo e, com término em janeiro de 2018, com a apresentação deste documento.

II. Objetivos

2.1. Geral:

Confecção de mapa geológico na escala de 1:100.000, utilizando-se mapas em escalas variadas existentes sobre a folha, principalmente aqueles realizados em estágios curriculares do Curso de Geologia, em escala de 1:25.000, acrescidos da interpretação de produtos de aerolevamentos existentes sobre a região na qual a folha se insere, seguidos por trabalhos de mapeamento geológico complementares e elaboração de uma nota explicativa para a Folha Santa Quitéria (SB-24-V-B-I).

2.2. Específicos:

- a) Resgate de dados e informações constantes nos relatórios dos Estágios de Campo realizados nessa área;
- b) Preparação de mapas temáticos sobre aspectos relevantes de geologia, amostragens, estruturas, descrição de afloramentos, sistematização de dados estruturais, todos eles na escala de 1:100.000, a partir da utilização intensiva de geotecnologias;
- c) Mapeamento das áreas não cobertas pelos mapeamentos já realizados;
- d) Coleta e análise de amostras de rochas para estudos petrográficos com a confecção de lâminas delgadas de 13 amostras.
- e) Elaboração de uma coluna litoestratigráfica;
- f) Preparação de um SIG reunindo todas essas atividades e seus produtos.

III. Justificativa

O território nacional precisa ser mapeado nas escalas de 1:100.000 ou 1:250.000, objetivo que ainda está longe de se alcançar. Essas escalas são as mais adequadas para utilizações multifinalitárias para às quais esses produtos se constituem insumos indispensáveis. Entre esses se destacam a prospecção e a exploração de recursos energéticos e minerais; a produção de águas subterrâneas; a seleção e caracterização de locais para a implantação de grandes obras de engenharia; os estudos de caracterização e preservação do ambiente, entre outros.

Capacitar recursos humanos para desenvolver essa tarefa estratégica para o País é uma das funções das instituições de ensino, principalmente aquelas de natureza pública, como é o caso da UFPA. Dessa forma, oferecer oportunidade de formação complementar para discentes do Curso de Geologia, com vistas a enfrentarem melhor preparados essa necessidade nacional tão importante é a proposta desse projeto, na medida em que capacita discentes do curso de graduação para a realização de atividades que se relacionam ao mapeamento geológico.

IV. Metodologia

- a) Levantamento de dados bibliográficos: a partir dos mapas e relatórios de equipes da disciplina do Mapeamento Geológico II que desenvolveram trabalhos de cartografia geológica na folha Santa Quitéria foram montados inicialmente um mapa geral na escala de 1:100.000, por meio do escaneamento dos documentos, sua digitalização, vetorização e georreferenciamento utilizando o programa computacional ArcGIS®.
- b) Aplicação de Geotecnologias: uso de fotografias aéreas e imagens de satélite, classes de sensores remotos, que são utilizadas para identificar aspectos geológicos diretamente correlacionáveis, como as formas de relevo e dados de levantamentos aerogeofísicos também foram utilizados como auxílio à cartografia em áreas de difícil acesso para mapeamentos geológicos e, também, para revisão dos mapas geológicos pré-existentes.
- c) Composição de um SIG (Sistema de Informação Geográfica): que vem sendo utilizado há algum tempo para facilitar a consulta e localização de dados e informações. Um SIG integra dados espaciais e de outros tipos num único sistema. Isso permite combinar dados de uma variedade de fontes e tipos, provenientes de muitos bancos de dados diferentes. O processo de converter mapas e outros tipos de informações espaciais numa forma digital via SIG, torna possíveis métodos novos e inovadores para a manipulação e exibição de dados geográficos.
- d) Trabalhos de campo principalmente nas áreas sem a cobertura de mapas em escala de semi-detalle: realização de trabalho de mapeamento geológico com perfis geológicos contínuos e coleta sistemática de amostras, as quais foram ser destinadas a diferentes finalidades.
- e) Estudos Petrográficos: identificação e descrição dos minerais presentes, nas rochas a partir de estudo de lâminas delgadas bem como suas inter-relações, além dos aspectos texturais e estruturais com vistas a entender a evolução geológica da área em consideração.

V. Localização e Acesso da Área de Estudo

A Folha Santa Quitéria (SB-24-V-B-I) (Figura 1) compreende uma superfície de aproximadamente 3.000 km², localizada na porção nordeste do estado do Ceará, limitada pelas coordenadas 40°00'- 40°30' de longitude W e 4°00'- 4°30' de latitude S, no contexto do semiárido nordestino. Geologicamente, se insere na porção centro-norte do Domínio Geotectônico Ceará Central, um dos cinco domínios em que se divide a Província Borborema (Brito Neves, 1975).

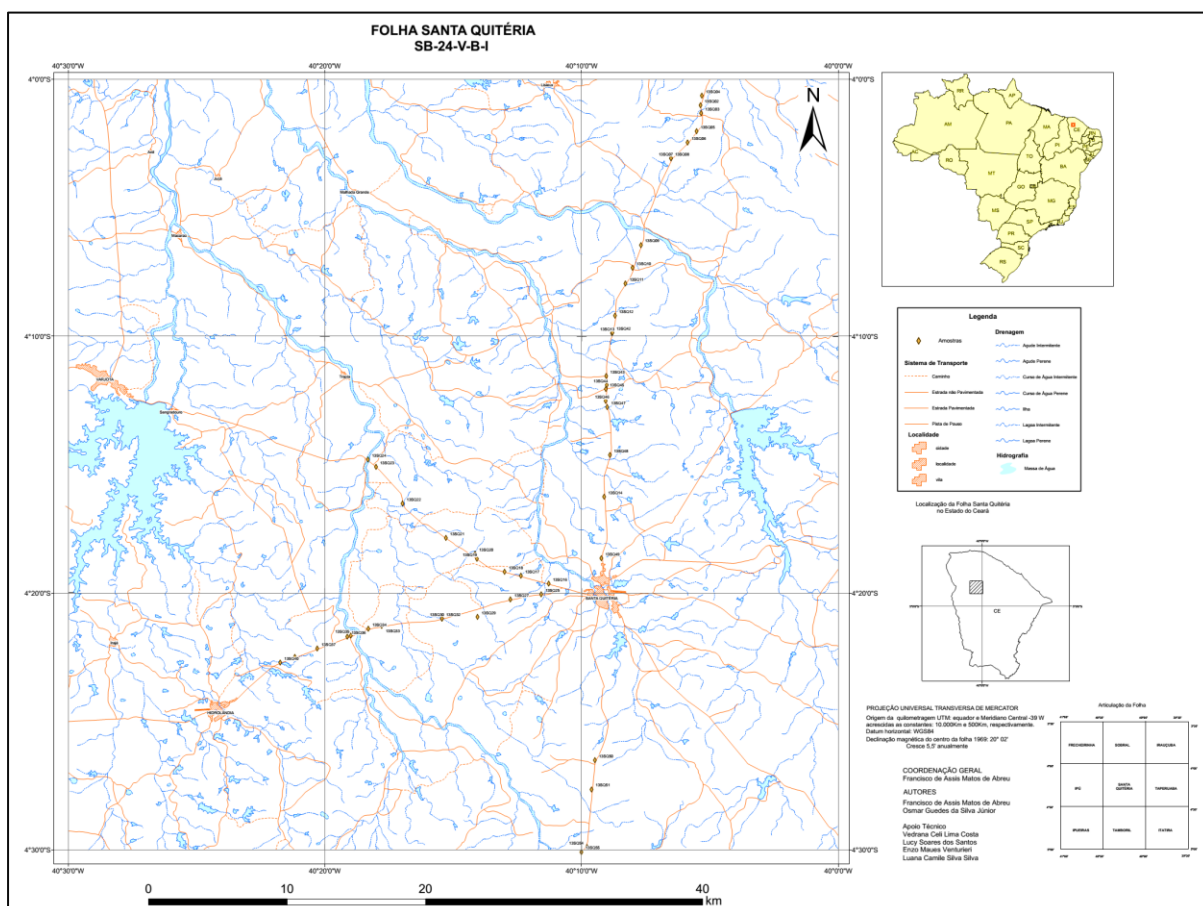


Figura 1: Localização da Área de Estudo, com o principal caminho traçado através dos pontos de afloramentos estudados.

VI. Aspectos Fisiográficos do Estado do Ceará

6.1. Clima:

No Estado do Ceará o clima é predominantemente tropical quente semiárido, mas com variações de temperatura nas diferentes regiões do Estado, girando entre cerca de 20 °C no topo das serras a até 33 °C nos sertões mais quentes. Em todo o estado, os dias mais frios ocorrem geralmente em junho e julho e os mais quentes, entre outubro e fevereiro. No litoral, o clima tropical subúmido possui pluviosidades normalmente entre 1.000 mm e 1.500 mm, e a temperatura é bastante elevada, com médias de 26 °C a 28 °C.

6.2. Pedologia:

No que tange aos solos, ocorreu três tipos preponderantes, sendo o de maior ocorrência o tipo neossolo com cerca de 53.525,5 km² ou 35,96% da área do Estado. O segundo tipo de maior ocorrência é o argissolo com 36.720,6 km² ou 24,67% e o terceiro refere-se aos luvisolos com 16,72% da área total do estado ou 24.885,6 km². De uma forma geral, os solos apresentam-se com pouca profundidade, deficiências hídricas, pedregosidade e, principalmente, susceptibilidade à erosão, em virtude de suas características morfológicas, físicas e químicas, o que exige a prática de ações conservacionistas para melhor aproveitamento de suas potencialidades.

6.3. Vegetação:

A vegetação é predominante representada pela Caatinga, sendo típica do semi-árido, mas existem outros tipos de vegetação, como a vegetação de tabuleiros, o complexo vegetacional da zona litorânea, a mata úmida, mata seca, o carrasco, os manguezais, os carnaubais e o cerrado. A Caatinga encontra-se bastante modificado pela ação do homem, que a substituiu por plantações de algodão ou o transformou em pastagem, eliminando o estrato arbóreo ou arbustivo. A paisagem também é composta por cerrados (árvores baixas e retorcidas) e carnaubais (encontrados nas várzeas dos rios) (Freire, 2002).

6.4. Hidrografia:

O Ceará está dividido em onze bacias hidrográficas: Coreaú, Acaraú, Aracatiaçu, Curu, Metropolitana, Poti, Banabuiú, Baixo Jaguaribe, Alto Jaguaribe, Médio Jaguaribe e Salgado. A região está dentro da Bacia Hidrográfica do Rio Acaraú composta por pequenos e médios rios e riachos intermitentes como o Riacho dos Macacos e os Rios Jucurutu e Groaíras. A drenagem apresenta uma configuração angular muitas vezes controlada por feições estruturais como fendas, fraturas e grandes falhas como a Zona de Cisalhamento Rio Groaíras. Os açudes de maior importância da região são o Araras e o Edson Queiroz, ficando respectivamente a NW e NE da cidade de Santa Quitéria.

6.5. Geomorfologia:

O Estado do Ceará possui quatro unidades geomorfológicas, denominadas de Planície Litorânea, Superfície Sertaneja, Planalto de Ibiapaba e Planaltos Residuais, individualizadas com base em aspectos gerais como dimensão, altitude e forma das unidades de relevo; e diferenças e homogeneidades na vegetação e na drenagem (Moreira e Gatto, 1981).

Planície Litorânea

Representa a parte litorânea e estende-se aos litorais do Piauí e Maranhão, sendo constituída por planícies flúvio-marinhas, que são destacadas nas desembocaduras dos rios Acaraú e Coreaú, propiciando o desenvolvimento de manguezais, e por dunas que formam cordões quase contínuos ao longo da costa, desenhando faixas em torno de 2,5 km de largura.

Superfície Sertaneja

Corresponde a maior unidade no que diz respeito a extensão territorial e a que tem as menores cotas de relevo (médias de 190m e máximas de 330m). Subdivide-se em duas sub-unidades: área conservada predominantemente plana e área dissecada. A área conservada abrange a maior extensão territorial da Superfície Sertaneja, com cerca de 63%, topografia plana, uma drenagem com baixa densidade e a medida que se intensifica surgem setores de relevos dissecados que interrompem seu prolongamento. Enquanto a área dissecada apresenta um relevo arrasado, com aproximadamente 100m de altitude, com a formação de setores dissecados do interior e da faixa sublitorânea.

Planalto de Ibiapaba

É representado pela borda leste atual da Bacia do Parnaíba, com altitudes superiores a 700 m e corresponde à Serra da Ibiapaba. A escarpa erosiva da serra está voltada para leste, e tem orientação na direção N-S. O Planalto da Ibiapaba apresenta uma alta declividade, geralmente maior que 20°, possui o topo extenso com formas arredondadas e aplainadas, localmente angulosas, e com vertentes apresentando formas côncavas, retilíneas e côncavo-convexas, nas quais observa-se ravinamentos.

Planaltos Residuais

São subdivididos em dois grupos, sendo um com altitudes superiores a 700m, tendo como exemplo as Serras da Meruoca, Pajé e o Barriga; e outro com altitudes menores que

variam de 300m a 700m, tais como, as Serras do Carnutim e da Penanduba. Essa unidade apresenta em geral uma drenagem densa com padrão dendrítico.

A área da Folha Santa Quitéria, segundo Gomes et al. (1981), compreende uma extensa superfície de aplainamento com relevo arrasado e desnudado (Figura 2) expondo principalmente gnaisses migmatíticos e migmatitos de onde sobressaem inselbergs, por vezes, pontiagudos como o serrote do Pajé.

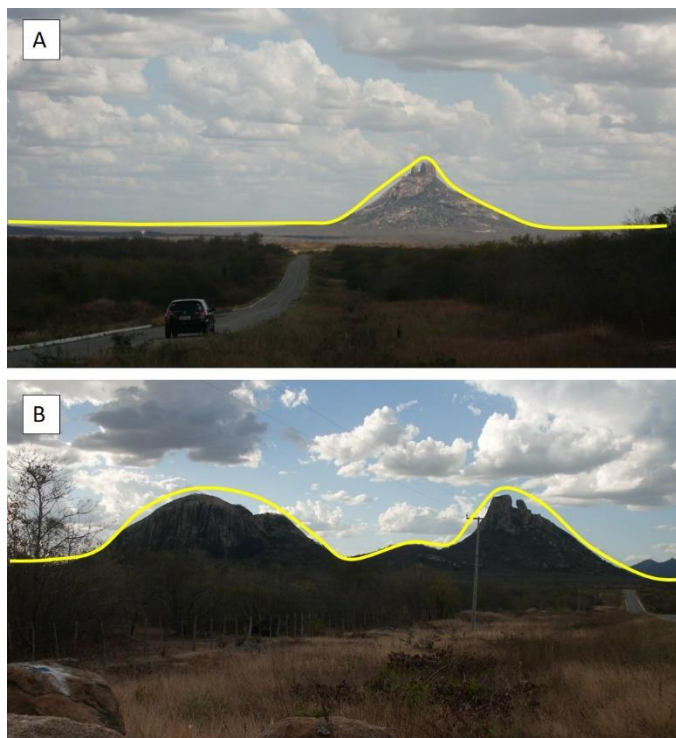


Figura 2: Feições de relevo na área em estudo. (A) Planalto residual e a Superfície Sertaneja. (B) Feições de Inselbergs

VII. Geologia Regional: A Província Borborema

7.1. Generalidades

O Estado do Ceará, nordeste do Brasil, está situado a noroeste da região orogênica conhecida como Província Borborema (PB), conceito este introduzido por Almeida et al. (1977), e aplicado para a parte leste da região Nordeste da Plataforma Sul-Americana. A Província é um cinturão orogênico Brasileiro que foi formado como resultado da convergência dos Crátons Amazônico, Oeste Africano-São Luís e São Francisco durante a assembleia oeste do Gondwana em torno de 600 Ma. (Fetter et al. 2003).

A Província é um retalho de terrenos de diferentes litologias, separados por falhas e lineamentos importantes. Constitui a parte mais ocidental, em território brasileiro (Mabessone, 2002), de uma unidade tectônica bem maior encontrado entre os crátons Oeste-Africano, Amazônico e São Francisco Congo, sendo representada na África pelas províncias Oeste-Nigeriano, Leste Nigeriano, Camarões e possivelmente Touareg. Estende-se ainda por baixo da Bacia do Parnaíba e parece incluir também a chamada Faixa Araguaia (Almeida et al, 1977), sendo que ao longo de seus limites desenvolveram-se bacias sedimentares que atualmente encontram-se metamorfitizadas, existindo também várias bacias intracratônicas.

Segundo Brito Neves & Van Schmus (2001), esta província cobre uma área de mais de 450.000 km², abrangendo os estados do Maranhão, Piauí e principalmente, Ceará, Alagoas, Sergipe, Paraíba, Pernambuco e norte da Bahia. É, em sua maior parte, formada por embasamento cristalino, assim como importantes sequências sedimentares. As estruturas e os litotipos da província desenvolveram-se durante a evolução de dois diferentes ciclos tectônicos: A Orogenia Cariris Velho (Mesoproterozóico Superior ao Neoproterozóico Inferior) e a Orogenia Brasileira (Neoproterozóico Superior), levando em conta que a Orogenia Brasileira herdou trends estruturais e crosta retrabalhada, formada durante o início da Orogenia Cariris Velhos (Figura 3).

| Ma | Era / período | CICLO TECTÔNICO (Eventos orogênicos em Ga) | | Supercontinente |
|-------------|---|---|---|-----------------|
| | | | (Futuro) | |
| 0-20 | Quaternário-Neogeno | (Ciclo atual) | Neotectônica | (Neopangea) |
| 20-230 | Paleogeno-Triássico | | Etapa de distensão (Ativação Mesozoica) | |
| 230-440 | Triássico-Siluriano | | | Pangea |
| 440-1.000 | Siluriano-Neoproterozóico | Ciclo Brasileiro 3) Etapa de colapso orogênico ou exumação 2) Etapa de convergência: eventos brasileiros: I 1.000-700, II 670-530, III 580-460 Ma 1) Etapa de divergência | Nos crátons: algumas coberturas | (Gondwana) |
| 1.000-1.900 | Mesoproterozoico-Paleoproterozoico (pós-Transamazônico) | Ciclo Cariris Velhos: 1,1-1,0 Ga Ciclo Sunsas: 1,3-1,0 Ga Evento Rondoniano-San Ignácio: 1,5-1,3 Ga Evento Rio Negro-Juruena: 1,9-1,5 Ga | Nos crátons: tectônica intraplaca (rifting, bacias, magmatismo anorogênico). Cinturões intracontinentais. | Rodínia |
| 1.900-2.500 | Paleoproterozoico (Transamazônico) | Ciclo Transamazônico: 2,5-1,9Ga | | Colúmbia |
| 2.500-2.800 | Neoarqueano | Ciclo Jequié = Rio das Velhas: 2,8-2,5 Ga | | Kenorlândia |
| 2.800-3.200 | Mesoarqueano | - | | |
| 3.200-3.400 | Paleoarqueano | - | | |

Figura 3: Ciclos tectônicos do Brasil. O ciclo atual está em desenvolvimento desde o início da ruptura do Pangea. À direita estão indicados os supercontinentes. Fonte: Modificado de Hasui (2012, p. 254).

7.2. Domínios estruturais da Província Borborema

De acordo com Brito Neves et al. (2000), a Província Borborema pode ser dividida em cinco domínios geotectônicos principais (Figura 4) Domínio Médio Coreaú (DMCO), Domínio Ceará Central (DCC), Domínio Rio Grande do Norte (DRGN), Zona de Domínio Transversal (DTZ) e Domínio Sul (DS). As primeiras tentativas de separar a Província Borborema em Domínios tectônicos foram realizadas com base no conceito de províncias ou domínios estruturais. As grandes zonas de cisalhamento tiveram um papel importante na delimitação dos domínios tectônicos maiores (Almeida et al., 1976).

Com o avanço no emprego das datações U-PB em zircão e Sm-Nd em rocha total as informações geocronológicas passaram a contribuir de forma mais significativa para a separação da província em diferentes domínios tectônicos (Oliveira, 2008). Introduzido por Santos (1996), o modelo de terrenos tectonoestratigráficos, onde a Província Borborema foi formada pela aglutinação de grandes fragmentos de crostas durante as orogêneses Cariris Velho (Neoproterozóico) e Brasileira (final do Neoproterozóico).

Na rede de zonas de cisalhamento, as maiores correspondem aos chamados lineamentos Patos e Pernambuco, ambos gerados por movimentação transcorrente de direção geral em torno de E-W, extensão de várias centenas de quilômetros e largura de até mais de uma dezena de quilômetros. Delimitam um setor chamado Transversal (Ebert 1970), separando

dois outros designados Norte ou Setentrional e Sul ou Meridional. Brito Neves *et al.* (2000) apresenta a província dividida em cinco domínios estruturais

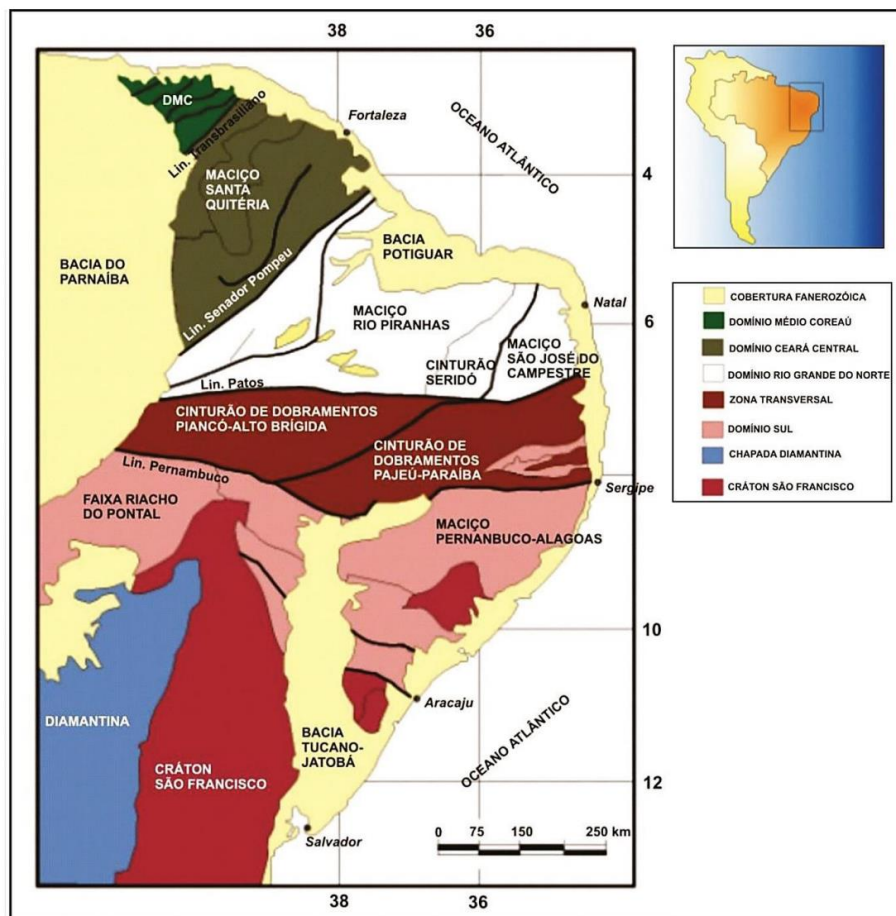


Figura 4: Proposta de Compartimentação da Província Borborema por Brito Neves *et al.* 2001 em Domínios Geotectônicos (Santos *et al.* 2004)

7.2.1. Domínio Médio Coreaú (DMC)

Localizado no extremo noroeste do Ceará e nordeste do Piauí, corresponde ao segmento da PB situado a NW da Zona de Cisalhamento Sobral – Pedro II. O DMC é componente do Lineamento Transbrasiliano – Kandir, uma megaestrutura de direção NE–SW, de caráter transcorrente dextral e idade neoproterozoica, que o separa do (DCC) (Bizzi *et al.* 2003). Segundo Torquato e Nogueira Neto (1996) o DMC é constituído por dois conjuntos diferentes:

O Terreno Granja (embasamento gnáissico-migmatítico granulítico) e logo acima os metassedimentos da Faixa Martinópolis – Ubajara, ambos limitados por zonas de cisalhamento transcorrente-transpressivas de direção NE–SW e idade neoproterozoica. O mesmo é formado por uma associação de rochas de alto grau metamórfico representada por ortognaisses de composição tonalítica-trondhjemítica granodiorítica (TTG), granulitos orto e paraderivados,

migmatitos, charnockitos, enderbitos e kinzigitos com idade de 2,35 Ga (Paleoproterozoico – Pré-Transamazônico) (Brito Neves *et al.* 2001). Santos (1999), com base em idades UPb, Sm-Nd e Pb-Pb, considera as rochas metaplutônicas como correspondentes a uma crosta juvenil gerada em ambiente de arco magmático durante o Sideriano (2,30 a 2,50 Ga), com retrabalhamento nos eventos Transamazônico e Brasileiro.

A Faixa Martinópolis: constituída por seqüências supracrustais neoproterozoicas de margem continental passiva, depositadas entre 775 e 808 Ma (U-Pb em zircão) e metamorfisadas em torno de 650 Ma (U-Pb em titanita) (Santos, 1999). A Faixa é representada pelo Grupo Martinópolis, unidade inferior formada por rochas metavulcanossedimentares e pelo Grupo Ubajara, o qual é constituído por sedimentos clastopelíticos e carbonáticos (Brito Neves *et al.* 2001). Ocorrem ainda bacias extensionais ou de escape eocambrianas ou cambro-ordovicianas (ex.: Bacia de Jaibaras) com vulcanismo associado (ex.: Basaltos da Suíte Parapuí) como resultado de pequenos riftes implantados ao longo de algumas zonas de cisalhamento brasileiras. Além de plútons graníticos relacionados ao evento Brasileiro. (Brito Neves *et al.* 1999).

7.2.2. Domínio Rio Grande do Norte

Está situado entre os Lineamentos Senador Pompeu e Patos, inclui as Faixas Óros-Jaguaribe e Seridó e ao Terrenos Rio Piranhas, São José do Campestre e Granjeiro (Delgado *et al.*, 2003; Brito Neves *et al.*, 2000). Para Hasui (2012) estas faixas e terrenos são considerados como subdomínios, sendo denominados de Orós- Jaguaribe, Granjeiro, Rio Piranhas-Seridó e São José do Campestre do DRGN.

A Faixa Orós-Jaguaribe está situada entre as Zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Portalegre e possui o seu embasamento constituído pelo Complexo Jaguaretama. Além disso, há a presença de seqüências metavulcanossedimentares do Grupo Óros, formadas durante a Tafrogênese Estateriana (Mesoproterozóico) onde houve o desenvolvimento de um sistema de bacias rifte. (Delgado *et al.*, 2003). A Faixa Seridó apresenta ocorrência mais importante na direção NNE–NNW e possui remanescentes alóctones a oeste no Terreno Rio Piranhas, até próximo da Zona de Cisalhamento Portalegre, a leste no Terreno São José do Campestre e a sul no Terreno Granjeiro (Delgado *et al.*, 2003).

7.2.3. Domínio Central ou Zona Transversal

É uma faixa compreendida entre os Lineamentos Patos e Pernambuco (zona de cisalhamento) de direções preferenciais ENE – WSW para E – W, e constitui um mosaico de

terrenos tectono-estratigráficos organizados segundo uma megaestrutura em dominó (Jardim de Sá, 1994), cujos limites são zonas de cisalhamento nucleadas no Brasiliano ou geradas através do retrabalhamento de zonas de cisalhamento contracionais Cariris Velhos (Santos *et al.*, 2002).

Santos (1996) reconheceu inicialmente os terrenos Alto Mocotó e Alto Pajeú, depois foram identificados os terrenos Piancó - Alto Brígida. Um novo terreno foi proposto a oeste do Terreno Piancó-Alto Brígida denominado de Terrenos Gnáissicos do Oeste. As diversas unidades tectonoestratigráficas do Domínio da Zona Transversal encontram-se, via de regra, afetados pelo cisalhamento transcorrente do Lineamento Pernambuco e das estruturas correlatas a ele coalescentes. Tal sistema determina o formato em cunha dos terrenos/complexos, com tendência ao paralelismo com a megaestrutura brasileira e intensa deformação/transposição de seus componentes litológicos.

7.2.4. Domínio Sul (DS)

Este domínio é limitado pelo Lineamento Pernambuco e pelo norte do Cráton São Francisco – Congo. As unidades geotectônicas que perfazem esse domínio são os cinturões Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipano e o Maciço Pernambuco-Alagoas. Este domínio prolonga-se ainda dentro do continente africano como o Cinturão África Central – Oubanguides a norte do Congo. É constituído por rochas metamórficas de alto grau no embasamento cratônico e por rochas supracrustais do Supergrupo São Francisco – Bambuí, localizados ao sul dos cinturões Sergipano e Rio Preto. Sequências distais destes dois cinturões abrangem rochas Vulcano-sedimentares, plutônicas e sequências de mar profundo, além da possível presença de arcos magmáticos neoproterozóicos (Brito Neves *et al.* 2000).

7.2.5. Domínio Ceará Central

Localizado somente no Estado do Ceará, o Domínio Ceará Central (Figura 5) está situado entre os lineamentos Transbrasiliano-Kandi e Senador Pompeu (Brito Neves *et al.* 2001). Limita-se, ao norte, pela zona de cisalhamento Sobral–Pedro II, que o separa do DMC, pela Província Costeira a oeste, pela Bacia do Parnaíba a leste e ao sul faz fronteira com o DRGN por meio da Zona de Cisalhamento Orós Oeste/Aiuaba (Bizzi *et al.* 2003). Serão aqui descritas apenas as unidades estratigráficas pertencentes ao Domínio Ceará Central (DCC), no qual a área de estudo está situada.

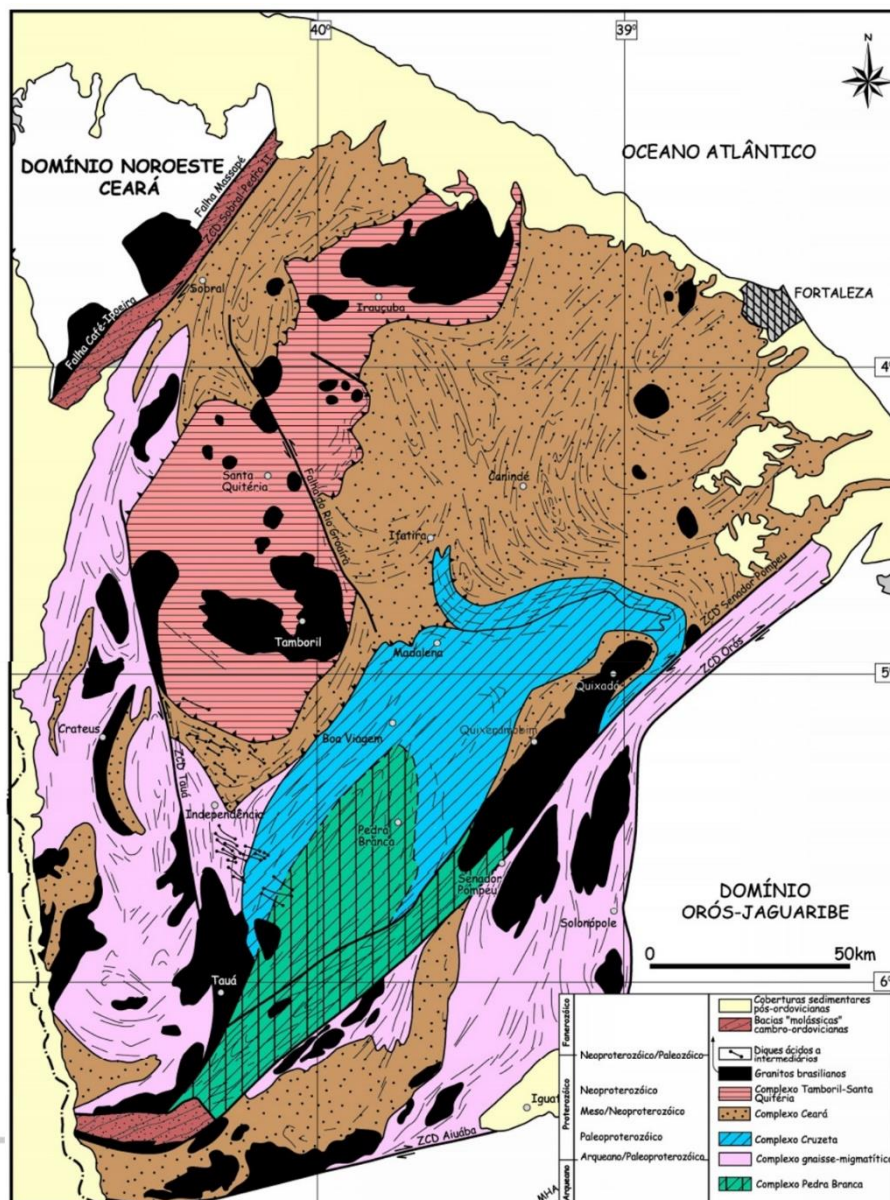


Figura 5: Mapa geológico simplificado do Domínio Ceará Central. Fonte: Arthaud (2005).

Complexo Cruzeta (Arqueano)

Definido por Oliveira & Cavalcante (1993), este complexo se localiza na porção NW da Província Borborema, região central do Ceará. Corresponde ao Maciço Tróia – Pedra Branca (Brito Neves, 1975) e ocupa extensão considerável do Domínio Ceará Central. Consiste em terreno do tipo granito-greenstone e compreende as unidades Tróia (sequência metavulcanossedimentar), Pedra Branca (metaplutônicas calcissódicas) e Mombaça (metaplutônicas sódio-potássicas). As rochas metaplutônicas são interpretadas como segmentos de arcos magmáticos juvenis. Estudos geocronológicos recentes (U-Pb convencional e Sm-Nd) atribuem idade de cristalização do protólito de ortognaisses TTG entre 2680 e 2860 Ma (Neoarqueano) e de ortognaisses da Unidade Mombaça em 2150 Ma (Fetter, 1999).

A Unidade Tróia é uma sequência metavulcanossedimentar (Cavalcante, 1999) composta por metabasaltos, metagabros, metadacitos, metarriolitos, quartzitos, grafita-xistos, metacalcários, metassilexitos e Formações Ferríferas Bandadas (FFB). Ocorrem também ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica e leucogranítica (Suíte Cedro), com idade U-Pb de 2,77 Ga (Bizzi et al., 2003).

A Unidade Pedra Branca é constituída por ortognaisses TTG primitivos, com idade UPb entre 2,77 e 2,85 Ga e idade modelo TDM entre 2,92 e 3,04 Ga (Fetter, 1999). O protólito dessas rochas metaplutônicas calcissódicas apresenta idade mínima de cristalização de 3270 ± 5 Ma (U-Pb SHRIMP), de acordo com Silva et al. (2002).

A Unidade Mombaça é composta por ortognaisses granodioríticos a graníticos, gnaisses diversos, migmatitos e restos de rochas paraderivadas, de alto grau metamórfico. A idade de cristalização dos protólitos dos ortognaisses (U -Pb e Sm-Nd) é de 2150 Ma (Fetter, 1999).

Suíte Metamórfica Algodões – Choró (Paleoproterozóico)

Conforme definição de Martins (2000), esta suíte agrega um conjunto de rochas metamórficas de natureza paraderivada e ortoderivada, aflorante nos municípios de Quixeramobim, Quixadá e Choró. Os terrenos pertencentes a esta suíte margeiam a noroeste o bloco arqueano de Pedra Branca e são constituídos por rochas metaplutônicas de composição tonalítica a granodiorítica associadas a faixas supracrustais formadas por rochas metavulcânicas básicas (anfíbolitos com ou sem granada) e rochas metassedimentares diversas, incluindo formações ferríferas e manganésíferas bandadas (Almeida et al. 2007). De acordo com Matins & Oliveira (2003), esta suíte é composta pelas seguintes unidades:

-Anfibolito Algodões: esta unidade é representada por rochas anfibolíticas, com ou sem granada, de granulação diversa, formando corpos de espessura métrica a decamétrica e extensão quilométrica, encontradas no distrito Algodões, no município de Quixeramobim. Ocorrem, ainda, entre os anfibolitos, camadas de hornblenditos de granulação grossa, de extensão e espessura métricas. Esta unidade, datada por Martins (2000), apresentou idades U-Pb entre 2,13 e 2,23 Ga e idades modelo TDM entre 2,24 e 2,44 Ga.

-Ortognaisses Cipó: apresentam-se como corpos intrusivos nas unidades anteriores, sob a forma de stocks, diques e folhas alinhadas na direção NE-SW (e.g., Serras do Veríssimo, da Conceição, Aguda, Picos, Cipó, etc.).

Complexo Ceará (Paleoproterozoico)

A denominação Complexo Ceará é uma das unidades mais discutidas na literatura da PB. Não há consenso entre os autores quanto à idade de sua formação ou subdivisão estratigráfica formal. Durante muitos anos, o Complexo Ceará foi considerado de idade Paleoproterozóica (Cavalcante et al. 2003). Entretanto, boa parte dos valores TDM disponíveis para as sequências desta unidade (Fetter, 1999; Santos et al. 2003; Torres, 2004; Castro et al. 2003; Arthaud, 2007) sugere um limite superior, Mesoproterozoico, para a idade de deposição, apontando importante contribuição detrítica do Paleoproterozoico e possivelmente de fontes Arqueanas. Além disso, no caso da região de Redenção, Torres (2004) obteve pelo menos uma idade TDM neoproterozoica (949 Ma em rochas calciossilicáticas).

Embora esses dados não sejam ainda conclusivos, ao se considerar a importante contribuição continental do Paleoproterozoico como fonte de material, pode-se supor que a provável deposição dos sedimentos originais seja bem mais recente do que as idades TDM mais novas, o que indicaria que a deposição dos sedimentos do Complexo Ceará pode ter se estendido até o final do Neoproterozoico, ao contrário do que foi considerado por Cavalcante et al. (2003).

Por outro lado, as unidades litoestratigráficas que compõem o Complexo Ceará, as quais apresentam grande expressão no DCC, apesar de similares, são descontínuas, de modo que foram subdividas, com conotações apenas cartográficas, conforme as localidades de suas ocorrências, em sequências informais que não apresentam, por enquanto, significado geológico claro e não se pode dizer se representam o resultado de evolução separada de várias bacias ou se correspondem ao desmembramento de uma única entidade (Almeida et al. 2007).

Adotando-se a subdivisão proposta por Cavalcante et al (2003) para o Complexo Ceará, são brevemente descritas abaixo as unidades Canindé, Independência e Quixeramobim.

A Unidade Canindé parece ser a mais inferior do Complexo Ceará. É composta por ortognaisses granítico-granodioríticos e migmatitos formados e metamorfisados no Paleoproterozoico (idade U-Pb entre 2,15–2,10 Ga; Fetter, 1999). Também estão presentes rochas metabásicas, metaultramáficas, metacalcários, quartzitos, calcissilicáticas, anfibolitos e formações ferríferas manganésíferas. A distribuição das idades-modelo TDM entre 2,4–2,3 Ga, relativas à residência crustal do material que serviu de fonte para as rochas supracrustais da Unidade Canindé, evidencia que a colocação dos protólitos desta unidade ocorreu após 2,3 Ga e pode estar relacionada à formação dos primeiros arcos magmáticos do sistema de orógenos do Paleoproterozoico (Brito Neves, 2001).

A Unidade Independência apresenta contato tectônico com as rochas da Unidade Algodões, e é constituída, segundo Bizzi et al. (2003), por paragnaisses e micaxistos aluminosos, em parte migmatíticos, metacalcários, rochas calcissilicáticas e anfibolitos subordinados. Amaral (2007) apresenta para as rochas desta unidade valores magnéticos médios (0,0092-0,0049 nT/m), relacionados a rochas como quartzitos arcossianos, metacalcários, micaxistos e paragnaisses aluminosos. Determinações radiométricas para as rochas desta unidade, com base no método U-Pb, resultaram em idades de 750 a 800 Ma (Arthaud, 2007).

A Unidade Quixeramobim corresponde a uma seqüência metassedimentar que ocupa a porção central da Folha Quixeramobim, nas adjacências da cidade homônima. Esta unidade ocorre ao longo do contato oeste do batólito Quixeramobim e se estende além da Folha Quixeramobim para nordeste, circundando lateralmente o batólito Quixadá (Almeida et al. 2007). Estão presentes, principalmente, micaxistos aluminosos, paragnaisses, mármore e quantidades subordinadas de quartzitos e rochas calcissilicáticas. Datações para essas todas as seqüências, utilizando o método U-Pb em zircão, indicaram idade de 1878 Ma (Fetter, 1999).

Complexo Tamboril – Santa Quitéria (Neoproterozoico)

Ocorre na porção nordeste do DCC, estendendo-se por cerca de 40.000 km² na direção NE-SW. De maneira geral, trata-se de um complexo granítico-migmatítico cuja principal característica é a intensa migmatização associada à presença de grande volume de granitos anatóticos, exibindo vários graus de fusão, e de restitos constituídos por anfibolitos e rochas cálciosilicáticas. Sua idade neoproterozoica é bem definida, como mostram várias idades modelo Sm-Nd e U-Pb em zircões obtidas, no DCC, por Fetter (1999) e Castro (2004).

A idade mais antiga registrada no Complexo Tamboril-Santa Quitéria (665 Ma) foi obtida em rochas vulcânicas que flanqueiam o batólito, por meio do método U-Pb em zircão.

Outras datações realizadas em plútons mais deformados mostraram idades de 637 Ma a 614 Ma, com possível continuação do magmatismo até 591 Ma (Fetter et al. 2003). Com base em assinaturas isotópicas (idades modelo) das rochas migmatíticas (de protólitos dioríticos a graníticos) e metassedimentares desta unidade, assim como em datações U-Pb em zircão de vários corpos graníticos deformados, Fetter et al. (2003) chegaram à conclusão de que os protólitos desta unidade foram gerados em ambiente de arco magmático continental. Entretanto, a intensa deformação e anatexia avançada, resultantes da colisão brasiliana, prejudicam a reconstituição da geometria desse arco. Ainda segundo Fetter et al. (2003), os granitos representam os últimos estágios da evolução do arco, caracterizados por aumento progressivo da participação crustal, principalmente por refusão do material magmático mais precoce.

Fetter et al. (2003) distinguiram quatro tipos principais de granitóides, que representam as fases de evolução do arco magmático:

A. Rochas dioríticas a granodioríticas (rochas com elevado teor de Mg). Granodioritos cinzentos, comumente megaporfiríticos são as rochas dominantes;

B. Rochas granodioríticas a graníticas, ricas em quartzo, de coloração rosada a cinzenta, contendo enclaves centimétricos a decimétricos de gnaisses e anfibolitos dioríticos;

C. Granodioritos a monzogranitos megaporfiríticos, de coloração cinzenta, fracamente deformados, com quantidades variáveis de enclaves dioríticos. Este é o grupo mais abundante de todas as associações ígneas;

D. Plútons cálcioalcalinos. Granitoides com elevado teor de K, equigranulares a megaporfiríticos, com monzogranitos subordinados.

Suíte Granítica Meruoca (Cambriano)

Granitoides situados tanto no DMC como no DCC compõem esta unidade. Os granitos estão situados no DMC, no gráben de Jaibaras, nas imediações do lineamento Transbrasiliano. Esses plútons cortam as sequências metassedimentares dos grupos Ubajara e Jaibaras, além de rochas do embasamento. O Granito Meruoca apresenta idades Rb -Sr de 520 ± 6 Ma (Sial, 1989), e o Granito Mucambo idades U-Pb de 532 ± 6 Ma e Ar-Ar de 527 ± 3 Ma (Fetter, 1999).

No DCC, ocorrem os granitos Pajé, Anil e Serra do Barriga. O Granito Pajé é um batólito situado à aproximadamente 18 km, ao norte da cidade de Santa Quitéria, estendendo se por uma área de 190 km². Apresentam um singular formato de “8”, resultante de deslocamentos sinistrais, que quase o dividiram ao meio, associados à Zona de Cisalhamento do Rio Groaíras. Este batólito é intrusivo nas rochas do Complexo Tamboril -Santa Quitéria,

com o qual apresenta contato tectônico, evidenciado por limites retos e bruscos entre o material granítico e os gnaisses regionais, com o desenvolvimento de zonas intensamente deformadas em condições dúcteis, dúcteis-rúpteis e rúpteis, segundo Gorayeb e Abreu (1993). Enclaves microgranulares, enclaves de rochas calcissilicáticas, diques sinplutônicos de composição diorítica, diques de albita-granito e de subvulcânicas de composição tonalítica são ainda observados no Granito Pajé.

O Granodiorito Anil é um batólito de forma elíptica, com direção NNE-SSW. Sua composição granodiorítica apresenta variações monzograníticas. Apresenta idade Rb -Sr de 587 ± 19 Ma (Gorayeb & Lafon, 1995) e foi interpretado por Gorayeb et al. (1994) como fase precoce da Suíte Meruoca. O Granito Serra do Barriga é um stock de forma circular composto por sienogranitos e monzogranitos inequigranulares a megaporfiríticos. Encontra -se intrudido nos gnaisses, migmatitos e quartzitos do Complexo Ceará Novais et al. (1979).

Grupo Serra Grande (Paleozoico)

O Grupo Serra Grande representa as sequências sedimentares mais antigas da Bacia do Parnaíba, estendendo-se de modo contínuo ao longo de quase toda a borda da bacia. As áreas de maior ocorrência e espessura, em superfície, estão situadas nos flancos nordeste, leste e sudeste da bacia. Nessas regiões, os atuais limites da bacia são bem marcados por chapadas e serras formadas por grandes pacotes de arenitos (Góes & Feijó 1994).

Esta unidade foi denominada por Kegel (1953) “Formação Serra Grande”, da qual excluiu a porção correspondente aos calcários dobrados do embasamento que ocorrem sotopostos e em discordância angular com os arenitos. Por fim, Carozzi et al. (1975) cunharam o termo Grupo Serra Grande, o qual seria composto pelas formações Mirador, Tianguá e Jaicós. Entretanto, mais recentemente, Caputo & Lima (1984) e Góes & Feijó (1994) consideraram o Grupo Serra Grande composto pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós.

Depósitos Recentes (Quaternário)

Compreendem os depósitos sedimentares holocênicos representados por areias finas a grossas de várias colorações, bancos argilosos, cascalhos, blocos e matacões localizados ao longo das áreas de inundação dos riachos Rola, Caioca, Madeira e do rio Groáras (Cunha, 2006).

Os perfis de intemperismo laterítico desenvolvidos na superfície da Província Borborema apresentam idade mínima de formação de 31 Ma (Oligoceno), idade obtida por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He (Lima et al., 2008). Esses perfis são menores e mais jovens que 3 Ma

na Depressão Sertaneja, o que sugere para esta superfície uma história mais ativa de erosão que impediu a formação ou preservação de perfis de intemperismo mais antigos.

Magmatismo do Domínio Ceará Central

Os eventos magmáticos na Província Borborema (Figura 6) são reconhecidos desde o final do Arqueano até o início do Fanerozóico, sendo geralmente relacionados a processos tectônicos extensionais ou colisionais. As primeiras manifestações magmáticas da Província Borborema são representadas pelas rochas que constituem o seu embasamento. São pequenos núcleos remanescentes de segmentos crustais, relacionados a suítes TTG, formadas no Arqueano e retrabalhadas por eventos tectônicos posteriores e que geraram ortognaisses e migmatitos (Brito Neves et al. 2000).

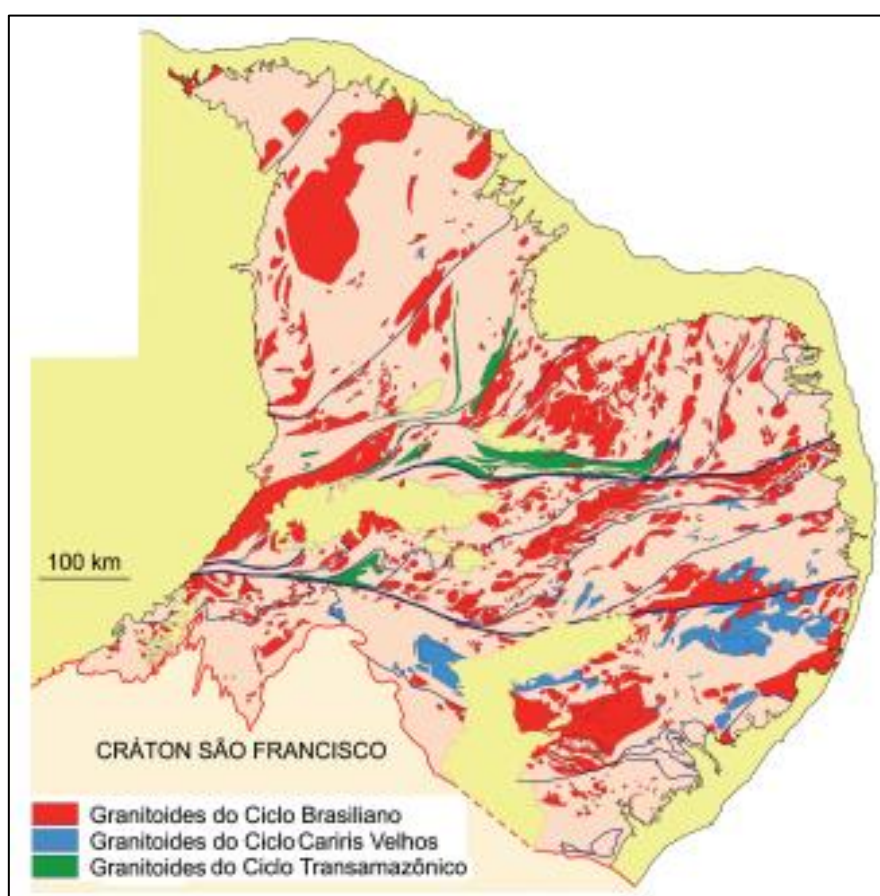


Figura 6: Distribuição dos diversos corpos graníticos, de diferentes idades no território da Província Borborema. Fonte: Hasui et.al. (2012)

No Domínio Ceará Central, essas rochas são representadas pelo Bloco Tróia-Pedra Branca ou Maciço Tróia-Tauá (Brito Neves, 1975), e constituem terrenos granito-greenstone e granito-gnáissico, característicos de crosta juvenil gerada em ambiente de arco magmático durante o Neoarqueano. Esse bloco é constituído por três unidades litoestratigráficas componentes do Complexo Cruzeta, caracterizado, sobretudo por rochas de origem magmática,

intercaladas por sequências de rochas de ambiente plataformais metamorfasadas, a saber: Unidade Tróia, composta por metabasalto, metagabro, metadacito, metarriolito intercalado com sequências metassedimentares.

Unidade Pedra Branca constituída basicamente por ortognaisses TTG primitivos. E a unidade Mombaça, formada por ortognaisse granodiorítico a granítico, gnaisses diversos, migmatitos e restos de rochas paraderivadas em alto grau metamórfico. O Proterozóico também foi marcado por intensa atividade magmática, sendo diretamente relacionada aos dois principais ciclos orogênicos ocorridos na Província Borborema, especialmente na transição entre o Meso e Neoproterozoico: Cariris-Velhos (1,08-0,95 Ga) e Brasileiro (0,95-0,45 Ga).

No entanto, não se tem registro do primeiro ciclo citado no Domínio Ceará Central, enquanto que o Ciclo Brasileiro teve as suas maiores repercussões. O Ciclo Brasileiro foi marcado por um intenso plutonismo granítico, que produziu grande quantidade de batólitos, stocks, derrames e outras intrusões menores, tornando-se o principal evento magmático atuante no Domínio Ceará Central e em toda Província Borborema. Os principais registros desse ciclo remetem ao Complexo Tamboril Santa Quitéria, granitoides neoproterozoicos a cambrianos como o batólito de Quixadá Quixeramobim, diversos stocks pós-orogênicos, representados pela Serra do Pajé e Serra do Barriga e diversas bacias, grábens e hemigrábens relacionados a eventos distensivos regionais (Gorayeb et al. 1993).

O Complexo Tamboril-Santa Quitéria é o registro mais expressivo da colisão brasileira no Domínio Ceará Central e é interpretado como arco magmático continental por Brito Neves et al. (2003), flanqueado por metassedimentos (turbiditos, rochas cálciosilicatadas e vulcanoclásticas) e metavulcânicas de ambiente pré -arco ou pós-arco. Do ponto de vista petrográfico, a sua característica mais marcante é a intensa migmatização, com presença de anatexitos em vários graus de fusão. Os tipos litológicos muito diversificados envolvidos no processo de fusão parcial são ortoderivados.

Segundo dados obtidos por Fetter et al. (2003) e Brito Neves et al. (2003) por meio do método U-Pb em zircões, as rochas graníticas do complexo variam entre 660 e 614 Ma. Santos et al. (2004) também obtiveram dados isotópicos U-Pb e Sm-Nd nas rochas plutônicas desse complexo e nas rochas paraderivadas que bordejam o arco.

Em um contexto geotectônico mais amplo a Figura 7, esse complexo foi constituído durante o período colisional entre a margem continental passiva do Cráton Oeste -Africano e a margem ativa de um grupo de placas, incluindo os atuais escudos Benigo -Nigeriano e Touareg (Santos et al., 1998). A convergência e colisão resultaram em sucessivos episódios tectono - metamórficos, formação de granitos de subducção e colisão, embricamento tectônico e

metamorfismo reverso, transcorrências, anatexia, magmatismo granítico pós -tectônico e depósitos vulcanossedimentares molássicos.

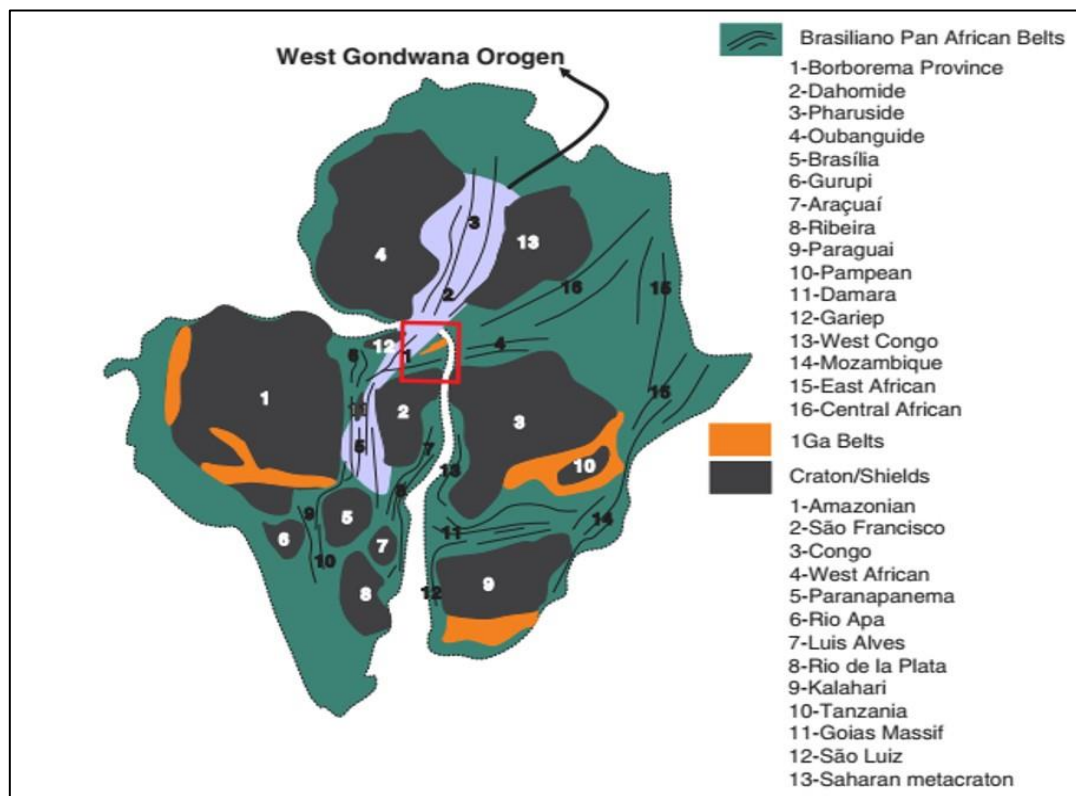


Figura 7: Principais blocos cratônicos e cinturões móveis da parte Oeste do Supercontinente Gondwana. Fonte: modificado de De Wit et al., 2008 apud Ganade de Araujo et al., 2014.

Devido a grande variedade litológica do Complexo Tamboril-Santa-Quitéria, que inclui gabros, tonalitos, granodioritos monzogranito e granitos, Fetter et al. (2003) distinguiram quatro grupos de granitoides, que representam os diferentes estágios de evolução do arco. O primeiro, pré-colisional, composto por rochas dioríticas a granodioríticas do tipo I, com alto teor de Mg, Ca e baixo K, representam a fase mais primitiva do arco magmático continental. O segundo, colisional, é constituído por migmatitos mais evoluídos, com estruturas nebulíticas e homofânicas e representam o mais alto grau de refusão da suíte diorítica a granodiorítica pré-colisional. As rochas constituintes desse grupo são de composição granodiorítica a granítica, ricas em quartzo e localmente contêm grandes enclaves de gnaisses dioríticos e anfíbolitos.

O terceiro grupo de granitoides compreendem granodioritos e monzogranitos cinzas, megaporfíricos e fracamente deformados. Localmente, essas rochas contêm quantidades variáveis de enclaves (quartzo) dioríticos, arredondados, variavelmente assimilados ou irregulares a poligonais, sem sinal de interação magmática, representando diques sinplutônicos interrompidos. Essa associação representa uma fase de colocação granítica associada à fase de regime tensional durante o desenvolvimento do arco.

O quarto grupo representa a fase final do desenvolvimento do arco magmático e a progressiva e gradual participação de material crustal, principalmente por meio da refusão dos dois primeiros grupos. Esta fase é caracterizada pela colocação de abundantes granitoides subordinadamente equigranulares e megaporfíricos, com alto teor de K e baixo Ca, e de composição predominantemente monzogranítico a álcali - feldspato granito. A grande variação textural, estrutural e mineralógica nos diferentes corpos graníticos desse quarto grupo, sugere a existência de diversos pulsos magmáticos ocorridos durante os estágios tardios de desenvolvimento do arco magmático.

O final do Ciclo Brasileiro (Eopaleozóico) é caracterizado por uma tectônica extensional regional intracontinental, com consequente adelgaçamento crustal, favorecendo o desenvolvimento de intrusões graníticas alcalinas a peralcalinas anorogênicas de pequena profundidade, vulcanismo em sequências supracrustais e formação de bacias, grábens e hemigrábens. Os exemplos mais expressivos desse período são os granitos epizonais da Suíte Meruoca (ex. Meruoca, Pajé, Anil e Barriga), os batólitos do Complexo Quixadá-uixeramobim, além da bacia Ubajara-Jaibaras, no Domínio Médio-Coreaú (Nascimento e Gorayeb, 2004).

Arcabouço tectonoestrutural do Domínio Ceará Central

A Província Borborema tem seu arcabouço completamente compartimentado por zonas de cisalhamento (Figura 8), que variam desde zonas de acomodação restritas, localizadas dentro de domínios crustais individuais, até grandes zonas de cisalhamento principais que a cortam inteiramente, marcando os limites entre os diferentes domínios tectônicos e que não raramente se prolongam intercontinentalmente (Caby & Arthaud, 1986).

Caby et al. (1995) acrescentam que essas zonas de cisalhamento formam um sistema sinuoso anastomosado, que comumente encerram litologias particulares, grau metamórfico e estruturas diferentes, sugerindo deslocamentos relativos em larga escala, em que se registram três principais eventos tectonotermiais: o primeiro ocorrido em torno de 2.6 Ga (Arqueano), outro em 2,0 Ga (Paleoproterozóico/Transamazônico) e o último em 700-550 Ma (Neoproterozóico), correspondente ao evento Brasileiro, durante o qual a Província Borborema foi cratonizada.

O DCC é estruturado por zonas de cisalhamento que o compartimentam e que variam da escala de dezenas de quilômetros a escalas microscópicas. As principais zonas de cisalhamento são: Sobral-Pedro II; Senador-Pompeu; Tauá; Rio Groaíras; Humberto Monte; e Forquilha. As Zonas de cisalhamento Sobral-Pedro II e Senador-Pompeu constituem zonas

principais que cortam efetivamente toda a PB e são segmentos que expressam a configuração tectônica de grandes lineamentos intercontinentais que se estendem até a África, aonde recebem o nome de Kandi e Ile-Ife, respectivamente (Brito Neves et al., 2001).

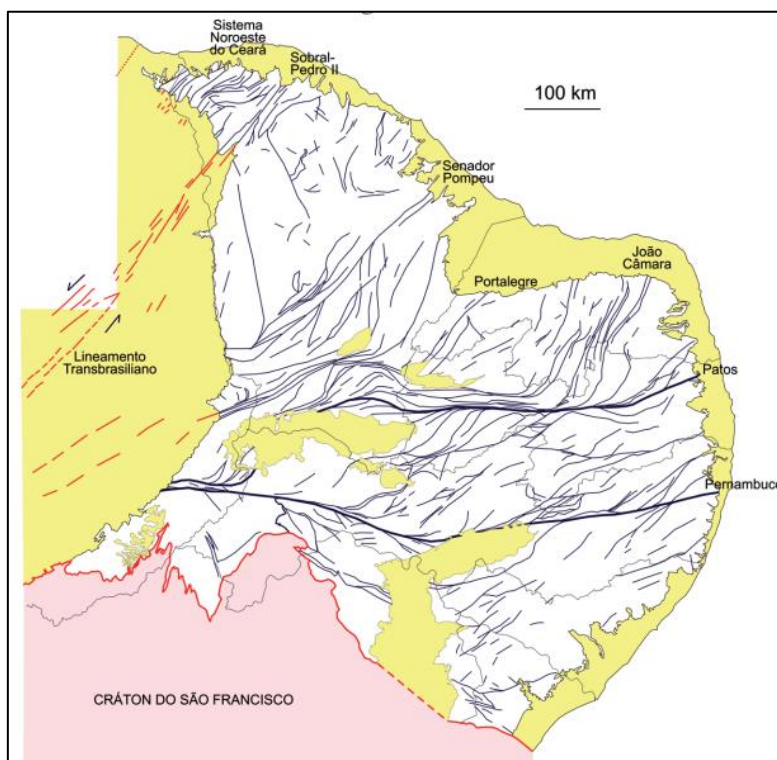


Figura 8: Principais feições do Arcabouço tectonoestrutural da Província Borborema, apresentando a distribuição das zonas de cisalhamento regionais mais importantes. Fonte: Hasui (2012)

O Lineamento Sobral-Pedro II (Figura 8) delimita o extremo noroeste do DCC e consiste em uma zona de cisalhamento de cinemática dextral, com orientação N40°E e espessura que pode chegar até 10 km. É considerado como um importante segmento do Lineamento Transbrasiliiano que se estende por cerca de 2700 km de SW a NE do Brasil (Brito Neves et al., 2001; Arthaud et al., 1998).

A zona de cisalhamento Senador Pompeu marca o limite sudeste do DCC. Ela faz parte de um lineamento de trend NE-SW com 350 km de comprimento e 10 a 15 de largura. Trata-se de uma zona de cisalhamento dextral, que envolve diversos tipos de rochas metamórficas, migmatitos e milonitos de alta temperatura, ao longo da qual houve colocação de corpos graníticos intrusivos, como por exemplo, o batólito granítico Quixadá Quixeramobim (Brito Neves et al., 2001; Arthaud et al., 1998).

O Domínio Ceará Central foi estruturado durante a Orogenia Brasiliano-Panafricano do Gondwana Ocidental, com idade geralmente aceita em torno de 610 Ma como consequência da convergência, ao final do Neoproterozóico, entre os crátons Amazônico, São Luiz-Oeste da África e São Francisco-Congo. A tectônica predominante neste domínio é tangencial,

materializada por um empilhamento complexo de nappes de idades variadas, caracterizada pela presença de zonas de cisalhamento transcorrentes de escala continental, geralmente de traço de direção NNE e SSW, seguida por uma intensa atividade tectônica transcorrente pós-datando o pico do metamorfismo brasileiro (Garcia & Arthaud, 2004).

Nas faixas delimitadas pelas zonas de cisalhamento que atravessam a PB, uma foliação subvertical encontra-se superimposta às foliações regionais, comumente de baixo ângulo. É característico o desenvolvimento de milonitos e ultramilonitos, em faixas de largura variável e de distribuição muito descontínua na zona cisalhada. A datação desses cisalhamentos foi feita com base na datação de granitos cinemáticos associados às zonas de cisalhamento. A tectônica transcorrente, que marca a Província Borborema, representa os estágios finais de uma tectônica de colisão continental, com um extravasamento lateral, necessário para acomodar um importante encurtamento, de idade provavelmente neoproterozóica/brasileira (Arthaud, 2007). Raramente é possível determinar as condições de temperatura na qual se processaram as deformações, mas quando é possível, correspondem geralmente à fácies xisto verde alto ou à fácies anfíbolito.

A unidade tectônica chamada por Abreu et al. (1988) de Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará é delimitada pela Zona de Falhamentos Sobral-Pedro II, que possui trend NE – SW. Esta unidade individualiza o Domínio Ceará Central a sudeste do domínio Médio Coreaú a noroeste. Ambos os domínios são marcados por características estruturais bem distintas: o bloco Médio Coreaú é formado por blocos elevados e rebaixados (horsts e grábens) datados do Paleoproterozoico, enquanto que o domínio a sudeste é uma região bem menos estruturada (estruturação aleatória).

Também, segundo Abreu & Gorayeb (1992) e Abreu et al. (1988) na região NW da Província Borborema, em um regime compressivo, desenvolveram-se rampas frontais e frentes de cavalgamentos, gerando feições do tipo leques imbricados, o que resultou na colocação de diferentes rochas dispostas às vezes lado a lado, geradas em diferentes profundidades e com diferentes graus metamórficos.

Uma importante estrutura encontrada é a Zona de Cisalhamento Rio Groaíras, que é uma estrutura de quase 100 km de comprimento, com trend NW-SE, que ocorre na porção centro oeste do Domínio Ceará Central e, no contexto da Folha Santa Quitéria encontra-se na porção nordeste da mesma. Trabalhos de mapeamento de detalhe, como Amaral & Santos (2006) e Teixeira & Dantas (2006) sugeriram que haveriam apenas características rúpteis ao longo desta zona, denotadas pela presença de cataclasitos, ultracataclasitos e pseudotaquilitos. Uma movimentação frágil sinistral, de idade pós-ordoviciana é evidenciada pelo deslocamento

da ordem de 5 a 9 km do Granito Pajé (Gorayeb e Abreu 1991), cuja idade de cristalização (U-Pb em zircão) é de 460 Ma (Teixeira & Dantas, 2006)

7.3. Metamorfismo da Província Borborema

De acordo com Gorayeb et. al. (1988), os conjuntos litológicos que compõe a Província Borborema (PB) foram amplamente afetados por metamorfismo regional, cujos gradientes de pressão e temperatura variam desde condições da fácies xisto verde, passando por condições de fácies anfibolito até condições da fácies xisto-azul, granulito e eclogito. O metamorfismo de contato é menos expressivo e se restringe às auréolas dos diversos corpos intrusivos. Metamorfismo dinâmico pode ser observado nas zonas cataclásticas e miloníticas. Brito Neves et al. (2000) considera que, assim como outros aspectos da PB, a história dos eventos metamórficos e dos tipos de metamorfismo presentes são variáveis e estão em fase incipiente de conhecimento.

Ao longo da margem norte do Maciço Tróia-Tauá, em contato com o cinturão Garamiranga-Canindé, registra-se médio grau metamórfico, representado pela fácies xisto azul (Brito Neves et al. 2000). A fácies granulito ocorre no Complexo Granja, na Faixa Granulítica de Cariré (Nogueira Neto, 2000) e nos granulitos associados à zona de cisalhamento Senador Pompeu, no limite sul do DCC (Brito Neves et al. 2000). A fácies xisto verde é reconhecida nos grupos Martinópolis e Ubajara. As associações litológicas são representadas por paragneisses quartzo-feldspáticos finos, micaxistos granatíferos, quartzitos com sillimanita fibrosa (fibrolita), granada e raramente cianita, além de anfibolitos com ou sem granada, indicando que essas rochas alcançaram condições metamórficas de anfibolito a anfibolito alto.

O Complexo Ceará, composto por um conjunto de rochas paraderivadas comumente metamorfisadas e em alguns casos migmatizadas, foi afetado pela atividade metamórfica decorrente da orogenia brasileira e transbrasileira. As rochas desta unidade apresentam condições de fácies anfibolito alto, zona da sillimanita, e atingem, localmente, o estado de fusão parcial, principalmente na Unidade Canindé. Arthaud (2007) obteve, por meio da datação de monazitas de mobilizados, idade de migmatização em torno de 610 Ma. Condições de fácies eclogito também foram registradas. Os plútons alcalinos e cálcioalcalinos gerados durante o Brasiliano e que cortam o Complexo Ceará estão comumente deformados e metamorfisados (Garcia & Arthaud 2004).

O Complexo Tamboril Santa Quitéria é caracterizado por intensa migmatização, apresenta anatexitos em vários graus de fusão (especialmente rochas ortoderivadas), além de restitos com várias centenas de metros, formados geralmente por anfibolitos e rochas

calciossilicáticas, que resistiram à fusão devido ao seu caráter refratário (Garcia & Arthaud, 2004).

Santos et al. (2008) encontraram evidências de retrometamorfismo na porção oeste do batólito Santa Quitéria, onde teriam se formado rochas de alto grau metamórfico que, no entanto, foram retrometamorfisadas. Nessa área, algumas rochas apresentam assembleia mineral composta por granada, clinopiroxênio (rico em jadeíta), anfibólio, plagioclásio e quartzo. Essas rochas apresentam texturas simplectíticas (clinopiroxênio + plagioclásio + anfibólio intercrescidos) ou agregados formados após o pseudomorfismo da onfacita, além de coroas de reação na granada. As observações de Santos et al. (2008) mostraram que as rochas inicialmente alcançaram condições de fácies eclogito. Dados termobarométricos para essas rochas indicam pressões superiores a 17 Kbar e temperaturas em torno de 820°C, e que houve posteriormente retrometamorfismo para as fácies granulito e anfibolito alto.

O plutonismo pós-Brasiliano teve como resultado a formação de auréolas de metamorfismo de contato, evidenciadas pela presença de termometamorfitos (quartzitos e metarenitos) nas proximidades do Granito Mucambo, enquadrado nas fácies albita-epidoto hornfels e hornblenda-hornfels (Costa et al. 1973).

7.4. Geocronologia

Dados geocronológicos obtidos por diversos autores têm ajudado a reconstituir a história da PB e ampliar o entendimento, do ponto de vista temporal, acerca dos processos magmáticos, metamórficos e deformacionais que a moldaram. Os principais métodos que vêm sendo utilizados são Rb-Sr, K-Ar, e mais recentemente Pb-Pb ou U-Pb, em cristais de zircão, e Sm-Nd em rocha total.

O Domínio Ceará Central é dominado por um complexo de ortognaisses félsicos de alto grau e migmatitos de composição primária tonalítica a granodiorítica. Os gnaisses são caracterizados pelo retrabalhamento dos protólitos Arqueanos (Caby & Arthaud, 1986). Martins et al. (1998) obteve idade Arqueano Médio (U/Pb em zircões de ortognaisses). Na parte noroeste apresenta 2.13-2.14Ga e a nordeste apresenta idades mais antigas de 2.23-2.37Ga. Contrastando com as idades obtidas pelo método Sm/Nd 2.23-2.37Ga. Indicando assim uma crosta juvenil, entretanto enriquecida em material crustal antigo. Os gnaisses juvenis tiveram influência de blocos Arqueanos, que provavelmente faziam parte de um terreno de arco de ilha próximo de uma zona de subducção em um ambiente de mar aberto.

Os ortognaisses granítico-granodioríticos e migmatitos que compõem a Unidade Canindé, do Complexo Ceará, foram formados e metamorfisados no Paleoproterozoico, de acordo com a idade U-Pb entre 2,15–2,10 Ga obtida por Fetter (1999). Dados obtidos pelo

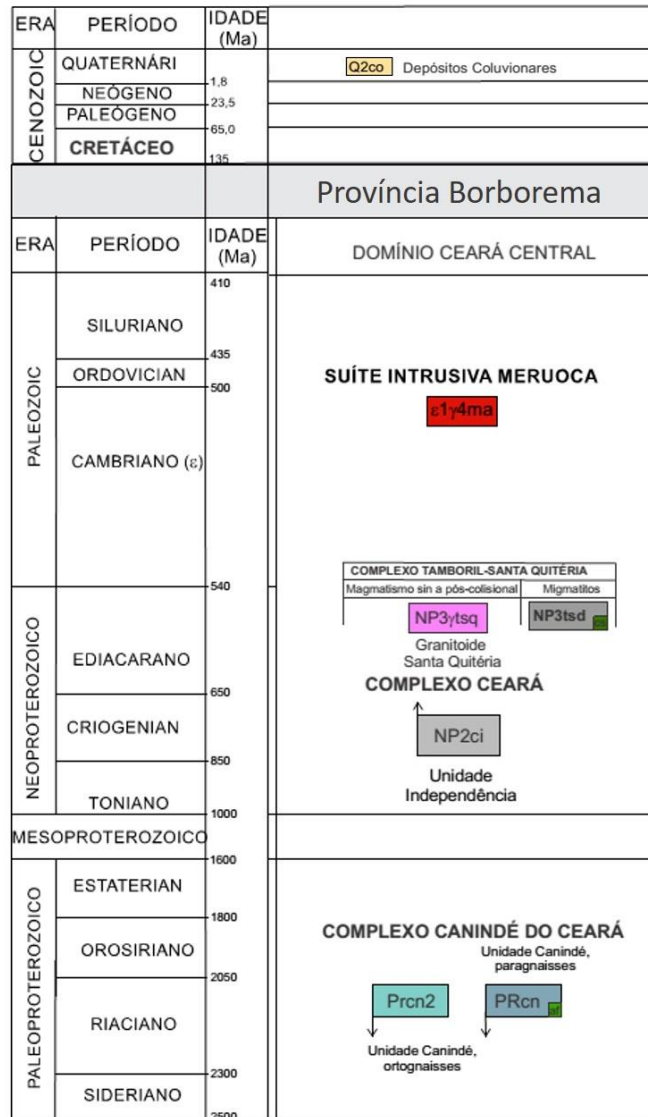
mesmo método para as demais unidades deste Complexo mostram significativas diferenças. As sequências metassedimentares da Unidade Quixeramobim apresentaram idade de 1878 Ma (Fetter, 1999), enquanto para a Unidade Independência foram obtidas idades de 750 a 800 Ma (Arthaud, 2007).

As rochas plutônicas do batólito Santa Quitéria mostram idade Sm-Nd (0,8-09 Ga – TDM) e assinaturas isotópicas consistentes com as misturas variáveis entre magmas juvenis do Neoproterozoico e os gnaisses circunvizinhos do Paleoproterozoico, indicando que o Complexo representa provavelmente os restos de um arco magmático do Brasileiro. O Complexo Tamboril-Santa Quitéria foi datado por Fetter et. al (2003), utilizando o método U Pb em zircão, com o qual foi obtida idade de 665 Ma, considerada a idade mais antiga já registrada para esta unidade. Outros dados disponíveis obtidos pelo mesmo método em plútons mais deformados mostraram resultados entre 637 Ma e 614 Ma (Fetter et al. 2003).

Com relação aos plútons tarditectônicos, para o Granito Mucambo, com base no método U-Pb em zircão, foi atribuída idade de 527 ± 3 M.a (Santos et al., 1998). Fetter (1999), utilizando o mesmo método, obteve idade de 532 ± 6 Ma. Entretanto, Fetter (op. cit) encontrou algumas dificuldades (qualidade, formas e imperfeições nos zircões) para determinar, pelo método U-Pb, a idade do Granito Meruoca, para o qual a idade Rb-Sr de 520 ± 6 Ma (Sial, 1989), bem como a idade obtida no granito Mucambo devem servir de referencial.

O Granito Serra do Barriga foi datado por Tavares Junior et al. (1992), que obtiveram idade de 482 ± 8 Ma, utilizando o método Rb-Sr. Posteriormente, Mattos et al. (2007), utilizando de dados geocronológicos e geoquímicos do granito Serra do Barriga, colocam este plúton no mesmo contexto geotectônico dos plútons Mucambo e Meruoca, sendo um indicativo de que a granitogênese atuante no noroeste do Ceará se estendeu até o período Ordoviciano. A idade “marco”, representando a transição do Proterozoico para o Paleozoico, foi obtida por meio de datações Rb-Sr e U-Pb realizadas neste plúton e que indicaram idades de 475 ± 15 Ma a 522 Ma (Tavares Jr, 1992; Mattos et al., 2003).

A estratigrafia do Domínio Ceará Central é esquematizada na Figura 9 que mostra as unidades deste domínio.



DEPÓSITOS CENOZOICOS

Q2co Depósitos coluvionares: Depósitos sedimentares clásticos constituídos de areias, seixos e matacões envolvidos por material areno-argiloso, localizados nas encostas das elevações.

s1,4ma **Granito do Pajé** - Batólito granítico intrusivo, com destaque de relevo em sua porção central (altitude máxima de 785m). Na Folha intrusivo com gnaisses, com frequentes xenólitos, mas também é afetado pela Zona de Cisalhamento Groairas no centro-sul da folha. É constituído predominantemente por hornblenda-biotita monzogranitos e sienogranitos com raros granodioritos. Na zona de borda encontram-se tipos micrograníticos porfiríticos, bem como zonas contendo muitos xenólitos. Localizadamente são destacadas feições de mistura de magmas com tipos dioríticos. (Idades 533 ± 22 Ma Rb-Sr; 529 ± 3 Ma, Pb-Pb em zircão).

COMPLEXO TAMBORIL-SANTA QUITÉRIA

NP3ytsq granitos e granodioritos de cor róseo e subordinadamente cinza, granulação fina a média, textura porfirítica com fenocristais de k-feldspato de até 3 cm e estrutura variando de gnáissica, augen-gnaiss até tectonito-L, com fácies isotrópicas de textura equigranular. Contem localmente enclaves e diques sin-plutônicos máficos. Quimismo pera a metaluminoso e cálcio-alcálico de alto potássio.

NP3tsd Dominio granítico-migmatítico, com predomínio de fases anatóticas (diatexitos e granitóides) com local participação de metatexitos. Em geral, os diatexitos e granitóides são de composição granítica, apresentam-se deformados ou não, coloração rosa e com biotita como mineral máfico dominante. Os diatexitos apresentam estruturas de fluxo ("schlieren") e localmente com enclave de bt-gnaiss ("schöllen"). Os granitóides são equigranulares ou porfiríticos e geralmente ocorrem como "sheets" graníticos. Presença de corpos lenticulares de rochas calcissilicáticas (NP3tsdcs).

COMPLEXO CEARÁ

NP2ci **Unidade Independência**: Paragneisses com biotita, granada, sillimanita e/ou cianita; ortogneisses migmatíticos, granada biotita xistos e outros xistos pelíticos, quartzitos, mármore, anfibolitos e gnaisses calcissilicáticos, além de corpos graníticos associados.

Figura 9: Litoestratigrafia do Domínio Ceará Central.

VIII. FOLHA SANTA QUITÉRIA – PRINCIPAIS CONTRIBUIÇÕES

O mapeamento geológico complementar realizado no sentido da composição de informações necessárias a uma descrição geral da Folha Santa Quitéria, considerando a escala 1:100.000, teve lugar principalmente no denominado Maciço Santa Quitéria, uma unidade geotectônica situada na parte nordeste do Domínio Ceará Central- DCC.

A ênfase do trabalho realizado foi a descrição de afloramentos posicionados em perfis geológicos contínuos, procurando cobrir as áreas que não haviam sido mapeadas anteriormente, por estágios de campo 2, enfatizando-se aspectos litológicos e estruturais, acompanhado da coleta sistemática de amostras para estudo petrográficos (Figura 10).

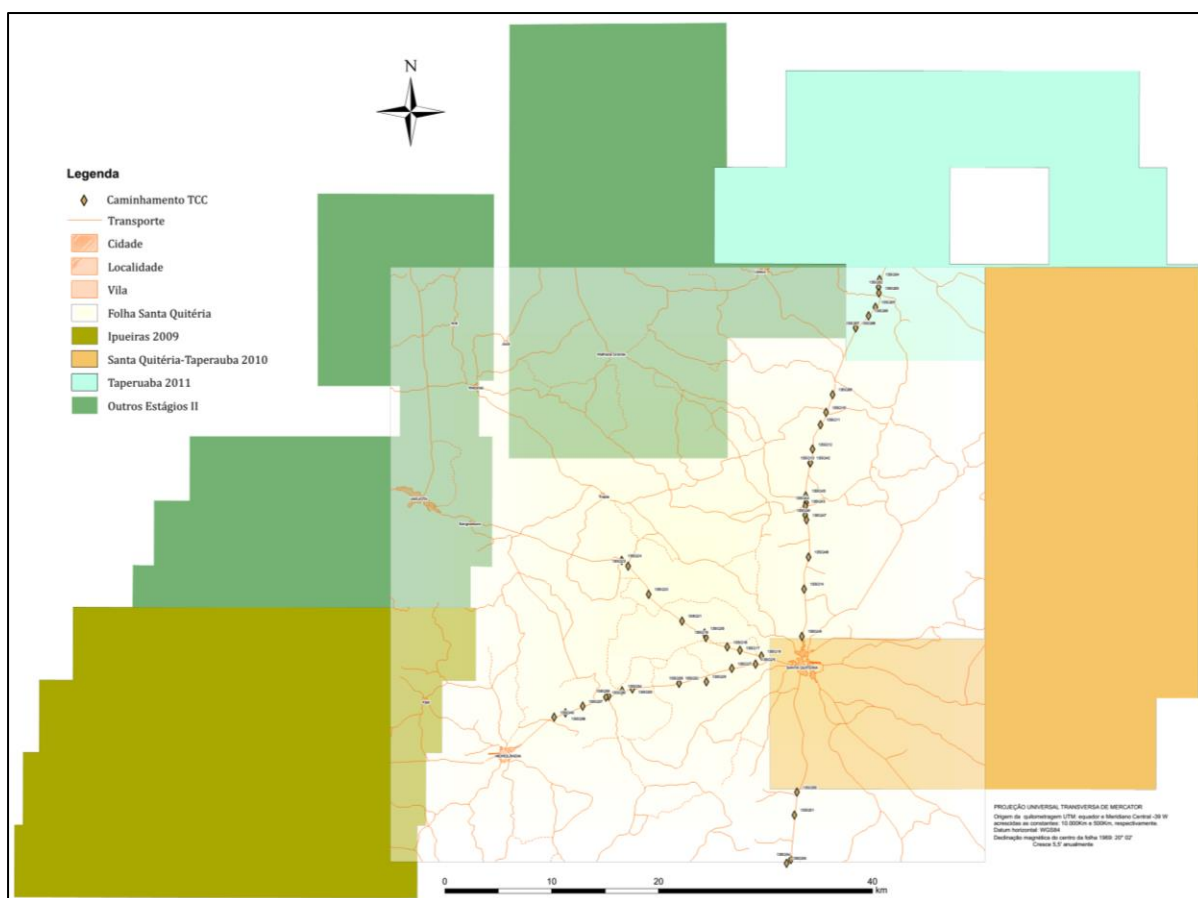


Figura 10: Localização dos estágios de Campo Santa Quitéria, Taperuaba, Ipueiras e outros estágios.

O Maciço manifesta uma série de características isotrópicas e geofísicas, as quais sugerem tratar-se o mesmo do resultado do funcionamento de um arco magmático edificado durante durante o Ciclo Geotectônico Brasileiro (Fetter, 1999).

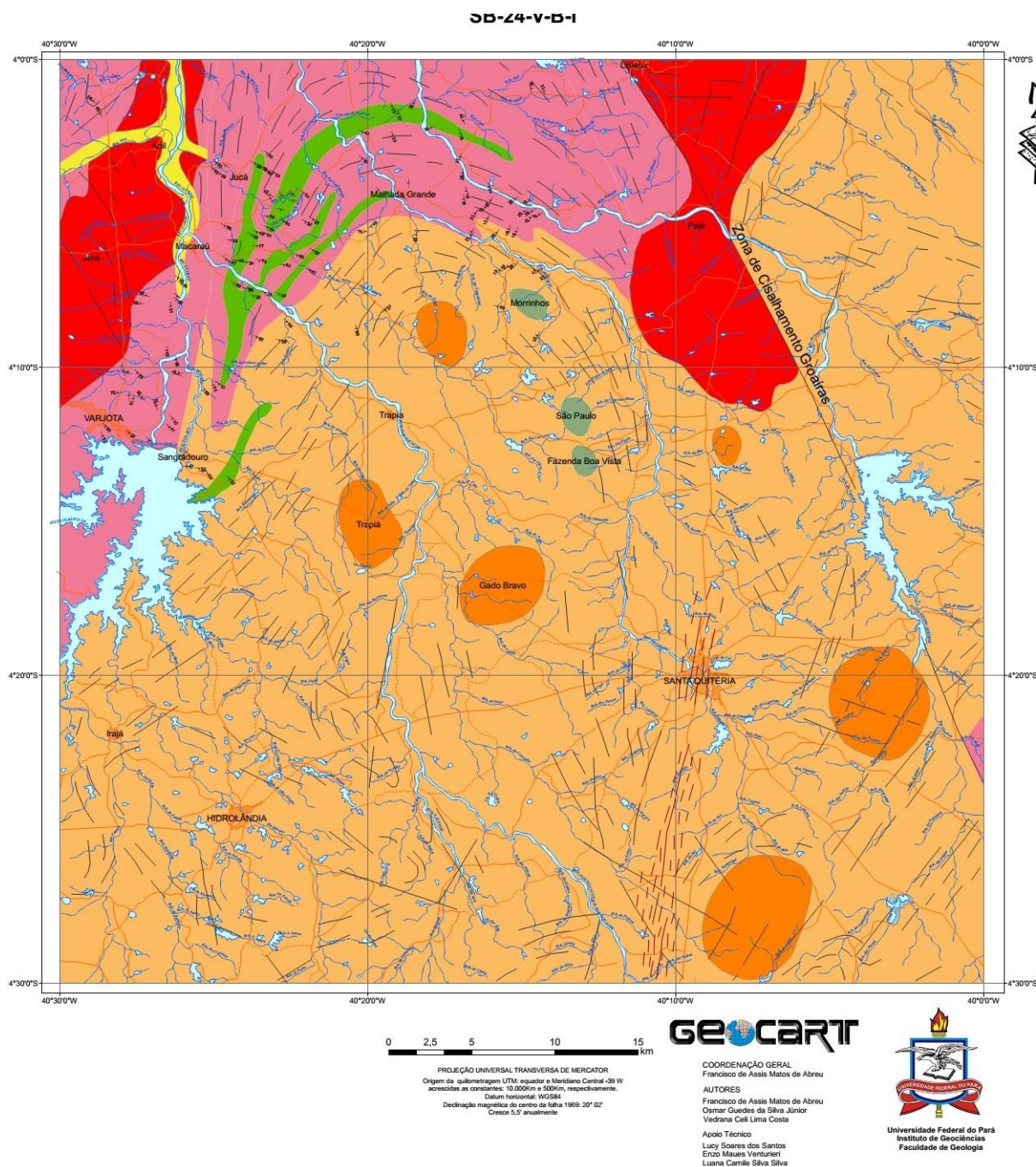


Figura 11: Proposta de Mapa Geológico segundo as unidades descritas.

A Figura 11 apresenta sinteticamente, o mapa geológico da Folha Santa Quitéria, no qual se destaca na porção centro-sul o Complexo Tamboril- Santa Quitéria. Na porção N-NW o Complexo Ceará, mais para N-NE o Granito Pajé recortado pela Zona de Cisalhamento Groaíras de orientação NW-SE que imprime movimentação claramente sinistral.

Na porção central e SE da Folha existem vários corpos graníticos de configuração circular, com dimensões de stocks; nas porções N-NW e N-NE da Folha, o Granito Juré e o Granito Pajé, respectivamente tem dimensões de batólitos.

No arranjo estrutural as foliações compõem um arco voltado para sul desenhado sobre rochas do Complexo Ceará, esse arranjo se repete também na porção N do Complexo Tamboril-Santa Quitéria. Na porção leste existe a Zona de Cisalhamento de Groaíras cortando o Granito Pajé

No que se refere aos contatos entre as unidades estes podem ser litológicos, tectônicos e intrusivo – entre os gnaisses do complexo T-STQ e os corpos graníticos. Os contatos tectônicos estão estabelecidos principalmente ao longo da Zona de Cisalhamento Groaíras.

A coluna litoestratigrafica da Figura 12 mostra o arranjo temporal das unidades presentes na Folha.

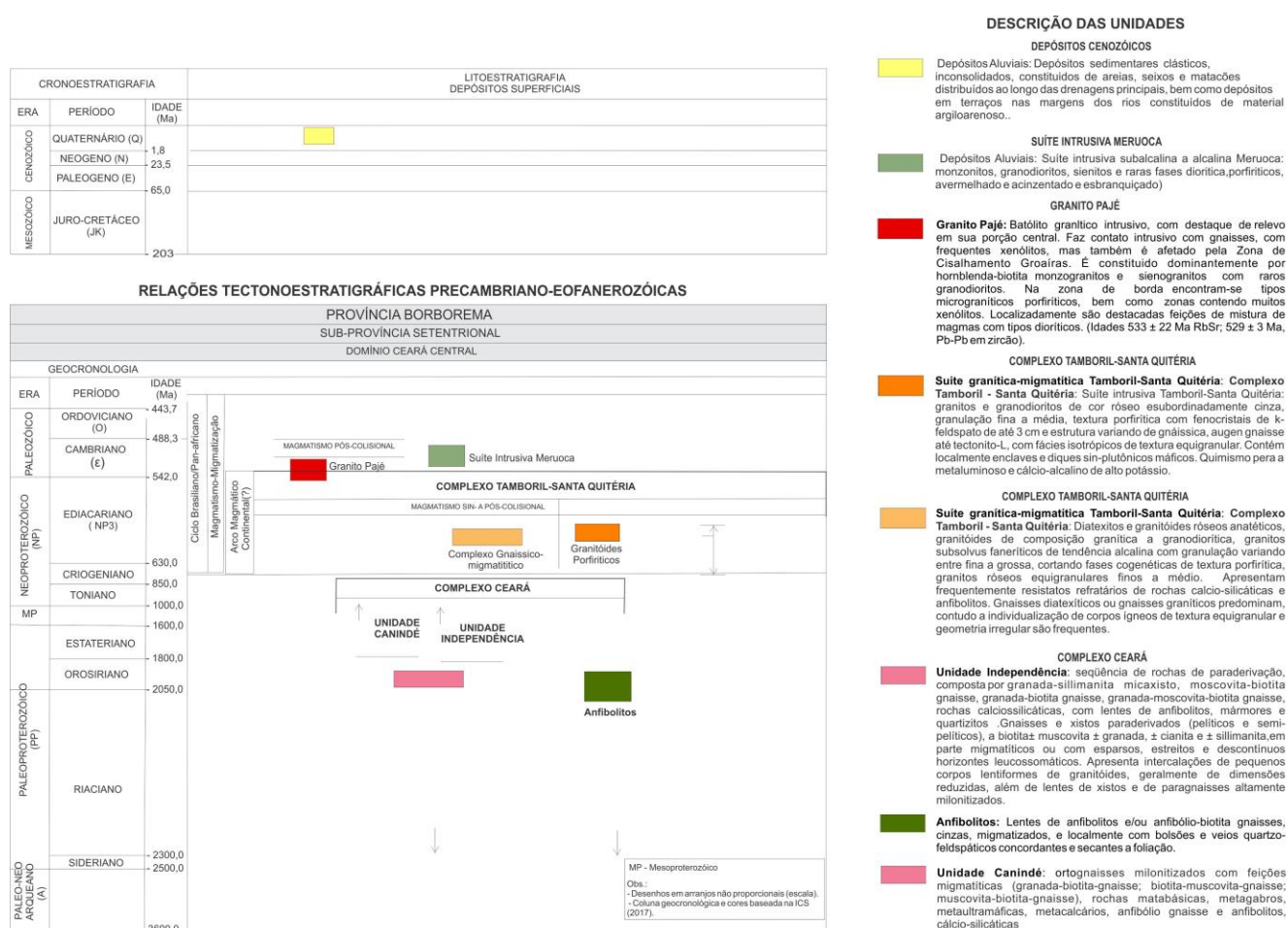


Figura 12: Litoestratigrafia proposta para este trabalho de mapeamento.

8.1. Descrição das Unidades Litoestratigraficas

8.1.1. Complexo Tamboril-Santa Quitéria (Neoproterozóico)

Esta unidade ocupa de 50-60% (Figura 11) da área e recobre toda a porção central, estendendo-se a oeste e ocupando boa parte da porção leste. Essas rochas estão relacionadas às

porções de relevo mais rebaixado, e geralmente ocorrem como lajedos (Figura 14A) ou blocos rolados ao longo de estradas.

É representado principalmente pela unidade de Biotita-hornblenda gnaiss (em seus diferentes graus de deformação), muscovita-biotita gnaiss, migmatitos, gnaisses calciossilicáticos, corpos ígneos cedo a sin-cinemáticos com composição monzo e sienogranítica. A geometria dos corpos presentes nessa área mostra conformidade entre si e tem relação com a história geológica da região, sendo a unidade gnáissica-migmatítica em estrutura em arco, ajustada com as rochas a noroeste (Complexo Ceará).

O biotita-hornblenda gnaiss apresenta composição mineralógica composta por quartzo (15%), feldspato potássico 10%, plagioclásio 10% biotita e anfibólio. Os minerais têm dimensões milimétricas a centimétricas. O afloramento mais representativo deste litotipo apresenta veios com composição quartzo feldspáticas, além de veios com máficos e micas. A porção central do afloramento apresenta estrutura bandada, com as bandas máficas constituídas por quartzo, álcali feldspato, plagioclásio, anfibólio e biotita de dimensões milimétricas a centimétricas. A parte mais félsica é constituída por quartzo, plagioclásio álcali feldspato, e estes têm dimensões centimétricas. A rocha é caracterizada por uma foliação espaçada, composicional, do tipo bandamento gnáissico. Os veios cortam o bandamento (Figura 14B) com cristais centimétricos subédricos – a composição deste é: 60% álcali feldspatos, 20% plagioclásio, 15% quartzo e 5% de minerais máficos (biotita e anfibólio).

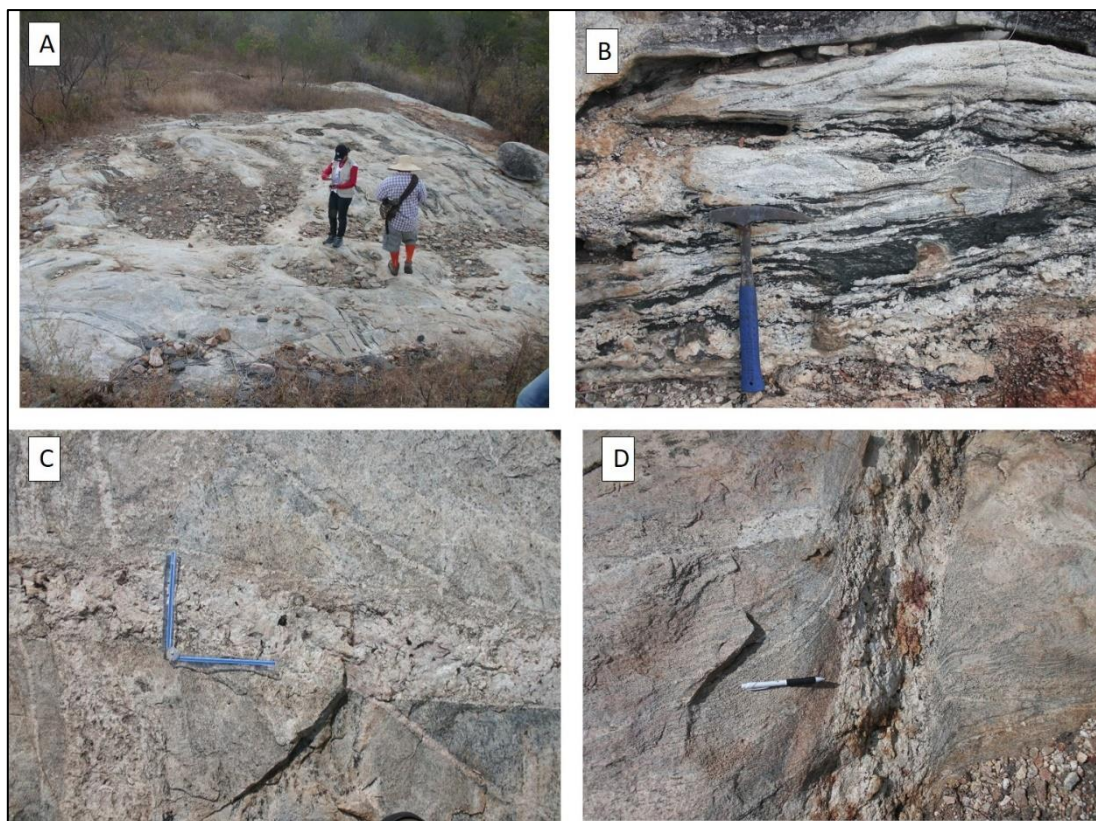


Figura 13: Aspectos de campo do Biotita hornblenda gnaiss. (A) Afloramento tipo lajedo. (B) Bandamento lenticularizado (C) Veio com composição quartzo feldspáticas. (D) Veios cortando o bandamento.

Os gnaisses apresentam-se as vezes migmatizados. A proporção de melanossoma e leucossoma é muito variável, podendo predominar de um ou de outro. Os gnaisses podem se apresentar ainda com feições miloníticas, tal como o Biotita- hornblenda gnaiss. Amêndoas de feldspato se orientam de acordo com a orientação de veios graníticos. Apresenta também veios pegmatíticos. Os marcadores cinemáticos denotam deslocamentos sinistrais. Nota-se uma variação da proporção de máficos, configurado pelo aumento de anfibólio.

Onde o cisalhamento foi mais intenso, o bandamento gnáissico encontra-se quase completamente lenticularizado (Figura 13B) e descontínuo. Em algumas porções, ocorrem veios de material neossômico paralelos à foliação, caracterizando estrutura estromatítica. Localmente, a granulação das rochas passa à fina, devido à intensa cominuição e ao estiramento de cristais de plagioclásio e quartzo, que chegam a desenvolver, em alguns pontos, formas amendoadas.

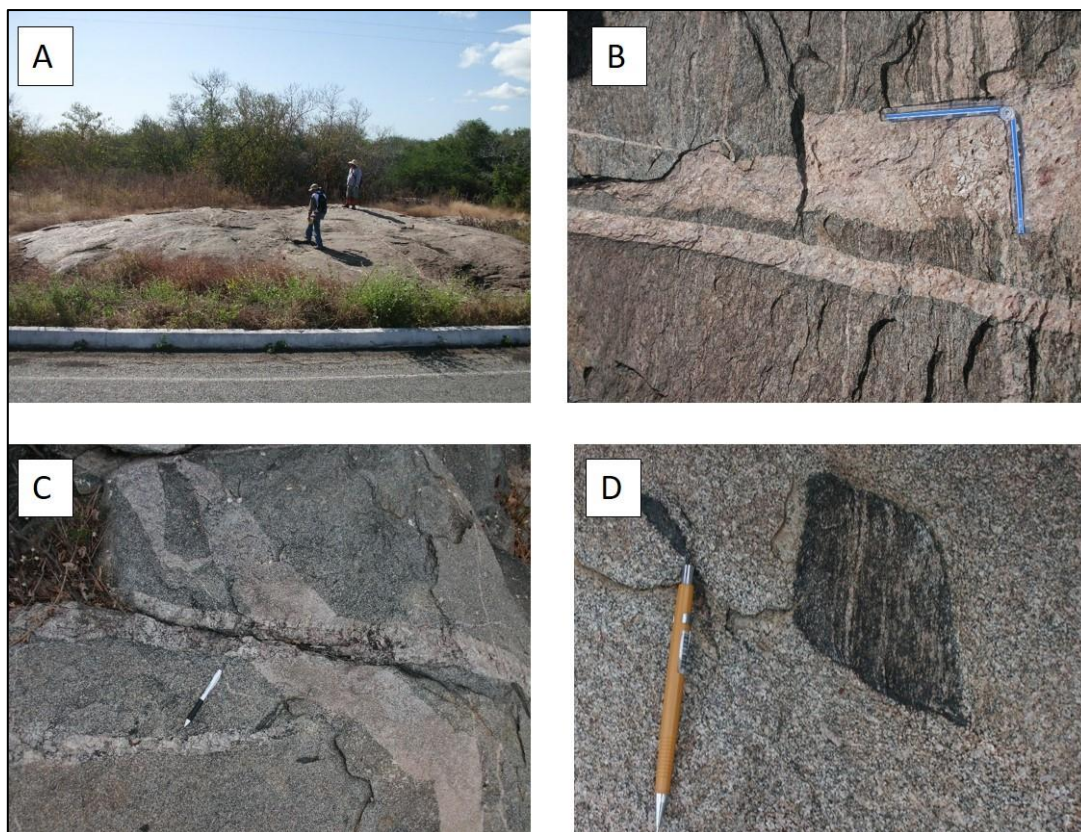


Figura 14: Aspectos de campo do Biotita anfibólio gnaiss (A) Afloramento do tipo lajedado, com aproximadamente 50 m² de área. (B) Veio cortando o bandamento. (C) (D) Enclaves presentes no Monzogranito.

Sob observação no microscópio ótico (Figura 15), a textura principal é heteroblástica com cristais de granulação fina a média (1 – 4 mm) formando contatos tríplices. Apresenta algumas porções com maior concentração de hornblenda, tendo localmente uma textura nematoblástica relacionada com a orientação preferencial desses cristais. Além desta, apresenta textura granoblástica associada a uma faixa com aglomeração de cristais subédricos de quartzo e plagioclásio. São constituídas essencialmente por quartzo, plagioclásio e hornblenda e biotita, minerais acessórios são opacos, titanita, minerais secundários: sericita e carbonato.

Microclínio (30-35%) apresenta-se de forma anédrica, alongada segundo o plano de foliação, apresenta maclamento xadrez, com extinção ondulante.

Plagioclásio (20-25%) possui forma anédrica com dimensões 0,5 a 4 mm. O maclamento mais evidente é o do tipo albita, é comum os cristais terem perdido as maclas. São também identificados pela alteração e pelo intercrescimento mimerquítico. Pequenos cristais de quartzo estão inclusos em alguns cristais deste mineral. Alguns cristais mostram alteração para sericita.

A hornblenda (15-20%) possui forma majoritariamente anédrica (Figura 15B) com dimensão submilimétrica a 1 mm e contatos retos e tríplices com os minerais vizinhos,

apresenta cor verde e forte pleocroísmo (z: marrom esverdeado; x: verde), orientada segundo a foliação principal sendo estas alongadas.

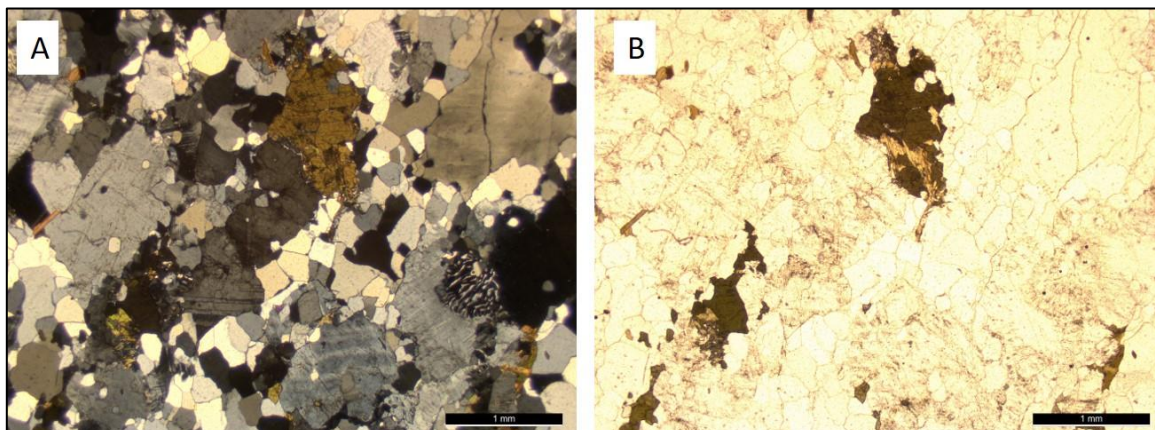


Figura 15: (A) biotita-hornblenda gnaiss nicóis cruzados com feições de recuperação evidenciado por pontos tríplices. (B) biotita hornblenda gnaiss luz natural.

O quartzo (15-20%) é caracterizado por quatro gerações. O quartzo tipo I tem com forma anédrica contornos irregulares e contatos predominantemente curvos a interlobados com os demais cristais, sendo por vezes retilíneos com alguns cristais de anfibólio. O quartzo tipo II ocorre formando os intercrescimentos mimerquiticos. Já o quartzo tipo III tem granulação grossa, possui extinção ondulante com formas arredondadas. Por fim o quartzo tipo IV é incluso em alguns cristais de plagioclásio.

A biotita (8-10%) possui forma subédrica, dimensões milimétricas de 2 a 4 mm em contato reto com o anfibólio e assim como com o quartzo e plagioclásio. O pleocroísmo (x: marrom pálido z: marrom escuro).

Os minerais acessórios (<1%) são o zircão e minerais opacos, que possuem formas anédricas com contatos retos e irregulares, geralmente associados com a biotita. A titanita possui forma anédrica, medindo <1 mm e está associada ao anfibólio.

O Muscovita-biotita gnaiss (Figura 16) são constituídos por bandamento geralmente descontínuo caracterizado por alternância de bandas de coloração escura, dominadas por minerais máficos, tais como a biotita e bandas félsica dominadas por quartzo, muscovita e plagioclásio. Por vezes a rocha apresenta foliação milonítica que é caracterizada pela forma amendoada de alguns cristais de plagioclásio. associadas a essas rochas ocorrem veios e bolsões de composição quartzo feldspáticos de granulação grossa centimétricos a métricos dispostos concordantemente e discordantemente aos planos de foliação da mesma.

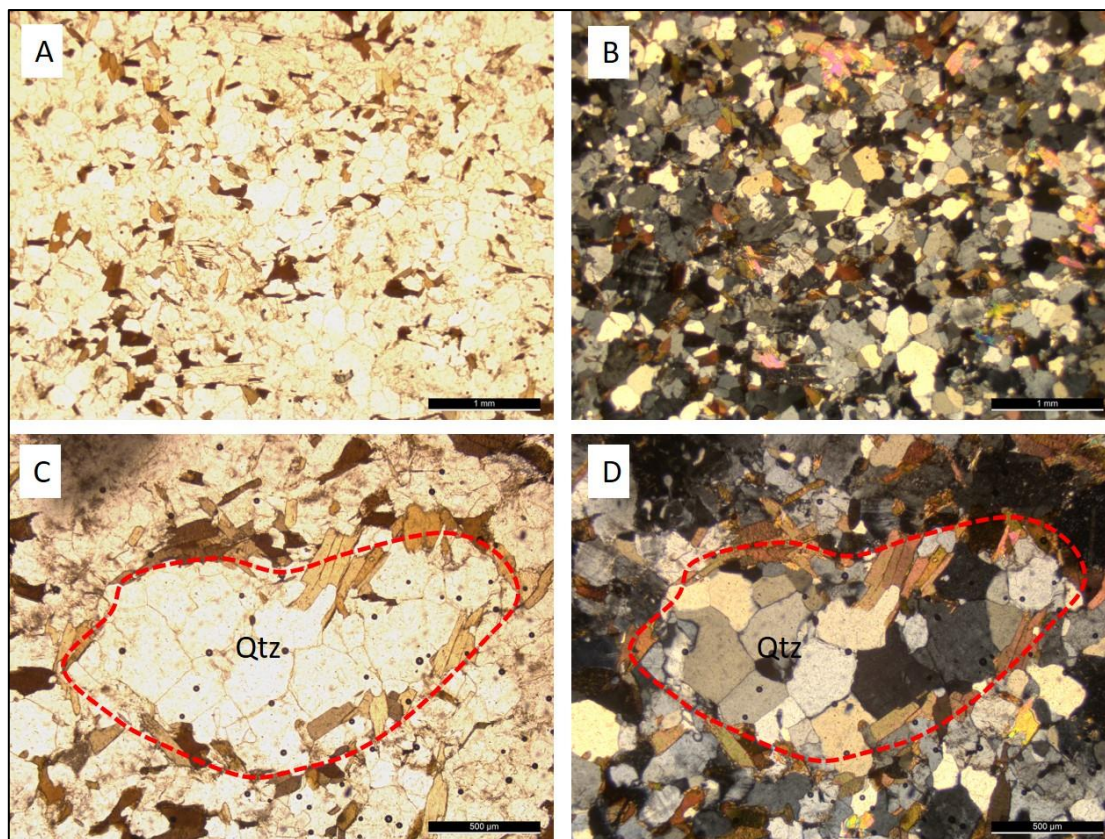


Figura 16: Muscovita-biotita gnaiss. (A) aspectos gerais da rocha. (B) idem (A) com nicóis cruzados. (C) feição milonítica representada por porfiroblasto de quartzo policristalino com extinção ondulante. (D) idem (C) com nicóis cruzados.

Microscopicamente trata-se de uma rocha de granulação média formada por cristais anédricos e equigranulares, com textura granoloblástica que ocorre como bandas ou como lentes intercaladas com micas de textura lepidoblástica. Associadas a essa textura lepidoblástica ocorrem frequentemente cristais bem desenvolvidos de muscovita com textura fish além de cristais amendoados de quartzo-feldspato. A composição mineralógica reúne quartzo, plagioclásio, biotita muscovita e minerais opacos.

O quartzo ocorre em proporções que variam de 20% -25%. São cristais anédricos de hábito granular por vezes com extinção ondulante. Geralmente ocorrem na forma de agregados onde os cristais são limitados entre si por superfícies planas ou irregulares. Esses agregados de quartzo ocorrem intercalados com fitas contínuas de muscovita e biotita e por vezes apresentam-se intensamente fraturado.

Plagioclásio ocorre em proporções que variam entre 15%-20%. São cristais anédricos e subédricos de hábito granular e mais subordinadamente prismático, apresenta maclamento do tipo albita intensamente fraturados. Por vezes ocorrem como cristais amendoados de plagioclásio bordejados por micas.

Biotita ocorre em proporções que variam de 15-20%, na lâmina. São cristais anédricos a subédricos de hábito lamelar e pleocroísmo moderado que varia de marrom (X) a marrom amarelada ($Z = Y$). Estão dispostas paralelamente e define uma foliação, alguns cristais apresentam bordas corroídas. Comumente este mineral apresenta contato irregular com os cristais de plagioclásio (contato interdigitado) e forte relação com cristais de clorita geralmente ocorrem nas bordas destas (Figura 16).

Muscovita ocorre em proporções que variam de 15% -20%. São cristais subédricos de hábito lamelar geralmente na forma de fitas alongadas associadas a biotita e a clorita, apresentando um contato irregular com esta. Comumente apresenta-se como cristais bem desenvolvidos em forma de losango caracterizando uma textura fish fortemente orientados evidenciando uma foliação.

As rochas acessórias encontradas em meio aos terrenos gnáissico-migmatítico tratam-se de pegmatito (Figura 17A) e de brecha hidráulica (Figura 17B). Esta última é formada segundo o regime de fraturamento hidráulico com T elevado e alta plasticidade.

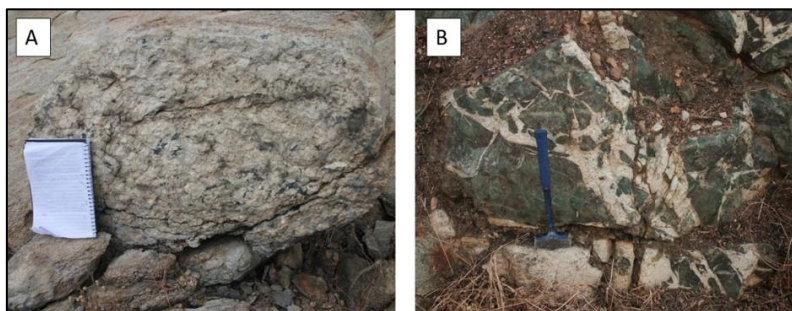


Figura 17: Aspecto macroscópico dos pegmatitos e das brechas anfibolíticas. (B) rocha cinza esverdeada, com porções brancas, granulação grossa, composta por intraclastos ricos em anfibólio e plagioclásio.

Essa Brecha hidráulica é maciça, forma irregular possui coloração cinza esverdeada, têm matriz de álcali e plagioclásio e quartzo com clastos angulosos composto por anfibólio, plagioclásio e quartzo existente do Complexo Tamboril-Santa Quitéria.

O sienogranito preservado são rochas de cor rosa, holocristalina, leucocrática, fanerítica, com granulação fina a média. É constituída essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo representando 94%. O mineral varietal é a biotita com 6%. (Figura 18 C e D).

São observadas porções com estrutura xenolítica, onde o magma durante sua movimentação arrancou fragmentos das rochas encaixantes, incorporando-a (Figura 14D). Os fragmentos possuem dimensões extremamente variadas (centimétrica) e também com formas

e composições variadas. Os contatos desses xenólitos ora são nítidos, ora difusos. Possuem formas variadas e tamanhos variando de 8 a 60 cm, cor preta, granulação média, textura fanerítica, composta por anfibólio, plagioclásio e quartzo, sendo classificado como anfibolito.

Ao microscópio, sua textura principal é granular alotriomórfica. Os minerais acessórios são apatita, muscovita, zircão e opacos com apenas 1% da rocha. Os minerais secundários são sericitas, carbonatos, argilominerais, muscovitas e cloritas.

O feldspato potássico possui forma alotriomórfica com dimensões variando de <1mm a 2mm. Seus contatos são regulares com os outros minerais e irregulares com o plagioclásio. O maclamento mais evidente é o do tipo xadrez. Ocorre o processo de argilização, no qual o feldspato potássico encontra-se alterado para argilominerais. Nos cristais maiores estão inclusos cristais menores de quartzo, plagioclásio e muscovita. Extensas lamelas e manchas formam-se, neste mineral, caracterizando textura peritítica.



Figura 18: (A) e (B) Afloramento em blocos in situ. (C) rocha isotrópica (D) coloração rosada e minerais de granulação média a grossa.

De acordo com o seu tamanho, forma e interação com os outros minerais. O quartzo foi dividido em dois. O primeiro (Qtz1) é o mais comum com forma alotriomórfica, contato regular com os minerais vizinhos, dimensão de 1 a 3mm e extinção ondulante. O segundo (Qtz2) está incluso no feldspato potássico e no plagioclásio em formas mais arredondadas e submilimétrico.

O plagioclásio possui forma alotriomórfica a hipidiomórfica com dimensões de <math><1\text{mm}</math> a 3mm. Seus contatos são regulares com os minerais adjacentes e irregulares com o feldspato potássico. O maclamento mais evidente é o do tipo albita. A biotita, apatita, zircão e quartzo podem estar inclusos em alguns cristais deste mineral.

A biotita é o único mineral varietal. Nesta rocha, apresenta cor marrom com forte pleocroísmo (>absorção: marrom escuro; <absorção amarelo pálido). Possui forma hipidiomórfica com dimensões submilimétrica. Seu contato é regular com os minerais adjacentes. Os cristais deste mineral podem estar inclusos no plagioclásio. Sofre processo de desestabilização resultando na cloritização e alterações para muscovita.

A apatita (<math><1\%</math>) possui forma hipidiomórfica, dimensões menores que 1mm. Geralmente está com hábitos aciculares, porém pode se apresentar prismática. Seus contatos são regulares com os minerais adjacentes e pode estar inclusa no plagioclásio. O zircão (<math><1\%</math>) possui forma idiomórfica com hábito bipiramidal, dimensões submilimétricas e incluso no plagioclásio. A muscovita (<math><1\%</math>) possui formas alotromórficas a hipidiomórficas, dimensões submilimétricas, contatos regulares e inclusa no feldspato potássico.

Os minerais opacos (<math><1\%</math>) ora são alotriomórficos e ora idiomórficos, ambos submilimétricos. Seus contatos são regulares com os minerais vizinhos. Encontra-se incluso na biotita e plagioclásio. Os minerais secundários são produtos da argilização do feldspato potássico (argilominerais); da descalcificação e saussuritização do plagioclásio (epidotos, sericitas e carbonatos) e da desestabilidade da biotita (clorita).

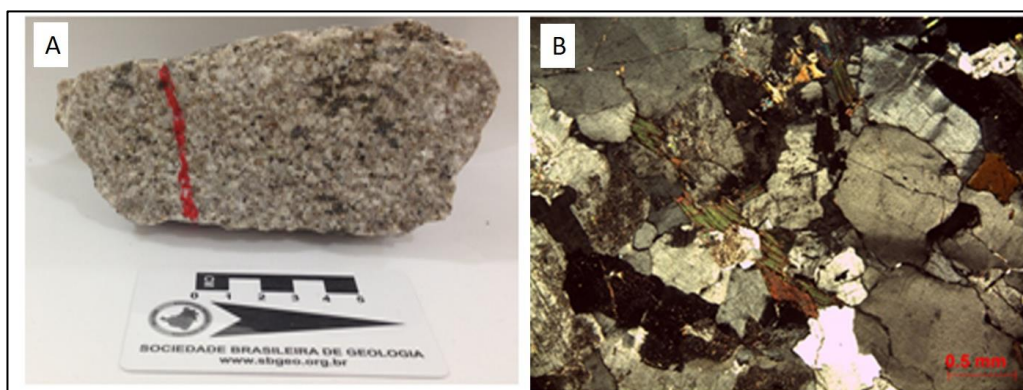


Figura 19: (A) Aspecto mesoscópico do Monzogranito. (B) Principal textura do monzogranito ao microscópio (nicóis cruzados).

Já outra rocha representante das rochas ígneas é o Monzogranito (Figura 19). Rocha de coloração cinza, holocristalina, leucocrática (IC~11%), isotrópica de granulação média (a maioria dos cristais tem 3mm). É constituída essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. O mineral varietal é a biotita. Microscopicamente, sua textura principal é granular alotriomórfica (Figura 19B). Os minerais acessórios são anfibólio, granada, apatita,

zircão e opacos. Os minerais secundários são sericitas, carbonatos, argilominerais, muscovitas e cloritas.

O feldspato potássico possui forma alotriomórfica a hipidiomórfica com dimensões de <1 a 4mm. Seus contatos são regulares com os outros minerais e irregulares com a biotita. O maclamento mais evidente é o do tipo xadrez. Ocorre o processo de argilização, no qual o feldspato potássico encontra-se intensamente alterado para argilominerais. Nos cristais maiores estão inclusos cristais menores de quartzo, plagioclásio e biotita evidenciando uma textura poiquilítica. Extensas lamelas e manchas formam-se, neste mineral, caracterizando uma textura pertítica.

O plagioclásio possui forma alotriomórfica a hipidiomórfica com dimensões de <1 a 3mm. Seus contatos são irregulares com os minerais adjacentes e apenas regular com o feldspato potássico. O maclamento mais evidente é o do tipo albita, porém encontra-se também o do tipo albita-carlsbad. Apatita e zircão podem estar inclusos em alguns cristais deste mineral. Os produtos de alteração podem ser visualizados como carbonatos e sericitas. No contato plagioclásio com feldspato potássico ocorre um intercrescimento de quartzo em forma de gotas (textura mirmequítica)

De acordo com o seu tamanho, forma e interação com os outros minerais, o quartzo foi dividido em três grupos. O primeiro (Qtz1) é o mais comum com forma alotriomórfica, contato regular com os minerais vizinhos, dimensão de 1 a 2mm e extinção ondulante. O segundo (Qtz2) está associado a textura mirmequítica, ou seja, incluso no plagioclásio, em formas de gotas e submilimétrico. O terceiro (Qtz3) encontra-se arredondado e está incluso nos cristais maiores de feldspato potássico (textura poiquilítica).

A biotita é o mineral acessório mais importante. Apresenta cor marrom esverdeado com forte pleocroísmo (>absorção: marrom esverdeado escuro; <absorção amarelo pálido). Possui forma hipidiomórfica com dimensões submilimétrica. Seu contato é regular com os minerais adjacentes e irregular com o plagioclásio. Os cristais deste mineral podem estar inclusos no feldspato potássico e no plagioclásio. Opacos e quartzo estão inclusos na biotita, esta que sofre processo de desestabilização resultando em alterações para clorita e muscovita.

O zircão (<1%) possui forma idiomórfica com hábito bipiramidal, dimensões submilimétricas e incluso no plagioclásio. Os minerais opacos (<1%) ora são alotriomórficos e ora idiomórficos, ambos submilimétricos. Seus contatos são regulares com os minerais vizinhos. Encontra-se incluso na biotita e plagioclásio. Os minerais secundários são produtos da argilização do feldspato potássico (argilominerais); da descalcificação do plagioclásio (sericitas e carbonatos) e da desestabilidade da biotita (clorita).

As rochas dessa unidade aqui descritas representam um plutonismo neoproterozóico correspondente ao desenvolvimento do Arco Magmático Continental de Santa-Quitéria são representado por rochas gnáissicas e migmatíticas de composição granodiorítica a tonalítica e por monzograitos e sienogranitos isotrópicos com granulações variando de fina a grossa com grande quantidade de biotita e pouco anfibólio levando a interpretação de que este mineral sofreu forte desestabilização, transformando-se em biotita.

8.1.2. Granito Pajé (Neoproterozóico)

Este corpo de dimensões batolíticas abrangendo 15% da área mapeada (Figura 11). Está exposto na porção nordeste da Folha Santa Quitéria, (Figura 20 A e B), são lajedos aplainados, cujos afloramentos que sustentam a Serra do Pajé como é conhecido na literatura. Esta unidade é intrusiva na Sequência de Gnaisses e Migmatitos do Complexo Tamboril - Santa Quitéria.

Trata-se de uma rocha porfirítica, holocristalina, leucocrática (IC~15%), isotrópica de granulação média a grossa (matriz com cristais de 3mm e fenocristais de 10mm). Os fenocristais (10%) são constituídos por feldspatos potássicos. A matriz (90%) é constituída essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. O mineral varietal é a biotita com 15% da rocha total (Figura 20D)

Ao microscópio, sua textura principal é porfirítica com matriz granular hipidiomórfica. Os minerais acessórios são alanita, apatita, zircão e opacos com apenas 1% da rocha. Os minerais secundários são sericitas, argilominerais e cloritas.

Os fenocristais de feldspato potássico são hipidiomórficos com dimensões aproximadamente de 10mm. Seu contato é regular com os minerais adjacentes. O maclamento mais evidente é o do tipo xadrez (microclina). Cristais menores de plagioclásio, quartzo e biotita estão inclusos neste mineral. Extensas lamelas e manchas formam-se caracterizando textura pertítica nestes grandes cristais. Sofrem processos de argilização, pois este mineral altera para argilominerais.

O feldspato potássico da matriz possui forma alotriomórfica a hipidiomórfica com dimensões de 1 a 3mm. Seus contatos são regulares com os outros minerais e irregulares com a biotita. O maclamento mais evidente é o do tipo xadrez, porém encontra-se também o do tipo carlsbad. Ocorre o processo de argilização, no qual o feldspato potássico encontra-se intensamente alterado para argilominerais.

O plagioclásio, inserido na matriz, possui forma ora alotriomórfica, ora hipidiomórfica com dimensões submilimétricas a 4 mm. Seu contatos são regulares com os minerais adjacentes. O maclamento mais evidente é o do tipo albita, porém encontra-se também o do tipo albita-carlsbad. A biotita, apatita e zircão podem estar inclusos em alguns cristais deste mineral. Ocorrem intercrescimento de quartzo em alguns cristais no contato plagioclásio-feldspato potássico (textura mirmequítica). O zoneamento é do tipo normal, sendo o centro mais cálcico que a borda, evidenciando uma perda de cálcio e resultando em núcleos sericitizados.

De acordo com o seu tamanho, forma e interação com os outros minerais. O quartzo, presente apenas na matriz, foi agrupado em três conjuntos. O primeiro (Qtz1) é o mais comum tem forma alotriomórfica, contato regular com os minerais vizinhos, dimensão de 1 a 5mm e

extinção ondulante. O segundo (Qtz2) está associado a textura mirmequítica, ou seja, incluso no plagioclásio, em formas de gotas e submilimétrico. O terceiro (Qtz3) encontra-se mais arredondado e está incluso na biotita.

A biotita é o único mineral varietal. Nesta rocha, apresenta cor marrom com forte pleocroísmo (>absorção: marrom escuro; <absorção amarelo pálido). Possui forma hipidiomórfica com dimensões submilimétricas a 1mm. Seu contato é regular com os minerais adjacentes e irregular com o feldspato potássico. Nos cristais maiores de biotita pode-se encontrar inclusões de minerais opacos e quartzo. Os cristais menores podem estar inclusos no plagioclásio e nos fenocristais de feldspato potássico. Sofre processo de desestabilização resultando na cloritização deste mineral.

A apatita (<1%) possui forma hipidiomórfica com hábito acicular e prismático, dimensões menores que 1mm. Geralmente está inclusa no plagioclásio. O zircão (<1%) possui forma idiomórfica com hábito bipiramidal, dimensões submilimétricas e incluso no plagioclásio. A alanita (<1%) possui forma hipidiomórfica, dimensões menores que 1mm. Geralmente está metamitizada e com contatos regulares com os minerais adjacentes.

Os minerais opacos (<1%) ora são alotriomórficos e ora idiomórficos, ambos submilimétricos. Seus contatos são regulares com os minerais vizinhos. Encontra-se incluso na biotita. Os minerais secundários são produtos da argilização do feldspato potássico (argilominerais); da descalcificação do plagioclásio (sericitas) e da desestabilidade da biotita (clorita).

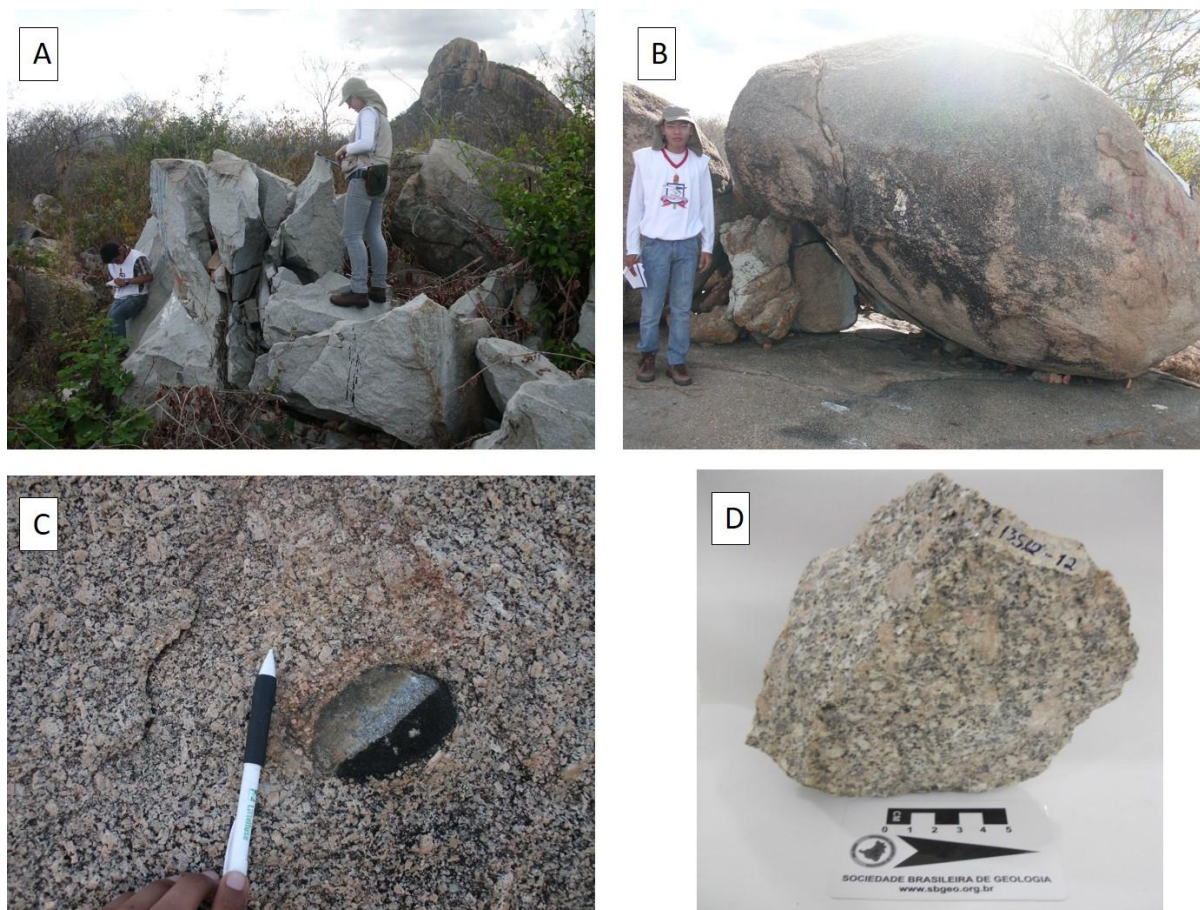


Figura 20: Aspectos de campo do Granito Pajé, com principal forma de expressão em blocos rolados (A). (B) Dimensão dos blocos formados pelo intemperismo in situ. (C) Enclaves encontrados tipicamente no Granito Pajé. (D) Aspecto textural da rocha, cor acizentada, rocha porfírica.

Apesar de apresentar texturas porfírica, o Granito Pajé tem variação composicional. Essa diferença é notada primeiramente pela cor, tratando-se de uma rocha de coloração predominantemente rosa, mas com aspectos texturais semelhantes ao monzogranito acima descrito (Figura 20D). A variação sienogranítica é holocristalina, leucocrática (IC~10%), isotrópica de granulação média a grossa (matriz com cristais de 3mm e fenocristais de 10mm). Sua textura principal é porfírica com matriz granular hipidiomórfica. Os minerais essenciais são feldspato potássico, plagioclásio e quartzo representando 90% e o minerais varietal é a biotita com 8% (Figura 21A).

Os fenocristais (60%) são constituídos por feldspatos potássicos. A matriz (40%) é constituída essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo representando 32%. O mineral varietal é a biotita com 8% da rocha total. Os minerais acessórios são anfibólio, apatita, titanita, zircão e opacos com apenas 2% da rocha. Os minerais secundários são sericitas, argilominerais e cloritas. Ocorrem texturas mais localizadas como pertitas, poiquilítica e granofírica.

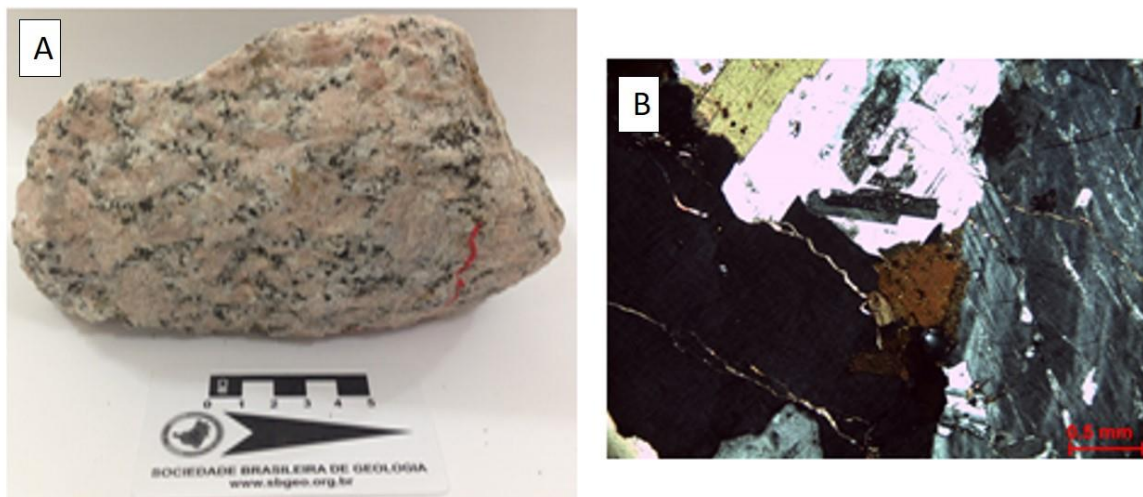


Figura 21: Variação de composição do Granito do Pajé. (A) amostra de mão 13SQ42 (B) Mesma amostra de (A) ao microscópio, com nicóis cruzados.

O plagioclásio, inserido na matriz, possui forma hipidiomórfica com dimensões de 1 a 2,5mm. Seus contatos são regulares com os minerais adjacentes. O maclamento mais evidente é o do tipo albita, porém encontra-se também o do tipo albita-carlsbad. A biotita pode estar incluída em alguns cristais deste mineral. O zoneamento é do tipo normal, sendo o centro mais cálcico que a borda, evidenciando uma perda de cálcio e resultando em núcleos sericitizados.

O anfibólio (1%) é um mineral acessório nesta rocha e é visualizado na cor verde com fraco pleocroísmo. Possui forma alotriomórfica, dimensões variando de submilimétricas a 1mm. Seu contato é regular com os minerais adjacentes. Em alguns cristais encontram-se inclusões de zircão e quartzo. A apatita (<1%) possui forma hipidiomórfica com hábito prismático, dimensões menores que 1mm. Geralmente está incluída na biotita, titanita e no plagioclásio. O zircão (<1%) possui forma idiomórfica com hábito bipiramidal, dimensões submilimétricas e incluso no anfibólio. A titanita (<1%) foi dividida em duas de acordo com sua forma. A primeira é idiomórfica com hábito bipiramidal, contatos regulares, menor que 1mm e incluída no plagioclásio. A segunda é alotriomórfica com contatos regulares e submilimétrica.

O Granito Pajé é um corpo plurifacial tardi a Pós-Tectônico que se encontra com deslocamento pela Zona de Cisalhamento Groaíras. Entre as fácies descritas do Granito Pajé o litotipo dominante corresponde ao monzogranito. Encontra-se intrusivo na sequência de gnaisses e migmatitos do Complexo Tamboril- Santa Quitéria, com contatos irregulares.

8.1.3. Depósitos aluviais (Cenozóico)

Os depósitos sedimentares recentes são representados por coberturas aluvionares e coluvionares que ocupam cerca de 10% da área. As aluviões ocorrem principalmente às

margens dos rios Acaraú e Groaíras, e correspondem a material arenoso de cor marrom clara cuja granulometria varia de fina a grossa. As encostas das serras e as porções mais rebaixadas do relevo são marcadas pela ocorrência de blocos de rochas de tamanhos variados que constituem os depósitos coluvionares.

8.2. Geologia estrutural

Segundo Hobbs *et al.*, 1976 vários fatores como pressão, temperatura, tempo de aplicação do esforço e presença de fluídos, interagem entre si para produzir mudanças nas rochas. Um corpo de rocha com forma geométrica de um cubo em algum lugar na crosta terrestre é sujeito a forças que passam a atuar sobre e internamente a ele, e os gradientes de temperatura e pressão confinante estarão atuando em cada ponto do corpo considerado, sendo estas condições não estáticas, ou seja, a cada ponto P e T irão variar minimamente a seu tempo. Há que se considerar também a presença de fluidos, taxa de subsidência entre outros fatores que influenciarão a resposta mecânica do corpo.

Os aspectos mecanicamente significantes do corpo rochoso (composição mineralógica, presença de foliação, etc.) se combinam com as condições impostas ao material (temperatura, pressão) gerando fluxos distintos, os quais se traduzem na formação de estruturas distintas. Esses fluxos determinam as condições reológicas da deformação dos corpos rochosos (Figura 22). Podem também ocorrer deslocamentos ao longo dos planos de foliação previamente formados, isto se a pressão de confinamento for baixa. Em outro caso, pressões de confinamento mais altas, as resistências friccionais ao deslocamento podem ser mais altas nesta superfície.

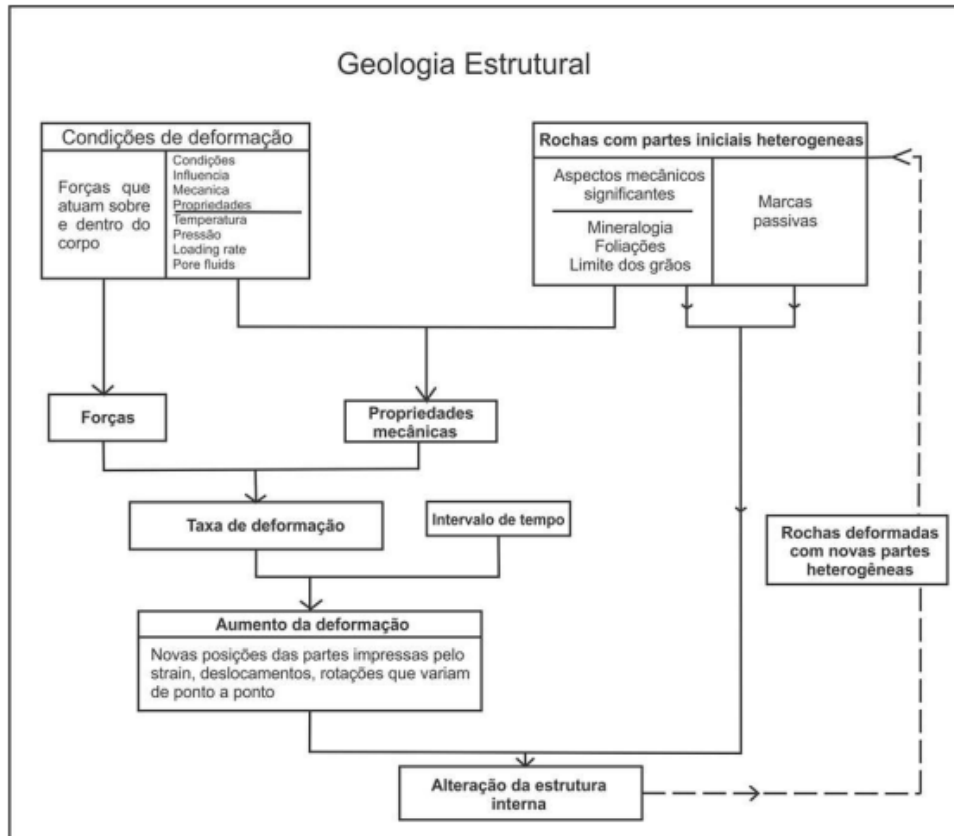


Figura 22: Esquema diagramático para a discussão da deformação e os diversos fatores que interagem nesse processo Hobbs et al., 1976.

Segundo Sibson (1977), na litosfera terrestre podem-se individualizar dois domínios particulares de deformação: o domínio rúptil que ocorre em níveis crustais relativamente rasos, da ordem de 10 a 15 km até a superfície e o domínio dúctil, o qual atua em rochas localizadas em profundidades abaixo de 10 a 15 km. A zona de transição entre esses dois domínios, onde atuam os regimes rúptil-dúctil e dúctil-rúptil, possui temperaturas entre 250° a 350° C, sendo assim, variável nos diferentes ambientes geológicos da Terra (Figura 23).

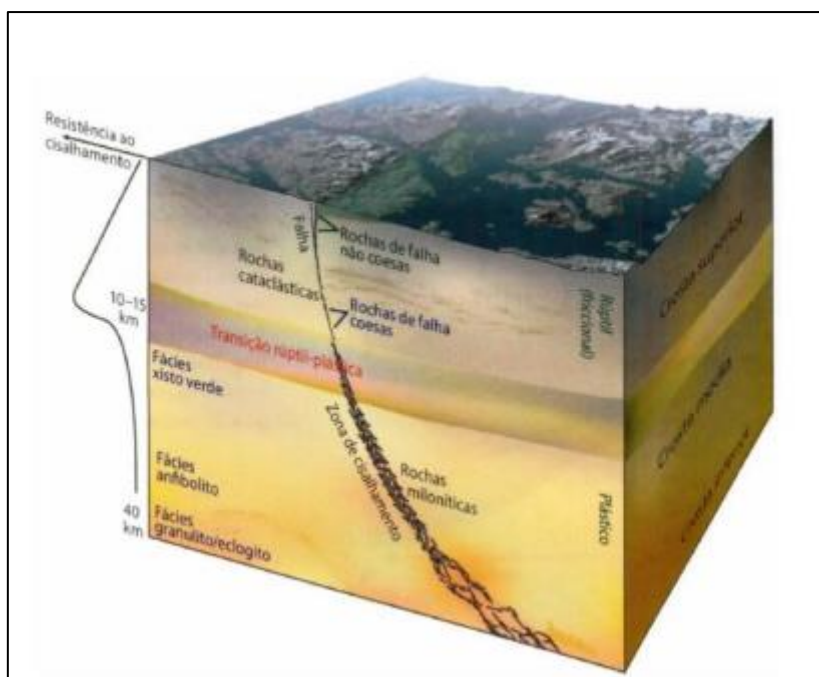


Figura 23: Aspecto do comportamento da deformação em diferentes níveis crustais. O estilo das estruturas formadas é diferente de acordo com o comportamento reológico das rochas (rúptil ou dúctil). Fossen, 2008.

O arcabouço estrutural da Folha Santa Quitéria é marcado por estruturas de caráter tanto rúptil quanto dúctil, registradas em rochas metamórficas e ígneas. Essas estruturas são resultantes de eventos tectônicos e foram reconhecidas basicamente em todas as unidades litostratigráficas descritas. As estruturas relacionadas ao comportamento dúctil das rochas mostraram-se como as mais diversificadas e comuns. As estruturas dúcteis são representadas por dobras, foliações, lineações, bandas de cisalhamento, enquanto que as estruturas rúpteis são representadas por fraturas e falhas. Estruturas primárias, tipo foliação de borda, foram descritas nos granitos tardi-cinemáticos.

8.3. Estruturas dúcteis

Foliação

É um termo geral para denotar estruturas planares de caráter penetrativo no interior de um corpo rochoso, com exceção dos acamamentos e estratificações sedimentares (Hobbs et al., 1976). Os principais tipos de foliações encontradas estão assinalado na Figura 24.

| | | | |
|----------------------------|-------------------|-----------------------------------|------------------------------------|
| Foliação e Clivagem | Espaçada | Composicional | Difusa (foliação de transposição) |
| | | | Bandada (bandamento gnáissico) |
| | | Disjuntiva | Estilolítica (estilólitos) |
| | | | Anastomótica (clivagem de fratura) |
| | | | Grossa (foliação milonítica) |
| | | | Suave (foliação milonítica) |
| | Crenulação | Zonal (clivagem de crenulação) | |
| | | Discreta (clivagem de crenulação) | |
| | Contínua | Fina | Microcrenulação |
| | | | Microdisjuntiva |
| Microcontínua | | | |
| Grossa | | Xistosidade | |

Figura 24: Classificação morfológica de foliações em rochas deformadas, (Twiss e Moores, 1992).

Em destaque na Figura 25 principais tipos de foliação encontrados durante os trabalhos de mapeamento. O litotipo biotita-hornblenda gnaisse apresenta textura porfiroblástica, sendo que os cristais de álcalifeldspato tem forma de amêndoa, indicando uma foliação milonítica. Observa-se ainda a presença da lineação de estiramento mineral definida por cristais de álcalifeldspato. Observa-se também um bandamento composicional típico, evidenciado pela alternância de bandas félsicas e máficas.

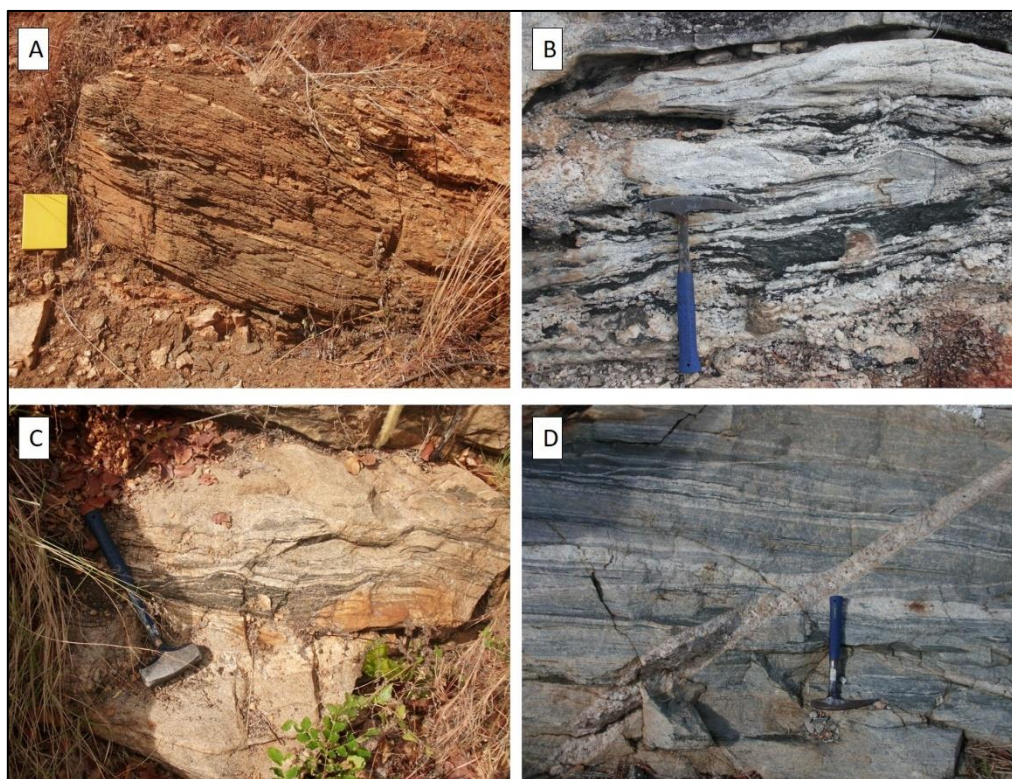


Figura 25: Tipos de foliação encontradas nas variações litológicas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria (com exceção de rochas ígneas). (A) Foliação milonítica do tipo grossa em biotita-hornblenda gnaisse. (B) gnaisse com foliação lenticularizada (C) Bandamento gnáissico em muscovita-biotita gnaisse (D) bandamento gnáissico cortado por veio de composição sienogranítica.

Lineações de estiramento

É definida pela ocorrência de minerais ou seus agregados estirados, contidos no plano da foliação dos tectonitos L-S. As lineações descritas na subárea estão assinaladas na Figura 27 com base em uma classificação morfológica para as lineações de Twiss & Moores (1992). O quartzo normalmente ocorre na forma de grãos equidimensionais ou fitas, ou agregados lineares de grãos equidimensionais como vistos na Figura 26.

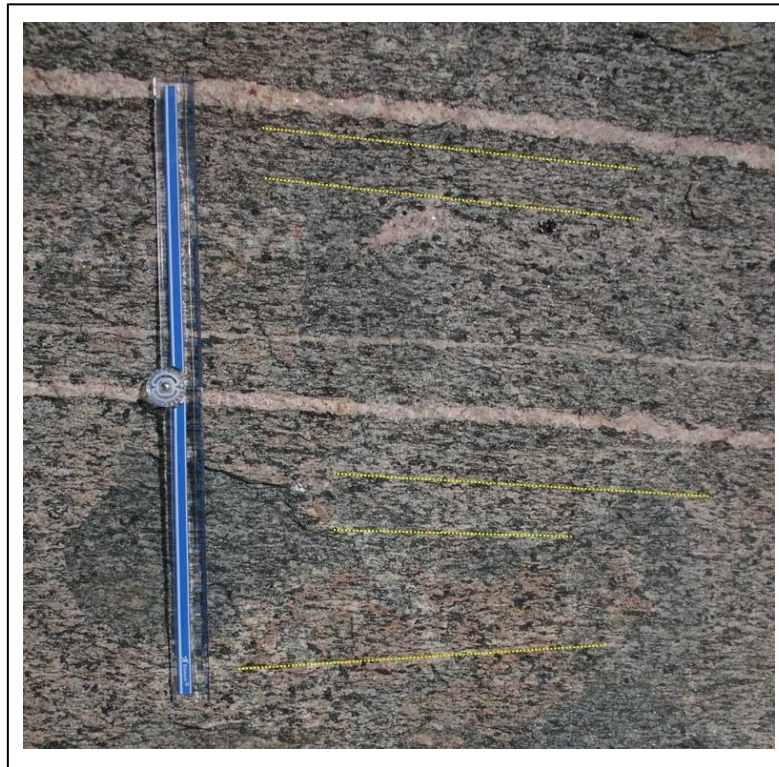


Figura 26: minerais como os feldspatos e anfibólio extremamente linearizados no biotita-hornblenda gnaisse no ponto 13SQ02, extremo norte da Folha Santa Quitéria, e que tem expressão nos litotipos regionalmente.

| | | | |
|---|------------|----------------|------------------------------|
| Lineações em rochas deformadas (superficial ou penetrativa) | Estrutural | Discreta | Seixos |
| | | | Oóides |
| | | | Fósseis |
| | | Construtiva | Manchas de alteração |
| | | | Linhas de charneira |
| | | | Linhas de instersecção |
| | Mineral | Policristalina | Boudins |
| | | | Mullions |
| | | | Slickenlines |
| | | Grão mineral | Bastão |
| | | | Minerais difusos |
| | | | Slickenlines |
| | | | Sobrecrescimento não fibroso |
| | | | Grãos micáceos orientados |
| | | | Grãos alongados |
| Minerais fibrosos | | | |
| Preenchimento fibroso de veios | | | |
| Sobrecrescimentos fibrosos | | | |

Figura 27: Classificação morfológica para as lineações (Twiss e Moores, 1992).

Dobras

Dobras são manifestações da deformação dúctil em resposta à presença de esforços que acometem as rochas em níveis crustal médio e inferior, geradas por cisalhamento puro, cisalhamento simples ou ambos simultaneamente, no caso da deformação transpressiva (Fossen, 2012). A manifestação dessas estruturas é apresentada na Figura 28 A e B.

No Complexo Tamboril-Santa Quitéria a principal rocha gnáissica-migmatítica possuía lentes de quartzo-feldspato, com tamanhos que iam desde a escala centimétrica até métrica, e encontrava-se muito fraturado. Foram observadas amêndoas de tamanhos milimétricos a métricos, onde um material mais resistente encontra-se no seio de outro, podendo ser classificado como boudín (Figura 28 C e D), indicando que o metamorfismo se deu em um ambiente de pressão e temperatura elevada, permitindo que uma rocha competente pudesse se deformar plasticamente muitas vezes, com grandes rupturas.

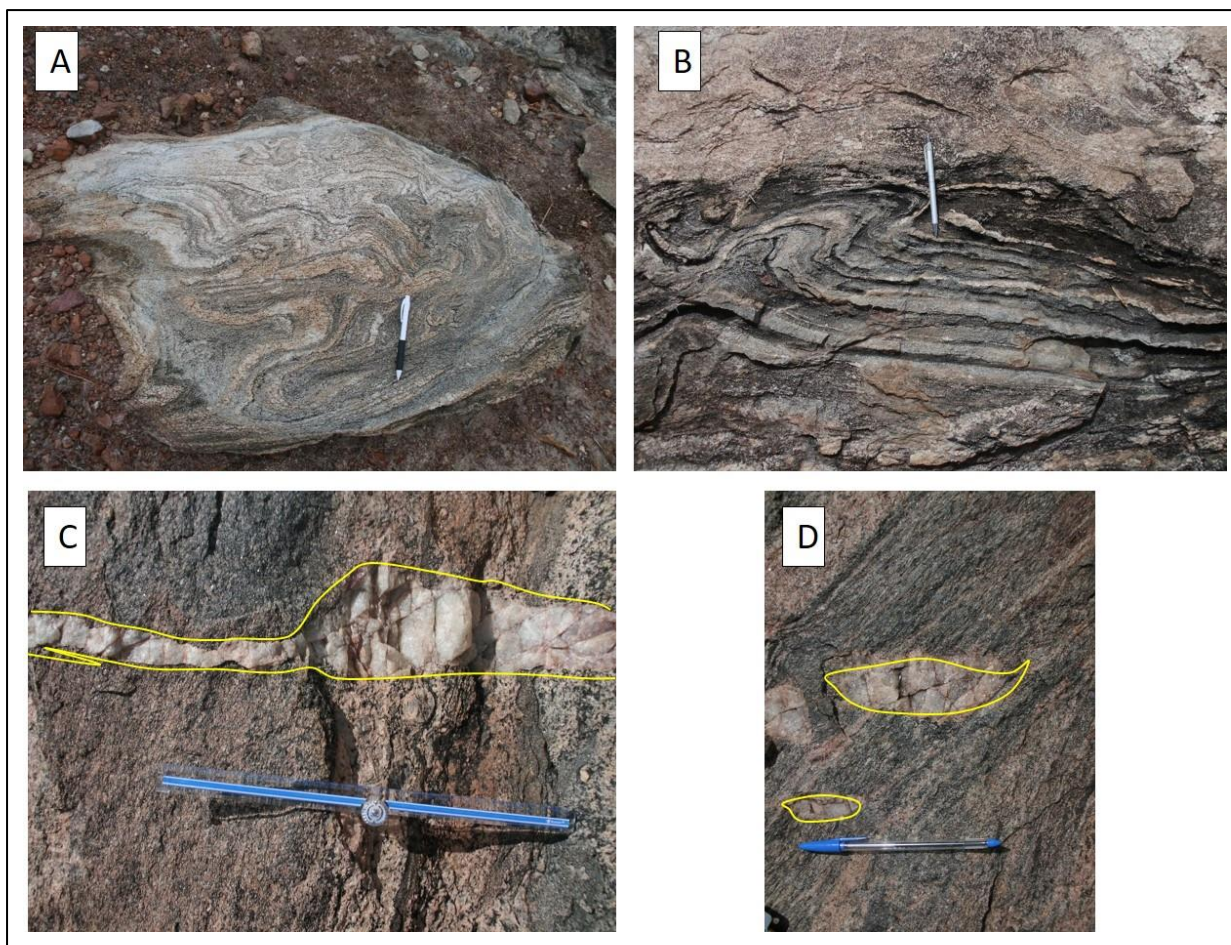


Figura 28: Estruturas de característica dúctil. (A) dobras intrafoliais no biotita-hornblenda gnaiss. (B) dobra com bandas de cisalhamento. (C) presença de *boudins* (D) minerais mais resistentes ao cisalhamento formam lentes.

8.4. Estruturas rúpteis

Estruturas rúpteis formam-se a partir de fluxos cataclásticos e são caracterizadas por condições físicas que promovem o aparecimento de discontinuidades, tais como deslizamento friccional ao longo de contatos de grãos e rotação e fratura de grãos (Fossen, 2012).

A deformação descontínua esboça-se principalmente por meio de fraturas e falhas, sendo que as fraturas são mais comuns do que as falhas em escala de afloramento e ocorrem em todos os litotipos descritos na área de trabalho.

Fraturas

As fraturas são discontinuidades planares não penetrativas formadas sob deformação coaxial rúptil, caracterizadas por superfícies paralelas ou subparalelas, ao longo das quais a movimentação é desprezível. Ocorrem como conjuntos paralelos formando juntas, nos quais cada conjunto é denominado de Família de Juntas. As fraturas, assim como as falhas, representam uma fase tardia da deformação (Passchier & Trouw, 2005).

Falhas

Falhas são estruturas geradas em regime rúptil, assim como as fraturas. Entretanto sua principal diferença em relação àquelas é o deslocamento relativo significativo, mensurável na escala de observação, entre blocos rochosos adjacentes. Podem ser definidas ainda por um volume tabular de rocha com uma superfície central ou núcleo de cisalhamento, onde o cisalhamento é mais intenso, envolto por um volume afetado em menor grau por uma deformação rúptil, (Fossen, 2012).

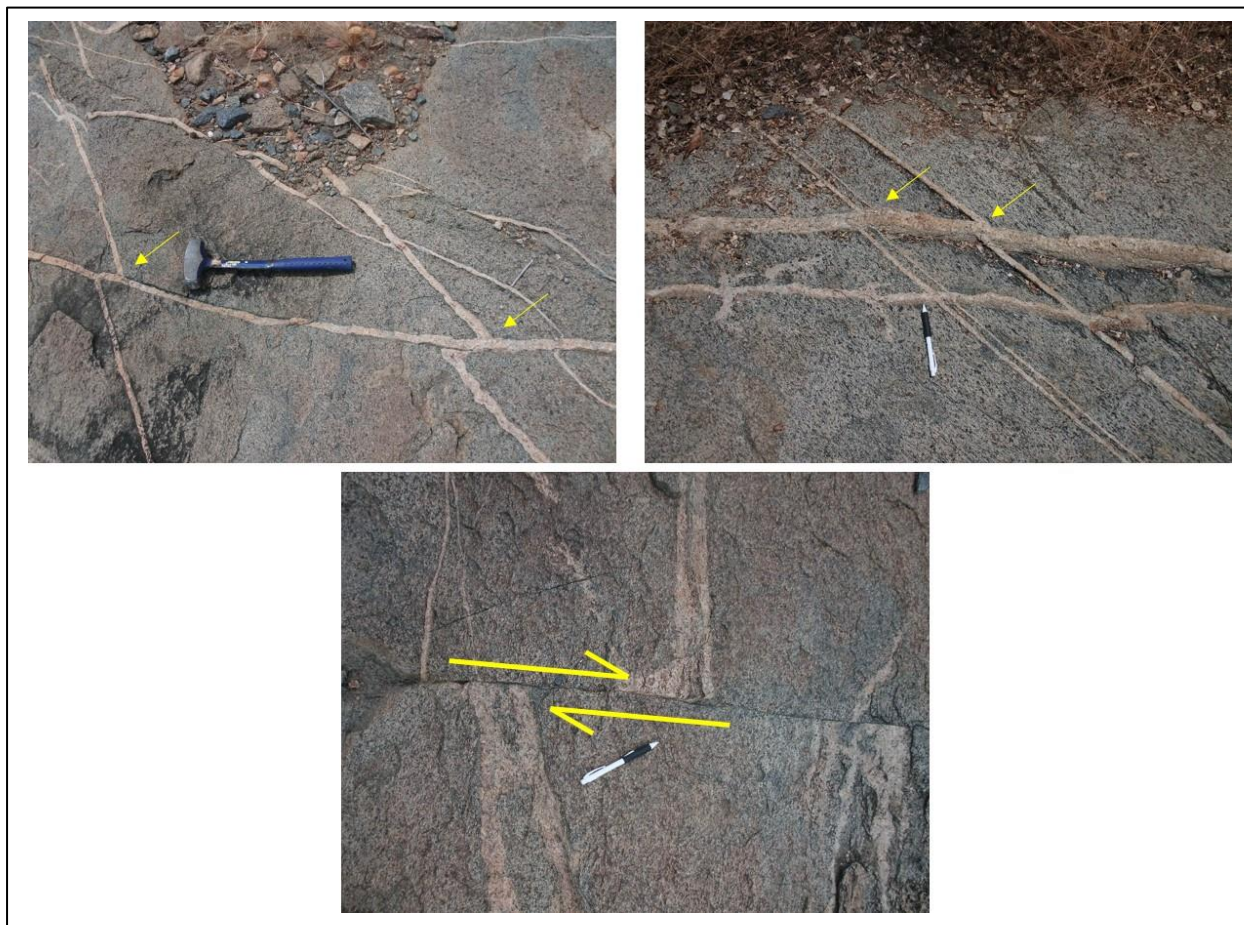


Figura 29: Veios representativos, marcadores da cinemática que o conjunto de rochas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria passou.

Veios

Os veios representam mobilizados provenientes de processos de fusão parcial, sendo colocados em posições potenciais de menor tensão, as quais indicam a posição trativa no elipsoide de deformação. Foram descritos nas unidades gnáissicas da subárea, apresentando dimensões que variam de milimétricas a métricas. Possuem características pegmatíticas e/ou aplíticas e ocorrem concordantes e discordantes à foliação.

Podemos separar dois eventos principais de colocação desses corpos. Em um tempo T1 inicial, ocorreu a colocação de veios concordantes à foliação, provavelmente na época da

formação desta estrutura planar. Em um tempo T2 posterior a formação da foliação e mudança do sentido dos tensores, veios discordantes cortaram a foliação dos gnaisses, o que resultou no aparecimento de pelo menos duas gerações de veios: uma geração inicial concordante e outra posterior discordante. A concordância/discordância de veios/mobilizados, o tamanho dos minerais neles presentes, relativamente à rocha onde ocorrem tem a ver com fatores tais como: taxa de fusão do meio; tempo de migração do mobilizado para as posições trativas e tempo de cristalização nessas zonas.

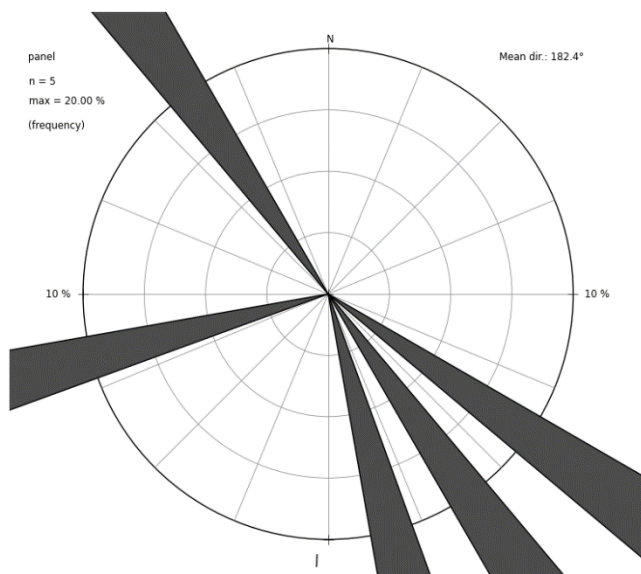


Figura 30: Veio do Granito Pajé evidenciando a influência da Zona de Cisalhamento Groaíras com trend NW-SE

Veios são produtos de mobilização de composições parciais extraídas de um determinado corpo rochoso em condições de P-T definidos. Ao serem retiradas essas composições tendem a migrar para posições trativas, as quais, a maioria das vezes, são secantes as foliações, se elas já existirem nas rochas Figura 30.

Se a deformação no corpo tiver lugar em condições de cisalhamento simples, os veios (posições espaciais trativas) tende a rotacionar e podem ser paralelizados á foliação existente.

Se o processo de extração de composições (fusões parciais) continuar outros mobilizados se formarão e poderão ser rotacionado total ou parcialmente perante veios concordantes e discordantes.

Composicionalmente, os veios pegmatíticos são constituídos por duas assembleias minerais principais: K-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita e turmalina; e, K -feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita. Os cristais destes minerais, presentes nos veios pegmatíticos, geralmente ocorrem com dimensões de poucos centímetros, em casos pontuais ocorrem com dimensões que atingem dezenas de centímetros.

8.3. Microestrutural

Na análise microestrutural procura-se caracterizar as tramas dos minerais nas rochas, segundo Passchier e Trouw (2005) esse procedimento leva em consideração a descrição espacial e geométrica dos elementos que compõem a rocha. As observações referentes à textura, estrutura e orientação cristalográfica preferencial fazem, portanto, parte deste conjunto (Hobbs et al. 1976). As feições descritas devem ser penetrativas em um volume de rocha e pervasivas, repetindo-se um determinado número de vezes. A microfábrica inclui descrições de forma dos grãos, limite dos grãos, lamelas de deformação, agregados granulares com forma similar e malhas com orientação preferencial (Passchier e Trouw, 2005).

Na Figura 31 C e D, a qual trata do muscovita-biotita gnaiss nota-se que a foliação é definida por cristais de muscovita, quartzo e biotita. Há a presença de quartzo e feldspato na forma de lentes ou sigmóides, ligeiramente assimétricos. A disposição dos cristais de muscovita é subparalela (Figura 31), as bandas de quartzo apresentam-se com os grãos alongados por recristalização dinâmica (processo exemplificado na Figura 32), extinção ondulante e subgrãos em um processo de cominuição e recuperação. O plagioclásio encontra-se em granulação fina, com fraturas, maclas contorcidas (Figura 31), mostrando fortemente evidências de cominuição de grãos e portanto, do processo de milonitização da rocha.

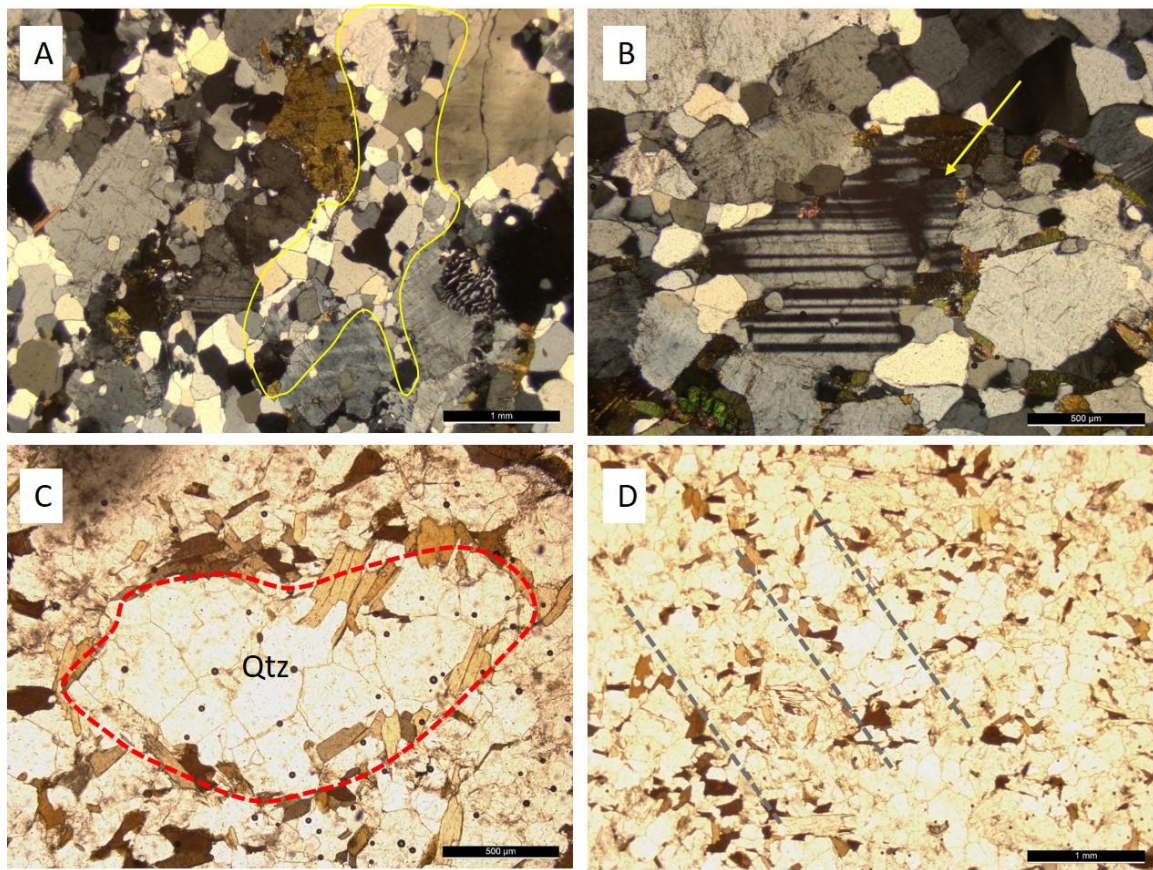


Figura 31: Feições microestruturais do complexo Tamboril-Santa Quitéria. (A) Quatrzo policristalino, extinção ondulante com contatos tríplices. (B) maclas contorcidas de plagioclásio (C) porfiroblasto de quartzo policristalino, rodeado por cristais de biotita e muscovita. (D) foliação espaçada, com granulação média disposição subparalela das micas, assim há alternância de domínios lepidoblásticos, definidos pela biotita, muscovita. Os domínios granoblásticos são definidos pelo quartzo e feldspato.

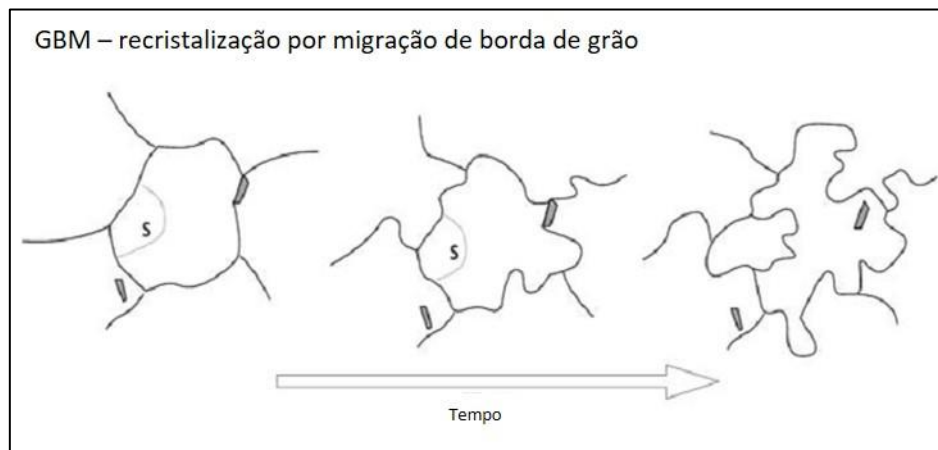


Figura 32: Diagrama esquemático do processo de recristalização por migração de borda de grãos. GBM – Recristalização por migração de borda de grão à alta temperatura. Em altas temperaturas, as bordas dos grãos se tornam altamente móveis e podem varrer o material em qualquer direção para remover defeitos (desorganização) e bordas de subgrãos. Rotação de subgrãos também ocorrem, mas onde as bordas de subgrãos (s) são transformadas em bordas de grãos, o ultimo se torna também altamente móvel (Adaptado de Passchier e Trouw, 2005).

8.4. Magmatismo

Os eventos magmáticos da Província Borborema estão relacionados a processos extensionais e colisionais, sendo registrados em rochas que ocorreu desde o final do Arqueano/Paleoproterozóico até o Fanerozóico (Brito Neves et al, 2003).

A formação desses conjuntos litológicos foi interpretada com base na caracterização dos diferentes litotipos, a partir de dados de campo, relações estruturais, temporais, texturais e petrográficas. A integração desses dados permitiu o reconhecimento de diferentes eventos magmáticos ocorridas na área, e que estão relacionadas aos diferentes estágios de evolução geológica do Domínio Ceará Central, relacionadas, principalmente ao Ciclo Brasileiro e a instalação do arco magmático de Santa Quitéria.

O primeiro evento (M1) magmatismo de alto Mg e Ca e baixo K, estão relacionados os protólitos do conjunto litológico migmatizado composto por titanita-biotita-hornblenda gnaiss, distribuído em grande parte da porção oeste da área.

O magmatismo cálcio-alcálico de alto potássio, correspondente ao segundo evento magmático (M2), é representado pelo conjunto formado por rochas tipicamente graníticas, da Suíte Intrusiva Tamboril-Santa Quitéria. O tipo litológico principal é o biotita sienogranito. Esse conjunto é constituído por corpos fracamente deformados, geralmente com centros mais isotrópicos e bordas relativamente foliadas.

O terceiro evento (M3) corresponde ao magmatismo cálcio-alcálico de médio potássio representado pelos tipos litológicos tipicamente compostos por granada -biotita monzogranito, porções localizadas de composição granodiorítica. Esses granitoides apresentam centros isotrópicos e bordas foliadas, com xenólitos centimétricos de gnaisses paraderivados, que ocorrem nas proximidades.

Assim, os estágios evolutivos do arco magmático estariam fortemente relacionados à geração de granitos: 1) pré-colisionais ou arcos magmáticos continentais, associados à subducção, 2) os sin-colisionais associados à fase tangencial, e 3) os tardi-orogênicos e os pós-orogênicos associados ao desenvolvimento de transcorrências e adelgaçamento da crosta.

8.5. Metamorfismo

O conjunto de litotipos de derivação metamórfica presente é representado principalmente por gnaisses, de orto e paraderivação, ocorrendo associados subordinadamente a anfibolitos. Os ortognaisses fazem parte do Complexo granítico-migmatítico Tamboril-Santa Quitéria. Estudos petrográficos, aliados aos dados de campo, permitiram a identificação das paragêneses metamórficas de cada litotipo, que uma vez estabelecidas, puderam fornecer

informações a respeito das condições metamórficas no momento de suas formações. Abaixo está sendo mostrada uma tabela (Tabela 1) das rochas metamórficas descritas e as suas respectivas paragêneses estabelecidas.

Segundo Brito Neves et al. (2003), em âmbito regional, o Ciclo Brasileiro é o evento orogênico mais expressivo na região, sendo responsável pelo fim da evolução geológica proterozóica na Província Borborema.

Tabela 1: Litotipos metamórficos do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, com suas respectivas paragêneses, indicação das fácies metamórficas e possíveis protólitos. Sendo que Bt = Biotita; Pl = Plagioclásio; Mc = Microclínio; Qtz = quartzo; Ms = Muscovita, Hbl = Hornblenda, Afs= Álcali.

| | Litotipo | Paragênese | Fácies de pico metamórfico e de retrometamorfismo | | Protólito |
|-----|---------------------------|--------------------------|---|-------------|--|
| | | | | | |
| I | Migmatitos | | Anfibolito Médio-Alto | | Ortognaisses |
| II | hornblenda-biotita gnaiss | Hb + Bt + Qtz + Pl | Anfibolito médio >> | Xisto verde | Protólito ígneo do tipo TTG |
| III | Muscovita-biotita gnaiss | Bt + Pl + Qtz + Ms + Afs | | | Rocha ígnea de composição Granodiorítica |

A paragênese II representa o litotipo hornblenda-biotita gnaiss, mineralogicamente constituído por quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda, microclínio, titanita e zircão. Apresenta um bandamento composicional devido à recristalização e segregação de minerais sob condições de metamorfismo de grau alto a muito alto (Sgarbi, 2012). A presença dessas áreas migmatizadas na unidade indicam que essas rochas passaram por condições de temperaturas superior a 650°C (Sawyer, 2008), correspondente a fácies anfibolito. Essa paragênese indica um possível protólito TTG, devido à ausência de minerais aluminossilicáticos e pela presença de minerais ricos em Ca, como a hornblenda de minerais acessórios típicos de rochas ígneas, como zircão e titanita.

A paragênese III representa a unidade muscovita-biotita gnaiss e é composta por biotita, quartzo, plagioclásio, microclínio, muscovita, e com mineralogia acessória composta por zircão, titanita e opacos, apresentando um bandamento composicional. Microscopicamente, há indícios de recristalização, evidenciados principalmente pela textura granoblástica poligonal.

Discussão Metamorfismo:

O bandamento composicional é uma estrutura típica de metamorfismo regional que atua em áreas de grande extensão. O processo de segregação mineral a partir da difusão iônica representa uma das alternativas existentes para a formação do bandamento (Yardley, 2004). a

presença de fluidos nas rochas durante o metamorfismo permitindo ocorrência de fusões locais gerando mobilizados que se colocam em zonas estratégicas de menor pressão.

A partir das paragêneses presentes e dos protólitos definidos para as rochas metamórficas foi possível interpretar que as rochas metamórficas do Complexo Tamboril-Santa Quiteria foram formadas sob condições de grau metamórfico alto (Figura 33), com formação de bandamentos composicionais devido à processos de segregação metamórfica, assim como fusão parcial associada à formação de migmatitos. Sobreposto aos eventos metamórficos, as rochas passaram por eventos deformacionais dúcteis/rúpteis, os quais por sua própria natureza submetem os corpos rochosos a novas condições, que induzem a reações para o reequilíbrio mineral. Texturalmente, as rochas apresentam feições miloníticas, porfiroclastos, cristais amendoados e estiramento mineral.

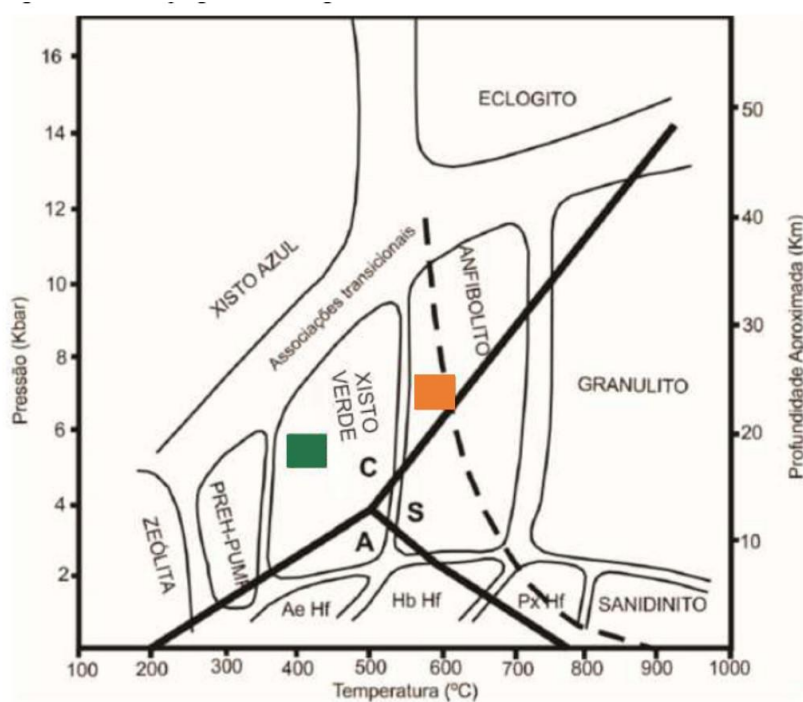


Figura 33: Diagrama P-T de fácies metamórficas, com os campos de estabilidade de polimorfos de Al_2SiO_5 (linhas mais espessas). Em laranja um destaque para representar a provável zona P - T e profundidade em que as rochas de alto grau metamórfico se desenvolveram.

Na Paragênese I, segundo Yardley (2004), migmatitos em geral são rochas características de cinturões metamórficos de alto grau. Porém, a fusão de rochas pode ocorrer em condições de menor temperatura, dependendo da pressão de vapor d'água, presença de minerais hidratados, como anfibólios e micas, além de plagioclásio e quartzo, que segundo Winkler (1976) são minerais típicos da fácies anfibolito, que proporcionam um aumento na taxa de fusão das rochas às quais pertencem. Os gnaisses ortoderivados são notadamente

àquelas que sofreram mais intensamente com este processo os quais se apresentam com progressivos estágios de fusão.

Após a consolidação destes eventos, os corpos rochosos passaram por uma fase de retrometamorfismo, tal afirmação deve-se ao contraste apresentado por rochas de alto grau que, apesar do grau metamórfico atingido têm assembleias minerais hidratadas, tal como a presença de hornblenda e de muscovita. O processo de hidratação mineral, pode estar relacionado ao próprio mecanismo de cavalgamento, pela remobilização de fluidos em direção aos níveis crustais mais rasos, atingindo as rochas mais anidras, colocadas nestes níveis crustais mais superficiais, culminando nas assembleias minerais de fácies xisto verde, como sinaliza o quadrado de cor verde na Figura 33

8.6. Aspectos Economicos

No Estado do Ceará, destacam-se como substâncias mais importantes para a economia mineral as rochas ornamentais e de revestimentos, rochas carbonáticas, argilominerais, agregados e minerais de pegmatitos. Outros minerais também possuem grande potencial, como: gemas, gipsita, fosfato, grafita, barita e talco (Roberto et al, 2007). De acordo com DNPM (2000), foram caracterizados no Ceará, 10 distritos mineiros, nos quais se concentra a produção mineral efetiva do Ceará.

Na região de Quixadá-Pedra Branca ocorrem minerais de pegmatitos (rubelita, berilo, quartzo, feldspato, lepidolita, turmalina e ambligonita), rochas ornamentais, calcário dolomítico, cromita, grafita, scheelita, fluorita, ferro, pedra britada e argila.

Em Itapipoca-Santa Quitéria encontram-se rochas ornamentais (granito, diorito, charnoquito e monzonito), calcário, calcário dolomítico, ametista, diatomito e argila. Além disso, são também conhecidas ocorrências de cianita, ferro, urânio e amianto antofilítico. Destaca -se a ocorrência dos “granitos” Vermelho Fuji, Juparaná Montiel, Brown Paradise e Cinza Nova Russas (CETEN, 2005).

No contexto da Folha Santa Quitéria as discussões sobre o tipo de magma e o ambiente tectônico juntamente com as transformações tardi/pós-magmáticas deveriam ser voltados para a metalogênese devido a grande diversidade de rochas gnáissicas, migmatíticas, calcissilicáticas, anfíbolitos, e granitos cedo a sin e tardi a pós-tectônicos encontrados na área

IX. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A literatura geológica estabelece haver na região noroeste do Estado do Ceará dois principais eventos tectono-metamórficos regionais que acometeram esta região, a saber: a Orogenia Transamazônica (Paleoproterozóica) e a Orogenia Brasileira (Neoproterozóica). A sequência de eventos que a área da Folha Santa Quitéria passou é colocada de acordo com os dados de campo e petrográficos encontrados neste trabalho.

De acordo com os litotipos e dados da literatura encontrados na sistematização de dados a que se propõe esse documento de conclusão de curso, o processo de fechamento completo do oceano no Neoproterozóico, que culminou na formação do um arco magmático continental - Arco Magmático de Santa Quitéria, foi originado a partir da colisão entre duas placas continentais, com formação de granitóides pré a sincolisionais, dioríticos a granodioríticos, a partir de magmas com alto conteúdo de Mg e Ca e baixo K , interpretados por Fetter (2003) como as fases mais primitivas do magmatismo do arco.

Diversos tipos de rocha, inclusive sedimentares (encontradas em outras porções fora da área de mapeamento) foram metamorfasadas, assim como, os granitoides pré a sincolisionais resultantes da formação do arco magmático de Santa Quitéria (protólito ígneo). Os gnaisses ortoderivados são representantes do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, e são principalmente associados a esta natureza devido ainda registrarem feições ígneas como intercrescimento mimerquíticos, gráficos e pertíticos.

O metamorfismo de caráter regional provavelmente atingiu condições de fácies anfibolito médio a alto, com temperaturas que variavam entre 650° C e 750° C e pressões moderadas, que ocasionou em processos de migmatização, registradas principalmente nos ortognaisses, gerando grandes porções neossomáticas (diatexitos). O metamorfismo foi acompanhado também de deformação, que gerou a formação de foliação.

A região de ocorrência do Arco magmático de Santa Quitéria está associada a um sistema de nappes, que afetou o embasamento e as rochas supracrustais, com vergência predominante para SSE (Caby & Arthaud 1986; Arthaud et al.,2008). A idade para o metamorfismo regional foi estabelecida ao redor de 600 Ma por Castro (2004) pelo método U-Pb em monazita. A geocronologia isotópica também sugere um ambiente de arco magmático através das idades modelo TDM são geralmente meso a neoproterozóicas, com ϵNd (600) levemente negativos a positivos, variando entre -3 e +3 (Fetter et al.,2003).

Adicionalmente, deve ser ressaltado a expressiva granitogênese pela presença de diversos corpos graníticos espalhados pela área, com bordas foliadas, por vezes minimamente deformados nas bordas. O primeiro episódio é representado pelas suítes Quixadá-

Quixeramobim, com idades U-Pb de 585 Ma (Fetter, 1999). O segundo, e mais jovem episódio (Cambro-Ordoviciano), é representado por uma série de corpos, no qual se destacam os granitos Mucambo, Meruoca, Serra da Barriga, Pagé, Serrote São Paulo e Complexo Anelar Quintas com idades U-Pb variando entre 535 e 480 Ma (Teixeira, 2006, Castro, 2004, Fetter, 1999).

Os granitos que representam um plutonismo neoproterozóico (Complexo Tamboril-Santa Quitéria) correspondente ao desenvolvimento do Arco Magmático Continental de Santa-Quitéria são principalmente monzograitos e sienogranitos isotrópicos com granulações variando de fina a grossa. Estas rochas apresentam grande quantidade de biotita e pouco ou nenhum anfibólio o que leva a interpretação de que este mineral sofreu forte desestabilização, transformando-se em biotita.

As rochas félsicas desta unidade são provenientes principalmente de um magma de composição intermediária e em escala microscópica observa-se quatro tipos principais de alteração: cloritização, sericitização, argilização e saussuritização. Ainda no neoproterozóico, outro plutonismo compõe a Folha Santa Quitéria que é representado por granitos, geralmente, porfíricos com fenocristais de feldspato potássico que chegam a dimensões até 12 mm. Assim como o Complexo-Tamboril Santa Quitéria, em poucas rochas observou-se a presença do anfibólio. Esses litotipos variam entre monzogranitos e sienogranitos com índice de cor bem variado e em escala microscópica os minerais acessórios são opacos, titanita, alanita, apatita e zircão.

A história deformacional está intimamente ligada à formação do arco magmático, no qual foi acometido por um único evento de metamorfismo em escala regional (tectonometamorfismo) que condicionou o pico do metamorfismo ocorrem estruturas de natureza dúctil e rúptil, sendo que as primeiras são mais diversificadas e mais comumente encontradas. A foliação do tipo bandamento composicional (gnáissica) é a principal estrutura presente em gnaisses ortoderivados, do Complexo Tamboril-Santa Quitéria.

A história deformacional inicia a partir de movimentos frontais (cavalgamentos) como resultado da instalação do arco magmático de Santa Quitéria. Com o avanço da frente colisional e progressivo espessamento da crosta as movimentações de massa, passam de frontais a laterais (transcorrência), experimentando ainda estágios de transpressão.

Os corpos mais arredondados na perspectiva do mapa correspondem à colocação de corpos plutônicos, provavelmente como produtos de magmatismo tardi a pós-tectônico, quando os tensores de deformação já se encontravam em estágio de relaxamento. A colocação desses

corpos ainda sob atuação de esforços, acarretou na formação de foliação de borda, em contraste com a porção interna que permaneceu isotrópica.

REFERÊNCIAS

- Abreu, F. A. M.; Gorayeb, P. S. S. 1992 Feições lito – estruturais e critérios cinemáticos no Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. In: Cong. Bras Geol., 37 São Paulo 1992. Anais. São Paulo SBG. V. 1 p. 300 – 301. Abreu et al. (1988)
- Almeida, A.R., Parente, C.V. Arthaud, M.H. 2007. Itatira- SB.24-V-B-V, escala 1:100.000: nota explicativa integrada com Quixeramobim e Boa Viagem. - Ceará: UFC/CPRM, 2007.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves B.B., Fuck, R.A., 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: 8 Simp. Geol. Nordeste, Campina Grande. Atas. Campina Grande, SBG. P. 363-391.
- Amaral W.S. & Santos T.J.S. 2006. Análise estrutural da porção centro-leste do arco magmático de Santa Quitéria – região de Aracatiçu e Taperuaba (CE), NW da Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Anais, Aracaju, p.169
- Amaral W S. 2007. Integração de Dados Aerogeofísicos e Geológicos e sua Contribuição a Evolução Geodinâmica do Domínio Ceará Central, Província Borborema. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), Dissertação de Mestrado, 165 p.
- Teixeira M.L.A. & Dantas E.L. 2006. Geologia, aerogeofísica e geologia isotópica doo limite norte do Complexo Tamboril-Santa Quitéria – CE (Província Borborema) In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Anais, Aracajú, p.23.
- Andrade, V.A 1969. Projeto Fortaleza. CPRM/DNPM:Recife Vol.1
- Arthaud, M. H. 2007. Evolução neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, Nordeste do Brasil): da sedimentação à colisão continental brasiliana. Brasília. 132p. Tese. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Arthaud, M.H.; Vasconcelos, A. M.; Oliveira, F.V.C. 1998. As seqüências Metassedimentares do Ceará Central. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, p. 16.
- Fetter, A.H. 1999. U–Pb and Sm–Nd Geochronological constraints on the crustal framework and geological history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana. PhD. Thesis, Kansas University.
- Castro, N.A. 2004. Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taperuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema). Ph.D Thesis, Universidade de São Paulo-USP.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M.; Gonçalves, J.H.(ed) 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas & SIG. Brasília: CPRM, 692P.
- Brasil DNPM. 2000. Mineração no Brasil – Guia do investidor – DNPM.
- Brito Neves, B. B. 2001. Decálogo para a tectônica dos continentes. In: 8 Simp. Nac. Estud. Tect., 2 Internat. Symp. Tectonics Braz. Geol. Soc., Recife (PE), Anais (res. Expand.): 17-19.
- Brito Neves, B. B., Campos Neto, M. C., Fuck, R. A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana, na approach to the Brsiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. Episodes, 22:155-166.
- Brito Neves, B. B.; Dos Santos, E. J.; Van Schmus, W. R. 2000. Tectonic history of the borborema province, Northeastern Brazil. In CORDANI, U. G.; MILANI E.J.;

Brito Neves, B.; Van Schumus, W. R.; Fetter, A. H; 2001. Noroeste da África– Noroeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio corporativo e problemas de correlação. Revista do Instituto de Geociências. USP Série Científica São Paulo, v. 1. p.59-78.

Brito Neves, B.; Van Schumus, W. R.; Fetter, A. H; 2001. Noroeste da África –Noroeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio corporativo e problemas de correlação. Revista do Instituto de Geociências. USP Sé. Cient., São Paulo, v. 1. p.59-78.

Brito Neves, B.B. 1975. Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano nordestino. Tese de Doutorado. IG-USP, 198 pp. São Paulo, SP.

Caby, R.; Arthaud, M. H. 1986. Mjor precambrian nappes pf the Brazilian belt, Ceará, Northest Brazil. *Geology*. 14 : 871 - 874.

Caby, R.; Arthaud, M. H., Archanjo C. J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: Geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 235-246.

Caputo, M. V. E.; Lima, E. C. 1984. Estratigrafia, idade e correlaçãodo Grupo Serra Grande - Bacia do Parnaíba. In: Cong. Bras. Geol., 33. Rio de Janeiro, 1984. . Anais. Rio de Janeiro, SBG. v. 2. p. 07 - 21.

Carozzi, A. V.; Falkenhein, F. U. H.; Carneiro, R. G.; Esteves, F. R.; Contreiras, C. J. A. 1975. Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro - eocarbonífera da Bacia do Maranhão. *Ciência Técnica Petróleo. Seção exploração de petróleo*, 07. 48 p.

Castro, N. A. 2004. Evolução geológica proterozoica da região entre Madalena e Taparuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema). Doctoral thesis, Universidade de São Paulo.

Castro, N. A.; Basei, M.A.S.; Sato, K. 2003. Nd data from Central Ceará Domain: Archean Relicts, Paleoproterozoic Record and Neoproterozoic Crustal Reworking. IV South American Symposium on Isotope Geology. p. 160-163.

Cavalcante, J.C. 1999. Limites e Evolução Geodinâmica do Sistema Jaguaribiano, Província Borborema, NE do Brasil. Tese de Mestrado UFRN.

Cavalcante, J.C., Vasconcelos, A.M., Medeiros, M.F., Paiva, I.P., Gomes, F.E.M., Cavalcante, S.N., Cavalcante, J.E., Melo, A.R.C., Duarte Neto, V.C., Benevides, H.C. 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1: 500.000. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

CETEM- Centro de tecnologia mineral, 2005. Minerais de pigmatitos. Francisco Wilson Hollanda Vidal e José de Araújo Nogueira Neto. Rio de Janeiro. CT2005-174-00 – Contribuição Técnica elaborada para o Livro Rochas e Minerais Industriais do Ceará, páginas 67-81.

Costa, M. J.; França, J. B.; Bacchiega, I. F.; Habekost, C. R.; Cruz, W. B. 1973. Geologia da Bacia Jaibartas, Ceará, Piauí e Maranhão. Projeto Jaibaras. DNPM/CPRM. Recife. Relatório final (v. 5).

Cunha, F. S. S. 2006. Condicionamento Estrutural das zonas de cisalhamento da Região de Forquilha, Domínio Ceara Central: Uma abordagem integrada de sensoriamento remoto e geologia estrutural. Tese de Doutorado. UFRN.

De Wit, M.J., Brito Neves, B.B., Trouw, R.A.J., Pankhurst, R.J., 2008. Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region: the ties that bind. In: Pankhurst, R.J.,

Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C.R., Perrotta M.P., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves. eds. 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Brasília, CPRM. p. 227-334.

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. Tese de Doutorado. University of Kansas, Kansas, EUA. 164 p.

Fetter, A. H.; Dos Santos, T. J. S.; Van Schumus, W. R.; Hackspa-Cher, P. C.; Brito Neves, B. B.; Arthaud, M. H.; Nogueira Neto, J. A.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, p. 265-273.

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. Tese de Doutorado. University of Kansas, Kansas, EUA. 164 p.

Fossen, H. *Structural Geology*. Cambridge University Press. 584 f. 2012.

Freire, L. L. R. 2002. Perfil econômico do Ceará. Fortaleza, Banco do Nordeste.

Fettes, D., Desmons, J. 2014. Rochas Metamórficas: Classificação e Glossário. Tradução de José Manoel dos Reis Neto. São Paulo, Oficina de textos, 313p.

Ganade de Araujo, Carlos E., Cordani, Umberto G. Weinberg Roberto F. Basei, Miguel A.S. Armstrong, Richard. Sato, Kei. (2014) Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos* 202–203 (2014) 167–189 <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2014.05.015>

Garcia, M. G. M. & Arthaud, M. H. 2004. Trajetória P-T na Nappe Itatira e Unidade Guia, Domínio Ceará Central. In: XLII Congresso Brasileiro de Geologia, 2004, Araxá. XLII Congresso Brasileira de Geologia – Recursos Minerais e Desenvolvimento Socioeconômico, 2004. V. Único.

Góes, A. M. O. & Feijó, F. J. 1994 – Bacia di Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 8(1): 57 – 67.

Gomes, J. R. C.; Gatto, C. M. P. P.; Souza, G. M. C.; Luz, D. S.; Pires, J. L.; Teixeira, W., 1981. Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAM BRASIL, Folhas Jaguaribe/Natal (SB.24/25). MME. Rio de Janeiro, 740 pp. 7 mapas.

Gorayeb, P. S. S. & Lafon, J.M. 1995. Geocronologia Rb – Sr do Granodiorito Anil – CE. In: XVI Simp. Geol. Nordeste, Recife 1995. P. 274 - 276 . Rio de Janeiro, 8(1): 57 – 67.

Gorayeb, P. S. S.; Abreu, F. A. M.; Hasui, Y. 1993. A tectônica distensiva e a geração de granitos eopaleozóicos no oeste do Ceará. In: Simp. Geol. Nordeste, 15. Natal, 1993 . Atas. Natal, Bol. Soc. Bras. Geol. Nuc. Nordeste. v. 13. p. 254 - 257.

Gorayeb, P. S. S.; Abreu, F. A. M.; Moura, C. A. V. 1988. Relações estratigráficas entre o granito Meruoca ea sequência Ubajara - Jaibaras. In: Cong. Bras. Geol., 35. Belém, 1988. Anais. Belém, SBG. v. 6. p. 2678 - 2688.

- Gorayeb, P. S. S.; Lemos, R. L.; Abreu, F. A. M. 1994. O granodiorito Anil: caracterização geológica e petrográfica. In: Cong. Bras. Geol.; 38. Camboriú, 1994. Bol. Res. Exp. ... Camboriú, SBG. v. 1. p.156 - 158.
- Hasui, Y. 2012. Sistema Orogênico Borborema. In: Hasui *et al.*, 2012. Geologia do Brasil. São Paulo, Beca. Cap 13, p: 254-258.
- Jardim De Sá, E. F. 1994. A faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan- africana. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 803 p.
- Kegel, W. 1953. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. DNPM/DGM. Rio de Janeiro. 48 p. (Bol. 141).
- Lima, M. Da G.; Vasconcelos, P.; Farley, K.; Jardim De Sá, E. F. 2008. Datação do intemperismo do Nordeste Oriental do Brasil. 44 Congresso Brasileiro de Geologia.
- Mabessone, M.1.2002 – História geológica da província Borborema (NE Brasil). RWS Brasileira de geo Vol. 15: 119 – 129
- Martins, G. 2000. Litogeoquímica e Controle Geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró. Inst. De Geociências, UNICAMP, Campinas-SP, Tese de Doutorado, 218 p.
- Martins, G., Oliveira, E.P. 2004. Arcabouço Litoestrutural da Suíte Metamórfica Algodões – Choró, Domínio Ceará Central da Província Borborema. Revista de Geologia, Vol. 17, nº 1, 38-51. [www.revistadegeologia.ufc.br].
- Martins, G.; Oliveira, E. P. ; Souza Filho, C. R. De; Lafon, J-M. 1998. Geochemistry and Geochronology of the Algodões Sequence, Ceará, NE Barzil: A Paleoproterozoic Magmatic Arc in the Central Ceará Domain of the Borborema Province Congresso Brasileiro de Geologia, 40. Belo Horizonte. p. 28.
- Mattos, I. C. Arthur, A. C. Arthaud, M. H. Nogueira Neto, J. A. 2007. Geologia e geocronologia do stock granítico Serra do Barriga, Sobral (CE). XXII Simpósio de Geologia do Nordeste. Natal/RN, p. 176.
- Mehnert, K. R.1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam. 391 pp.
- Moreira, M. M. M. A. & Gatto, L. G. S. 1981. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. In: BRASIL. Projeto RADAM. Geomorfologia da folha SA-24 Fortaleza. Rio de Janeiro, MME/DNPM. Cap 2, p. 213-252. (Levantamento de Recursos Naturais, 21).
- Novais, F. R. G.; Neves, B. B. B.; Kawashita, K. 1979. Reconhecimento cronoestratigráfico da região noroeste do Ceará. In: Simp. Geol. Nordeste, 09. Natal, 1979. Atlas... Natal, Bol. Soc. Bras. Geol. Nuc. Nordeste. v. 7. p. 93 - 110.
- Oliveira, R. G. de. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil). 2008. 415 f. Tese (Doutorado em Geodinâmica; Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.
- Oliveira, J. F. De; Cavalcante, J. C. (org.). 1993. Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta metalogenética/previsional – escala 1: 100.000 (Folha SB.24-V-D-V; Mombaça) estado do Ceará. Brasília, DNPM/CPRM.195 p. il.
- Passchier, C.; Trouw, R. 2005. Microtectonics. 2ª edição. 223p.

Pessoa, R. R.; Archanjo, C. J. 1984. Tectônica de empurrões na região de Tróia-CE. Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro: SGB, 1721-1728.

Roberto F. A.C; Vidal F.W.H; Sales F.A.C.B; Sousa J.F; Mattos I.C. 2007. Rochas e minerais industriais do estado do ceará. In: XXII Simpósio de Geologia do Nordeste – Natal/RN.

Santos, A. A. 2003. Caracterização Litoestrutural e Geocronológica da Região Fósforo Uranífera de Itaitaia-Ce. Dissertação de Mestrado. Geologia Regional. Dep. de Geologia.-UFC. Fortaleza. 100 p.

Santos, E. J. 1996. Ensaio preliminar sobre Terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, 1996, Salvador, Anais, 6:47 -50.

Santos, E. J.; Van Schmus, W. R.; Brito Neves, B. B. De; Oliveira, R. G.; Medeiros, V. C. 1999. Terranes And Their Boundaries In The Proterozoic Borborema Province, Northeast Brazil. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7 & Simpósio Internacional de Tectônica da SBG – Lençóis-Bahia, Brasil, 12 - 15 Maio. Sessão 2. p. 121 – 124.

Santos, M. E. De C. M. & Carvalho, M., S. S. de. 2004. Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM: Companhia de pesquisa e Recursos Minerais. Rio de Janeiro, cap. 6, p. 40-47.

Sial, A. N. 1989. Petrologia, Geoquímica de elementos maiores, traços, Terras raras e isótopos (Sr, O, H, S) nos batólitos de Meruoca e Mocambo, Ceará, Nordeste do Brasil. Universidade Federal de Pernambuco. Tese (Professor-titular) – Departamento de Geologia, Recife, 284 p

SGARBI, P. B. A. . Rochas Ígneas. In: Geraldo Norberto Chaves Sgarbi. (Org.). Petrografia Macroscópica das Rochas Ígneas, Sedimentares e Metamórficas. 2aed. Belo Horizonte: UFMG, 2012, v. , p. 193-291

Saywer, E. W. 2008. Atlas of migmatites. Ontario: NRC. The Canadian Mineralogist Special Publication 9.

Silva, L. C.: Armstrong, R.; Pimentel, M. M.; Scandolaro, J.; Ramgrab, G.; Wildner, W.; Angelim, L. A. A.; Vasconcelos, A. M.; Rizzoto, G.; Quadros, M. L. E. S.; Sander, A.; Rosa, A. L. Z. 2002. Reavaliação da Evolução geológica em terrenos pré-cambrianos Brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, PARTE III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro Juruena. Revista brasileira de Geociências. V.32, n.4, p. 529-544, dez.

Sawyer, E.W. 2008. Atlas of Migmatites. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. 371p.

Tavares Jr., S. .; Lafon, J. M.; Gorayeb, P. S. S. 1992. Geocronologia e caracterização litoquímicas das rochas grnitóides e ortognaises da região de Santa Quitéria - Sobral, NW do Ceará. In: Semana de Seminários do CGPP/UFPA, 9. Bol.

Tavares Jr., S.; 1992. Caracterização litoquímica e geocronológica Rb/Sr em Rochas Granitóides e Ortognaises da Região de Santa Quitéria Sobral , NW do Ceará. 145f. Dissertação (Mestrado em Geologia. – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1992.

Thomaz Filho,A.; Campos, D.A. - Tectonic Evolution of South America - 31st international geological congress, Rio de Janeiro, 151-182p.

Torquato, J. R. & Nogueira Neto, J. A. 1996. Historiografia da região de dobramentos do médio coreaú. Revista Brasileira de Geociências.

Torres, P.F.M., 2004, Aspectos geológicos e geocronológicos da região de Redenção (CE) e adjacências – contexto regional e evolutivo: seqüência Acarape e suíte Pacatuba. Dissertação de Mestrado, UFC, 189p.


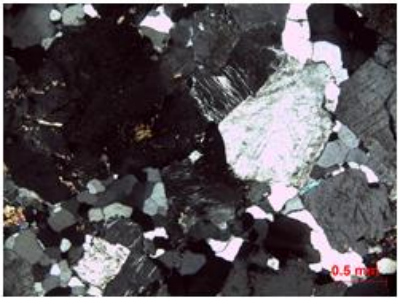
Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publications 294, 1–8

Twiss, R. J.; Moores, E.M. Structural Geology. W.H. Freeman and Company, New York. 1992.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher P., 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. Nov. 3/4. pag. 267-288. (ver portal da CAPES).

Yardley, B. W. D. 2004. Introdução a petrologia metamórfica. Tradução de Reinhardt Adolfo Fuck. 2º Ed. Revista. Edunb, p. 434.

APÊNDICE A: FICHAS PETROGRÁFICAS

| FICHA PETROGRÁFICA | | |
|---|-----------|---|
| Sigla da Amostra | 13-SQ-04 | |
| Coordenadas (Lat/Long) | 9556639,2 | 379150,5 |
| Descrição (Amostra de Mão): | | Imagem da Amostra |
| <p>Rocha de coloração cinza, holocristalina, hololeucocrática (IC~5%), isotrópica de granulação média (a maioria dos cristais tem 3mm). É constituída essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. O mineral varietal é a biotita.</p> | |  |
| Descrição (Microscopia Ótica): | | Fotomicrografia |
| <p>Sua textura principal é granular hipidiomórfica. Os minerais acessórios são apatita, zircão e opacos. Os minerais secundários são sericitas, carbonatos, argilominerais, muscovitas e cloritas.</p> <p>O feldspato potássico possui forma alotriomórfica a hipidiomórfica com dimensões submilimétricas a 2mm. Seus contatos são regulares com os outros minerais. O maclamento mais evidente é o do tipo xadrez. Ocorre o processo de argilização, no qual o feldspato potássico encontra-se intensamente alterado para argilominerais. Nos cristais maiores estão inclusos cristais de quartzo. Extensas lamelas e manchas formam-se, neste mineral, caracterizando uma textura pertítica.</p> <p>O plagioclásio possui forma ora alotriomórfica, ora hipidiomórfica com dimensões de <1 a 5mm. Seu contatos são regulares com os minerais adjacentes. O maclamento mais evidente é o do tipo albita.. A biotita, zircão e apatita podem estar inclusos em alguns cristais deste mineral. Ocorrem processos de perda de cálcio, alterando para carbonatos e sericitas. No contato plagioclásio com feldspato potássico ocorre um intercrescimento de quartzo em forma de gotas (textura mirmequítica).</p> <p>De acordo com o seu tamanho, forma e interação com os outros minerais. O quartzo foi dividido em três. O primeiro (Qtz1) é o mais comum com forma alotriomórfica, contato regular (estão dispostos como mosaicos) com os minerais vizinhos, dimensões menores que 1mm e extinção ondulante. O segundo (Qtz2) está associado a textura mirmequítica, ou seja, incluso no plagioclásio, em formas de gotas e submilimétrico. O terceiro (Qtz3) encontra-se arredondados e está incluso nos cristais maiores de feldspato potássico.</p> <p>A biotita é o mineral acessório mais importante. Nesta rocha, apresenta cor marrom com forte pleocroísmo (>absorção: marrom escuro; <absorção amarelo pálido). Possui forma hipidiomórfica com dimensões submilimétrica. Seu contato é regular com os minerais</p> | |  |


| | |
|---|--|
| <p>adjacentes e irregular com o plagioclásio. Os cristais deste mineral podem estar inclusos no feldspato potássico. Sofre processo de desestabilização resultando na cloritização deste mineral.</p> <p>A apatita (<1%) possui forma hipidiomórfica com hábito acicular e prismático, dimensões menores que 1mm. Geralmente está inclusa no plagioclásio. O zircão (<1%) possui forma idiomórfica com hábito bipiramidal, dimensões submilimétricas e incluso no plagioclásio.</p> <p>Os minerais opacos (<1%) ora são alotriomórficos e ora idiomórficos, ambos submilimétricos. Seus contatos são regulares com os minerais vizinhos. Encontra-se incluso na biotita, alanita e plagioclásio. Os minerais secundários são produtos da argilização do feldspato potássico (argilominerais); da descalcificação e saussuritização do plagioclásio (epidotos, sericitas e carbonatos) e da desestabilidade da biotita (clorita).</p> | |
| Aspectos Texturais/Microestruturais: Ocorrem texturas mais localizadas como pertíticas e mirmequítica. | |

| Mineralogia Essencial | % modal | Minerais Acessórios: |
|-----------------------|---------|---|
| Feldspato potássico | 35 | Apatita, zircão e opacos |
| Plagioclásio | 30 | |
| Quartzo | 30 | |
| Biotita | 5 | |
| | | Minerais Secundários: |
| | | sericitas, carbonatos, argilominerais, muscovitas e cloritas. |

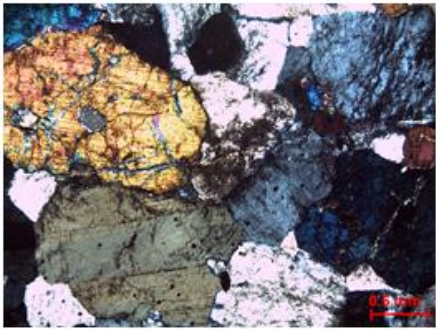
| | |
|--------------------------------|--------------|
| Classificação (tipo de rocha): | Ígnea |
| Classificação (nome da rocha): | Monzogranito |

| |
|--|
| Petrogênese: |
| Possível fonte: rocha intermediária/ Ambiente de formação: Plutônico |

| FICHA PETROGRÁFICA | | |
|------------------------|-----------|----------|
| Sigla da Amostra | 13-SQ-10 | |
| Coordenadas (Lat/Long) | 9544274,4 | 374181,5 |

| Descrição (Amostra de Mão): | Imagem da Amostra |
|---|--|
| <p>Rocha de coloração esverdeada, holocristalina, mesocrática (IC~40%), isotrópica de granulação grossa (a maioria dos cristais tem 4mm). Sua textura principal é granular e cumulática. É constituída essencialmente por plagioclásio e clinopiroxênio representando 99% da rocha total.</p> |  |

| | |
|--------------------------------|-----------------|
| Descrição (Microscopia Ótica): | Fotomicrografia |
|--------------------------------|-----------------|

| | |
|---|--|
| <p>O plagioclásio possui forma alotriomórfica com dimensões de 1 a 4mm. Seu contatos são regulares com os minerais adjacentes e irregular com outros cristais de plagioclásio. O maclamento mais evidente é o do tipo albita. A titanita e o zircão podem estar inclusa em alguns cristais deste mineral. Sofre processo de perda de cálcio e alteração para sericita.</p> <p>O clinopiroxênio possui forma alotriomórfica com dimensões de <1 a 4mm. Seu contatos são regulares com os minerais adjacentes. O maclamento mais evidente é o do tipo albita. A titanita e o zircão podem estar inclusa em alguns cristais deste mineral. Sofre processo de bastização e altera para serpentina e para anfibólio. Nesta rocha, apresenta cor verde e marrom.</p> <p>O zircão (<1%) possui forma idiomórfica com hábito bipiramidal, dimensões submilimétricas e incluso no plagioclásio e no clinopiroxênio. A titanita (<1%) é idiomórfica com hábito bipiramidal, contatos regulares, menor que 1mm e inclusa no plagioclásio e clinopiroxênio. Os minerais opacos (<1%) são alotriomórficos e estão inclusos no plagioclásio.</p> <p>Os minerais secundários são produtos da descalcificação do plagioclásio (sericitas) e do processo de bastização (serpentina) e da substituição do clinopiroxênio (anfibólio) O anfibólio é alotriomórfico com contato gradual com o clinopiroxênio, submilimétrico e coloração verde.</p> |  |
| Aspectos Texturais/Microestruturais: Cumulática e granular. | |

| Mineralogia Essencial | | % modal | Minerais Acessórios: |
|--------------------------------|--|-------------|---|
| Plagioclásio | | 60 | titanita, zircão e opacos |
| Clinopiroxênio | | 39 | |
| | | | |
| | | | Minerais Secundários: |
| | | | anfibólio, sericitas, argilominerais e serpentina |
| Classificação (tipo de rocha): | | Ígnea | |
| Classificação (nome da rocha): | | Gabronorito | |

| |
|---|
| Petrogênese: |
| Possível fonte: / Ambiente de formação: Plutônico |

| FICHA PETROGRÁFICA | | |
|------------------------|-----------|----------|
| Sigla da Amostra | 13-SQ-11 | |
| Coordenadas (Lat/Long) | 9543143,6 | 373666,9 |

| Descrição (Amostra de Mão): | Imagem da Amostra |
|---|-------------------|
| Rocha de coloração cinza, holocristalina, hololeucocrática (IC~5%), isotrópica de granulação média (a maioria dos cristais tem 3mm). Sua textura principal é granular hipidiomórfica. É constituída essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo representando 95%. Os minerais acessórios são biotita e anfibólio. | |



| Descrição (Microscopia Ótica): | Fotomicrografia |
|---|-----------------|
| <p>O feldspato potássico possui forma hipidiomórfica com dimensões de 1 a 5mm, geralmente. Porém pode-se observar cristais maiores de 12mm. Seus contatos são regulares com os outros minerais e irregulares com a biotita. O maclamento mais evidente é o do tipo xadrez, porém encontra-se também o do tipo carlsbad. Ocorre o processo de argilização, no qual o feldspato potássico encontra-se intensamente alterado para argilominerais. Nos cristais maiores estão inclusos cristais menores de plagioclásio, quartzo e biotita evidenciando uma textura poiquilítica.</p> <p>O plagioclásio possui forma hipidiomórfica com dimensões de 1 a 3mm. Seu contatos são regulares com os minerais adjacentes. O maclamento mais evidente é o do tipo albita, porém encontra-se também o do tipo albita-carlsbad. A biotita pode estar inclusa em alguns cristais deste mineral. O zoneamento é do tipo normal, sendo o centro mais cálcico que a borda, evidenciando uma perda de cálcio e resultando em núcleos sericitizados. Outros processos de alteração podem ser visualizados como carbonatos e epidotos. No contato plagioclásio com feldspato potássico ocorre um intercrescimento de quartzo em forma de gotas (textura mirmequítica)</p> <p>De acordo com o seu tamanho, forma e interação com os outros minerais. O quartzo, presente apenas na matriz, foi dividido em três. O primeiro (Qtz1) é o mais comum com forma alotriomórfica, contato regular com os minerais vizinhos, dimensão de 1 a 4mm e extinção ondulante. O segundo (Qtz2) está associado a textura mirmequítica, ou seja, incluso no plagioclásio, em formas de gotas e submilimétrico. O terceiro (Qtz3) encontra-se hipidiomórfico e está incluso nos cristais maiores de feldspato potássico (textura poiquilítica).</p> <p>A biotita (3%) é o mineral acessório mais importante Nesta rocha, apresenta cor marrom com forte pleocroísmo (>absorção: marrom escuro; <absorção amarelo pálido). Possui forma hipidiomórfica com dimensões submilimétrica. Seu contato é regular com os minerais adjacentes e irregular com o plagioclásio. Os cristais deste mineral podem estar inclusos no feldspato potássico. Sofre processo de desestabilização resultando na cloritização deste mineral.</p> | |

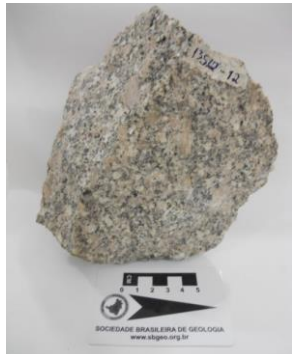
| | |
|--|--|
| <p>O anfíbólio (1%) é um mineral acessório nesta rocha e é visualizado na cor verde com fraco pleocroísmo. Possui forma alotriomórfica, dimensões submilimétricas. Seu contato é regular com os minerais adjacentes. A alanita (<1%) possui forma hipidiomórfica, dimensões menores que 1mm. Geralmente está metamitizada e com cotatos regulares com os minerais adjacentes. O zircão (<1%) possui forma idiomórfica com hábito bipiramidal, dimensões submilimétricas e incluso no plagioclásio.</p> <p>Os minerais opacos (<1%) ora são alotriomórficos e ora idiomórficos, ambos submilimétricos. Seus contatos são regulares com os minerais vizinhos. Encontra-se incluso na biotita, alanita e plagioclásio. Os minerais secundários são produtos da argilização do feldspato potássico (argilominerais); da descalfificação e saussuritização do plagioclásio (epidotos, sericitas e carbonatos) e da desestabilidade da biotita (clorita).</p> | |
| Aspectos Texturais/Microestruturais: Ocorrem texturas mais localizadas como pertíticas, poiquilítica e mirmequítica. | |

| Mineralogia Essencial | % modal | Minerais Acessórios: |
|-----------------------|---------|--|
| Feldspato potássico | 50 | biotita, anfíbólio, alanita, zircão e opacos |
| Plagioclásio | 25 | |
| Quartzo | 20 | |
| | | Minerais Secundários: |
| | | sericitas, epidotos, carbonatos, argilominerais e cloritas |

| | |
|--------------------------------|--------------|
| Classificação (tipo de rocha): | Ígnea |
| Classificação (nome da rocha): | Sienogranito |

| |
|--|
| Petrogênese: |
| Possível fonte: rocha intermediária/ Ambiente de formação: Plutônico |

| FICHA PETROGRÁFICA | | |
|------------------------|-----------|--------|
| Sigla da Amostra | 13-SQ-12 | |
| Coordenadas (Lat/Long) | 9534711,5 | 372248 |

| Descrição (Amostra de Mão): | Imagem da Amostra |
|--|--|
| <p>Rocha de coloração cinza rosada, porfírica, holocristalina, leucocrática (IC~15%), isotrópica de granulação média a grossa (matriz com cristais de 3mm e fenocristais de 10mm). Os fenocristais (10%) são constituídos por feldspatos potássicos. A matriz (90%) é constituída essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo representando %. O mineral varietal é a biotita com 15% da rocha total.</p> |  |

| | |
|--------------------------------|-----------------|
| Descrição (Microscopia Ótica): | Fotomicrografia |
|--------------------------------|-----------------|

Sua textura principal é porfírica com matriz granular hipidiomórfica. Os minerais acessórios são alanita, apatita, zircão e opacos com apenas 1% da rocha. Os minerais secundários são sericitas, argilominerais e cloritas.

Os fenocristais de feldspato potássico possuem forma hipidiomórfica com dimensões aproximadamente de 10mm. Seu contato é regular com os minerais adjacentes. O maclamento mais evidente é o do tipo xadrez (microclina). Cristais menores de plagioclásio, quartzo e biotita estão inclusos neste mineral, evidenciando uma textura poiquilítica. Extensas lamelas e manchas formam-se caracterizando textura pertítica nestes grandes cristais. Sofrem processos de argilização, pois este mineral altera para argilominerais.

O feldspato potássico da matriz possui forma alotriomórfica a hipidiomórfica com dimensões de 1 a 3mm. Seus contatos são regulares com os outros minerais e irregulares com a biotita. O maclamento mais evidente é o do tipo xadrez, porém encontra-se também o do tipo carlsbad. Ocorre o processo de argilização, no qual o feldspato potássico encontra-se intensamente alterado para argilominerais.

O plagioclásio, inserido na matriz, possui forma ora alotriomórfica, ora hipidiomórfica com dimensões submilimétricas a 4 mm. Seu contatos são regulares com os minerais adjacentes. O maclamento mais evidente é o do tipo albita, porém encontra-se também o do tipo albita-carlsbad. A biotita, apatita e zircão podem estar inclusos em alguns cristais deste mineral. Ocorrem intercrescimento de quartzo em alguns cristais no contato plagioclásio-feldspato potássico (textura mirmequítica). O zoneamento é do tipo normal, sendo o centro mais cálcico que a borda, evidenciando uma perda de cálcio e resultando em núcleos sericitizados.

De acordo com o seu tamanho, forma e interação com os outros minerais. O quartzo, presente apenas na matriz, foi dividido em três. O primeiro (Qtz1) é o mais comum com forma alotriomórfica, contato regular com os minerais vizinhos, dimensão de 1 a 5mm e extinção ondulante. O segundo (Qtz2) está associado a textura mirmequítica, ou seja, incluso no plagioclásio, em formas de gotas e submilimétrico. O terceiro (Qtz3) encontra-se mais arredondado e está incluso na biotita.

A biotita é o único mineral varietal. Nesta rocha, apresenta cor marrom com forte pleocroísmo (>absorção: marrom escuro; <absorção amarelo pálido). Possui forma hipidiomórfica com dimensões submilimétricas a 1mm. Seu contato é regular com os minerais adjacentes e irregular com o feldspato potássico. Nos cristais maiores de biotita pode-se encontrar inclusões de minerais opacos e quartzo. Os cristais menores podem estar inclusos no plagioclásio e nos fenocristais de feldspato potássico. Sofre processo de desestabilização resultando na cloritização deste mineral.


A apatita (<1%) possui forma hipidiomórfica com hábito acicular e prismático, dimensões menores que 1mm. Geralmente está inclusa no plagioclásio. O zircão (<1%) possui forma idiomórfica com hábito bipiramidal, dimensões submilimétricas e incluso no plagioclásio. A

| | |
|---|--|
| alanita (<1%) possui forma hipidiomórfica, dimensões menores que 1mm. Geralmente está metamitizada e com contatos regulares com os minerais adjacentes. Os minerais opacos (<1%) ora são alotriomórficos e ora idiomórficos, ambos submilimétricos. Seus contatos são regulares com os minerais vizinhos. Encontra-se incluso na biotita. Os minerais secundários são produtos da argilização do feldspato potássico (argilominerais); da descalcificação do plagioclásio (sericitas) e da desestabilidade da biotita (clorita). | |
| Aspectos Texturais/Microestruturais: Ocorrem texturas mais localizadas como pertitas, mirmequítica e poiquilítica. | |

| Mineralogia Essencial | % modal | Minerais Acessórios: |
|-----------------------|---------|--|
| Feldspato potássico | 35 | biotita, anfibólio, alanita, zircão e opacos |
| Plagioclásio | 25 | |
| Quartzo | 25 | |
| Biotita | 15 | |
| | | Minerais Secundários: |
| | | sericitas, epidotos, carbonatos, argilominerais e cloritas |

| | |
|--------------------------------|--------------|
| Classificação (tipo de rocha): | Ígnea |
| Classificação (nome da rocha): | Monzogranito |

| | | |
|--|-----------|----------|
| Petrogênese: | | |
| Possível fonte: rocha intermediária/ Ambiente de formação: Plutônico | | |
| FICHA PETROGRÁFICA | | |
| Sigla da Amostra | 13-SQ-19 | |
| Coordenadas (Lat/Long) | 9523355,5 | 363001,8 |

| Descrição (Amostra de Mão): | Imagem da Amostra |
|--|--|
| Rocha de coloração rosa, holocristalina, hololeucocrática (IC~5%), isotrópica de granulação média (a maioria dos cristais tem 3mm). É constituída essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo representando %. O mineral varietal é a biotita com 5%. |  |

| Descrição (Microscopia Ótica): | Fotomicrografia |
|---|-----------------|
| Sua textura principal é poiquilítica. Os minerais acessórios são apatita, alanita, granada, zircão e muscovita com apenas % da rocha. Os minerais secundários são sericitas, argilominerais, muscovitas e cloritas. | |

O feldspato potássico possui forma alotriomórfica a hipidiomórfica com dimensões de 1 a 5mm. Seus contatos são regulares com os outros minerais e irregulares com outros cristais de feldspato potássico. O maclamento mais evidente é o do tipo xadrez. Ocorre o processo de argilização, no qual o feldspato potássico encontra-se intensamente alterado para argilominerais. Nos cristais maiores estão inclusos cristais menores de quartzo, plagioclásio, biotita, alanita, granada e muscovita evidenciando uma textura poiquilítica..

O plagioclásio possui forma alotriomórfica a hipidiomórfica com dimensões de 1 a 3mm. Seu contatos são regulares com os minerais adjacentes . O maclamento mais evidente é o do tipo albita, porém encontra-se também o do tipo albita-periclina. A biotita, zircão, apatita, muscovita e quartzo estão inclusos em cristais maiores deste mineral (textura poiquilítica). Ocorrem processos de perda de cálcio, evidenciado pela alteração para carbonatos e sericitas.

De acordo com o seu tamanho, forma e interação com os outros minerais. O quartzo foi dividido em dois. O primeiro (Qtz1) é o mais comum com forma alotriomórfica, contato regular com os minerais vizinhos, dimensão de 1mm e extinção ondulante. O segundo (Qtz2) encontra-se arredondado e está incluso nos cristais maiores de feldspato potássico, plagioclásio e biotita.

A biotita (3%) é o mineral acessório mais importante Nesta rocha, apresenta cor marrom com forte pleocroísmo (>absorção: marrom escuro; <absorção amarelo pálido). Possui forma hipidiomórfica com dimensões submilimétrica. Seu contato é regular com os minerais adjacentes e irregular com o plagioclásio. Os cristais deste mineral podem estar inclusos no feldspato potássico. Sofre processo de desestabilização resultando na cloritização deste mineral.

A alanita (<1%) possui forma hipidiomórfica, dimensões menores que 1mm. Geralmente está metamitizada e com cotatos regulares com os minerais adjacentes. O zircão (<1%) possui forma idiomórfica com hábito bipiramidal, dimensões submilimétricas e incluso no plagioclásio. A apatita (<1%) possui forma hipidiomórfica com hábito prismático e dimensões submilimétricas, inclusa no plagioclásio. A granada (<1%) se encontra idiomórfica e apresenta contato reto com os minerais adjacentes.

Os minerais opacos (<1%) ora são alotriomórficos e ora idiomórficos, ambos submilimétricos. Seus contatos são regulares com os minerais vizinhos. Encontra-se incluso na biotita, alanita e plagioclásio. Os minerais secundários são produtos da argilização do feldspato potássico (argilominerais); da descalcificação e saussuritização do plagioclásio (epidotos, sericitas e carbonatos) e da desestabilidade da biotia (clorita).

Aspectos Texturais/Microestruturais:

Não ocorrem texturas localizadas

| Mineralogia Essencial | % modal | Minerais Acessórios: |
|-----------------------|---------|----------------------|
| Feldspato potássico | 55 | |


| | | |
|--------------|----|--|
| Plagioclásio | 20 | apatita, alanita, granada, zircão e muscovita |
| Quartzo | 20 | |
| Biotita | 5 | |
| | | Minerais Secundários: |
| | | sericitas, argilominerais, muscovitas e cloritas |

| | |
|--------------------------------|--------------|
| Classificação (tipo de rocha): | Ígnea |
| Classificação (nome da rocha): | Sienogranito |

| |
|--|
| Petrogênese: |
| Possível fonte: rocha intermediária/ Ambiente de formação: Plutônico |

FICHA PETROGRÁFICA

| | | |
|------------------------|-----------|----------|
| Sigla da Amostra | 13-SQ-20 | |
| Coordenadas (Lat/Long) | 9523726,6 | 362856,6 |

| Descrição (Amostra de Mão): | Imagem da Amostra |
|---|---|
| <p>Rocha de coloração cinza, holocristalina, leucocrática (IC~10%), isotrópica de granulação grossa (a maioria dos cristais tem 5mm). É constituída essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. O mineral varietal é a biotita.</p> |  |

| Descrição (Microscopia Ótica): | Fotomicrografia |
|---|--|
| <p>Sua textura principal é granular hipidiomórfica subordinada a poiquilítica. Os minerais acessórios são anfibólio, alanita e zircão. Os minerais secundários são sericitas, carbonatos, argilominerais, muscovitas e cloritas.</p> <p>O feldspato potássico possui forma hipidiomórfica com dimensões de 1 a 8mm. Seus contatos são regulares com os outros minerais e irregulares com outros cristais de feldspato potássico. O maclamento mais evidente é o do tipo xadrez. Ocorre o processo de argilização, no qual o feldspato potássico encontra-se alterado para argilominerais. Nos cristais maiores estão inclusos cristais menores de, quartzo, biotita, plagioclásio e alanita evidenciando uma textura poiquilítica. Extensas lamelas e manchas formam-se, neste mineral, caracterizando uma textura pertítica.</p> <p>O plagioclásio possui forma hipidiomórfica com dimensões de <1 a 5mm. Seu contatos são regulares com os minerais adjacentes. O maclamento mais evidente é o do tipo albita, porém encontra-se também o do tipo albita-carlsbad. A biotita, quartzo, apatita e zircão podem estar inclusos em alguns cristais deste mineral. Ocorre alterações para sericitas e carbonatos, pela perda de cálcio.</p> <p>De acordo com o seu tamanho, forma e interação com os outros minerais. O quartzo (%) foi dividido em dois. O primeiro (Qtz1) é o mais comum com forma alotriomórfica, contato regular com os minerais vizinhos,</p> |  |

| | |
|--|--|
| <p>dimensão de 1 a 3mm e extinção ondulante. O segundo (Qtz2) encontra-se mais arredondado e está incluso nos cristais maiores de feldspato potássico e plagioclásio (textura poiquilítica).</p> <p>A biotita apresenta cor marrom com forte pleocroísmo (>absorção: marrom escuro; <absorção amarelo pálido). Possui forma hipidiomórfica com dimensões submilimétrica. Seu contato é regular com os minerais adjacentes e irregular com o plagioclásio. Os cristais deste mineral podem estar inclusos no feldspato potássico. Sofre processo de desestabilização resultando na cloritização deste mineral.</p> <p>O anfibólio (1%) é um mineral acessório nesta rocha e é visualizado na cor verde com fraco pleocroísmo. Possui forma alotriomórfica, dimensões submilimétricas. Seu contato é regular com os minerais adjacentes e está sendo substituído pela biotita. A alanita (<1%) possui forma hipidiomórfica, dimensões menores que 1mm. Geralmente está metamitizada e com cotatos regulares com os minerais adjacentes. O zircão (<1%) possui forma idiomórfica com hábito bipiramidal, dimensões submilimétricas e incluso no plagioclásio.</p> <p>Os minerais opacos (<1%) ora são alotriomórficos e ora idiomórficos, ambos submilimétricos. Seus contatos são regulares com os minerais vizinhos. Encontra-se incluso na biotita, alanita e plagioclásio. Os minerais secundários são produtos da argilização do feldspato potássico (argilominerais); da descalcificação do plagioclásio (sericitas e carbonatos) e da desestabilidade da biotita (clorita e muscovita).</p> | |
| Aspectos Texturais/Microestruturais: Ocorrem texturas mais localizadas como pertitas.. | |


| Mineralogia Essencial | % modal | Minerais Acessórios: |
|-----------------------|---------|---|
| Feldspato potássico | 45 | biotita, anfibólio, alanita, zircão e opacos |
| Plagioclásio | 30 | |
| Quartzo | 15 | |
| Biotita | 10 | |
| | | Minerais Secundários: |
| | | sericitas, carbonatos, argilominerais, muscovitas e cloritas. |

| | |
|--------------------------------|--------------|
| Classificação (tipo de rocha): | Ígnea |
| Classificação (nome da rocha): | Monzogranito |

| |
|--|
| Petrogênese: |
| Possível fonte: rocha intermediária/ Ambiente de formação: Plutônico |

| FICHA PETROGRÁFICA | | |
|------------------------|-----------|----------|
| Sigla da Amostra | 13-SQ-21 | |
| Coordenadas (Lat/Long) | 9524860,3 | 360760,9 |

| Descrição (Amostra de Mão): | Imagem da Amostra |
|---|-------------------|
| Rocha de coloração cinza, holocristalina, hololeucocrática (IC~8%), isotrópica de granulação grossa (a maioria dos cristais tem 4mm). É constituída | |

| | |
|--|--|
| <p>essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. O mineral varietal é a biotita.</p> |  |
|--|--|

| Descrição (Microscopia Ótica): | Fotomicrografia |
|--|---|
| <p>Sua textura principal é granular hipidiomórfica. Os minerais acessórios são apatita, alanita, zircão, titanita e opacos. Os minerais secundários são sericitas, epidotos, argilominerais, muscovitas e cloritas.</p> <p>O feldspato potássico possui forma hipidiomórfica com dimensões de 1 a 5mm. Seus contatos são regulares com os outros minerais e irregular com a biotita. O maclamento mais evidente é o do tipo xadrez. Ocorre o processo de argilização, no qual o feldspato potássico encontra-se intensamente alterado para argilominerais. Nos cristais maiores estão inclusos cristais menores de quartzo, biotita, alanita e opacos evidenciando uma textura poiquilítica. Extensas lamelas e manchas formam-se caracterizando textura pertítica.</p> <p>O plagioclásio possui forma hipidiomórfica com dimensões de 1 a 6mm. Seu contatos são regulares com os minerais adjacentes. O maclamento mais evidente é o do tipo albita, porém encontra-se também o do tipo albita-carlsbad. A biotita, quartzo, apatita e opacos podem estar inclusos em alguns cristais deste mineral. Ocorrem produtos de alteração como sericitas e epidotos. No contato plagioclásio com feldspato potássico ocorre um intercrescimento de quartzo em forma de gotas (textura mirmequítica)</p> <p>De acordo com o seu tamanho, forma e interação com os outros minerais. O quartzo foi dividido em três. O primeiro (Qtz1) é o mais comum com forma alotriomórfica, contato regular com os minerais vizinhos, dimensão de 1 a 4mm e extinção ondulante. O segundo (Qtz2) está associado a textura mirmequítica, ou seja, incluso no plagioclásio, em formas de gotas e submilimétrico. O terceiro (Qtz3) encontra-se arredondado e está incluso nos cristais maiores de feldspato potássico e plagioclásio (textura poiquilítica).</p> <p>A biotita é o mineral acessório mais importante Nesta rocha, apresenta cor marrom com forte pleocroísmo (>absorção: marrom escuro; <absorção amarelo pálido). Possui forma hipidiomórfica com dimensões submilimétrica. Seu contato é regular com os minerais adjacentes e irregular com o feldspato potássico. Os cristais deste mineral podem estar inclusos no feldspato potássico e plagioclásio. Sofre processo de desestabilização resultando na cloritização deste mineral, que também está alterado para muscovita.</p> <p>A apatita (<1%) possui forma hipidiomórfica com hábito acicular e prismático, dimensões menores que 1mm. Geralmente está inclusa no plagioclásio. A alanita</p> |  |

| | |
|---|--|
| <p>(<1%) possui forma hipidiomórfica, dimensões menores que 1mm. Geralmente está metamitizada e com cotatos regulares com os minerais adjacentes. O zircão (<1%) possui forma idiomórfica com hábito bipiramidal, dimensões submilimétricas e incluso no plagioclásio. A titanita (<1%) possui forma hipidiomórfica com dimensões menores que 1mm. Seu contato é regular com os minerais adjacentes.</p> <p>Os minerais opacos (2%) ora são alotriomórficos e ora idiomórficos, ambos submilimétricos. Seus contatos são regulares com os minerais vizinhos. Encontra-se incluso na biotita, alanita e plagioclásio. Os minerais secundários são produtos da argilização do feldspato potássico (argilominerais); da descalcificação e saussuritização do plagioclásio (epidotos, sericitas e carbonatos) e da desestabilidade da biotita (clorita).</p> | |
| Aspectos Texturais/Microestruturais: Ocorrem texturas mais localizadas como pertíticas, poiquilítica e mirmequítica. | |

| Mineralogia Essencial | % modal | Minerais Acessórios: |
|-----------------------|---------|---|
| Feldspato potássico | 45 | apatita, alanita, zircão, titanita e opacos |
| Plagioclásio | 30 | |
| Quartzo | 22 | |
| Biotita | 8 | |
| | | Minerais Secundários: |
| | | sericitas, epidotos, argilominerais, muscovitas e cloritas. |

| | |
|--------------------------------|--------------|
| Classificação (tipo de rocha): | Ígnea |
| Classificação (nome da rocha): | Sienogranito |

| |
|--|
| Petrogênese: |
| Possível fonte: rocha intermediária/ Ambiente de formação: Plutônico |

FICHA PETROGRÁFICA

| | | |
|------------------------|-----------|----------|
| Sigla da Amostra | 13-SQ-30 | |
| Coordenadas (Lat/Long) | 9519086,8 | 360491,7 |

| Descrição (Amostra de Mão): | Imagem da Amostra |
|--|-------------------|
| Rocha de coloração cinza, holocristalina, leucocrática (IC~11%), isotrópica de granulação média (a maioria dos cristais tem 3mm). É constituída essencialmente por | |

feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. O mineral varietal é a biotita.



Descrição (Microscopia Ótica):

Sua textura principal é granular alotriomórfica. Os minerais acessórios são anfibólio, granada, apatita, zircão e opacos. Os minerais secundários são sericitas, carbonatos, argilominerais, muscovitas e cloritas.

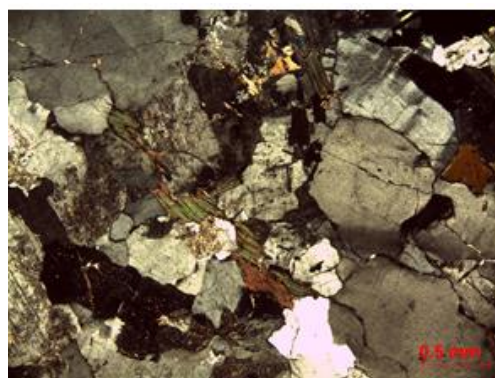
O feldspato potássico possui forma alotriomórfica a hipidiomórfica com dimensões de <1 a 4mm. Seus contatos são regulares com os outros minerais e irregulares com a biotita. O maclamento mais evidente é o do tipo xadrez. Ocorre o processo de argilização, no qual o feldspato potássico encontra-se intensamente alterado para argilominerais. Nos cristais maiores estão inclusos cristais menores de quartzo, plagioclásio e biotita evidenciando uma textura poiquilítica. Extensas lamelas e manchas formam-se, neste mineral, caracterizando uma textura pertítica.

O plagioclásio possui forma alotriomórfica a hipidiomórfica com dimensões de <1 a 3mm. Seu contatos são irregulares com os minerais adjacentes e apenas regular com o feldspato potássico. O maclamento mais evidente é o do tipo albita, porém encontra-se também o do tipo albita-carlsbad. Apatita e zircão podem estar inclusos em alguns cristais deste mineral. Os produtos de alteração podem ser visualizados como carbonatos e sericitas. No contato plagioclásio com feldspato potássico ocorre um intercrescimento de quartzo em forma de gotas (textura mirmequítica)

De acordo com o seu tamanho, forma e interação com os outros minerais. O quartzo foi dividido em três. O primeiro (Qtz1) é o mais comum com forma alotriomórfica, contato regular com os minerais vizinhos, dimensão de 1 a 2mm e extinção ondulante. O segundo (Qtz2) está associado a textura mirmequítica, ou seja, incluso no plagioclásio, em formas de gotas e submilimétrico. O terceiro (Qtz3) encontra-se arredondado e está incluso nos cristais maiores de feldspato potássico (textura poiquilítica).

A biotita é o mineral acessório mais importante Nesta rocha, apresenta cor marrom esverdeado com forte pleocroísmo (>absorção: marrom esverdeado escuro; <absorção amarelo pálido). Possui forma hipidiomórfica com dimensões submilimétrica. Seu contato é regular com os minerais adjacentes e irregular com o plagioclásio. Os cristais deste mineral podem estar inclusos no feldspato potássico e no plagioclásio. Opacos e quartzo estão inclusos na biotita, esta que sofre processo

Fotomicrografia



| | |
|---|--|
| <p>de desestabilização resultando em alterações para clorita e muscovita.</p> <p>O zircão (<1%) possui forma idiomórfica com hábito bipiramidal, dimensões submilimétricas e incluso no plagioclásio.</p> <p>Os minerais opacos (<1%) ora são alotriomórficos e ora idiomórficos, ambos submilimétricos. Seus contatos são regulares com os minerais vizinhos. Encontra-se incluso na biotita e plagioclásio. Os minerais secundários são produtos da argilização do feldspato potássico (argilominerais); da descalcificação do plagioclásio (sericitas e carbonatos) e da desestabilidade da biotita (clorita).</p> | |
| Aspectos Texturais/Microestruturais: Ocorrem texturas mais localizadas como pertíticas, poiquilítica e mirmequítica. | |


| Mineralogia Essencial | % modal | Minerais Acessórios: |
|-----------------------|---------|---|
| Feldspato potássico | 40 | anfíbólio, granada, apatita, zircão e opacos |
| Plagioclásio | 30 | |
| Quartzo | 21 | |
| Biotita | 9 | |
| | | Minerais Secundários: |
| | | sericitas, carbonatos, argilominerais, muscovitas e cloritas. |

| | |
|--------------------------------|--------------|
| Classificação (tipo de rocha): | Ígnea |
| Classificação (nome da rocha): | Monzogranito |

| |
|--|
| Petrogênese: |
| Possível fonte: rocha intermediária/ Ambiente de formação: Plutônico |

| FICHA PETROGRÁFICA | | |
|---------------------------|-----------|----------|
| Sigla da Amostra | 13-SQ-35 | |
| Coordenadas (Lat/Long) | 9517860,5 | 353926,6 |

| | |
|-----------------------------|-------------------|
| Descrição (Amostra de Mão): | Imagem da Amostra |
|-----------------------------|-------------------|

| | |
|---|--|
| <p>Rocha de coloração rosa, holocristalina, hololeucocrática (IC~6), isotrópica de granulação fina (a maioria dos cristais tem 1mm). É constituída essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo representando 94%. O mineral varietal é a biotita com 6%.</p> |  |
|---|--|

| Descrição (Microscopia Ótica): | Fotomicrografia |
|---|-----------------|
| <p>Sua textura principal é granular alotriomórfica. Os minerais acessórios são apatita, muscovita, zircão e opacos com apenas 1% da rocha. Os minerais secundários são sericitas, carbonatos, argilominerais, muscovitas e cloritas.</p> <p>O feldspato potássico possui forma alotriomórfica com dimensões variando de <1mm a 2mm. Seus contatos são regulares com os outros minerais e irregulares com o plagioclásio. O maclamento mais evidente é o do tipo xadrez. Ocorre o processo de argilização, no qual o feldspato potássico encontra-se alterado para argilominerais. Nos cristais maiores estão inclusos cristais menores de quartzo, plagioclásio e muscovita. Extensas lamelas e manchas formam-se, neste mineral, caracterizando textura pertítica.</p> <p>De acordo com o seu tamanho, forma e interação com os outros minerais. O quartzo foi dividido em dois. O primeiro (Qtz1) é o mais comum com forma alotriomórfica, contato regular com os minerais vizinhos, dimensão de 1 a 3mm e extinção ondulante. O segundo (Qtz2) está incluso no feldspato potássico e no plagioclásio em formas mais arredondadas e submilimétrico.</p> <p>O plagioclásio possui forma alotriomórfica a hipidiomórfica com dimensões de <1mm a 3mm. Seu contatos são regulares com os minerais adjacentes e irregulares com os feldspato potássico. O maclamento mais evidente é o do tipo albita. A biotita, apatita, zircão e quartzo podem estar inclusos em alguns cristais deste mineral. Ocorrem evidências de perda de cálcio como as sericitas e carbonatos.</p> <p>A biotita é o único mineral varietal. Nesta rocha, apresenta cor marrom com forte pleocroísmo (>absorção: marrom escuro; <absorção amarelo pálido). Possui forma hipidiomórfica com dimensões submilimétrica. Seu contato é regular com os minerais adjacentes. Os cristais deste mineral podem estar inclusos no plagioclásio. Sofre</p> | |


| | |
|--|--|
| <p>processo de desestabilização resultando na cloritização e alterações para muscovita.</p> <p>A apatita (<1%) possui forma hipidiomórfica, dimensões menores que 1mm. Geralmente está com hábitos aciculares, porém pode se apresentar prismática. Seus contatos são regulares com os minerais adjacentes e pode estar inclusa no plagioclásio. O zircão (<1%) possui forma idiomórfica com hábito bipiramidal, dimensões submilimétricas e incluso no plagioclásio. A muscovita (<1%) possui formas alo a hipidiomórficas, dimensões submilimétricas, contatos regulares e inclusa no feldspato potássico.</p> <p>Os minerais opacos (<1%) ora são alotriomórficos e ora idiomórficos, ambos submilimétricos. Seus contatos são regulares com os minerais vizinhos. Encontra-se incluso na biotita e plagioclásio. Os minerais secundários são produtos da argilização do feldspato potássico (argilominerais); da descalcificação e saussuritização do plagioclásio (epidotos, sericitas e carbonatos) e da desestabilidade da biotita (clorita).</p> | |
| Aspectos Texturais/Microestruturais: Ocorrem texturas mais localizadas como pertitas. | |

| Mineralogia Essencial | % modal | Minerais Acessórios: |
|-----------------------|---------|--|
| Feldspato potássico | 50 | apatita, muscovita, zircão e opacos |
| Quartzo | 24 | |
| Plagioclásio | 20 | |
| Biotita | 6 | |
| | | Minerais Secundários: |
| | | sericitas, carbonatos, argilominerais, muscovitas e cloritas |

| | |
|--------------------------------|--------------|
| Classificação (tipo de rocha): | Ígnea |
| Classificação (nome da rocha): | Sienogranito |

| |
|--|
| Petrogênese: |
| Possível fonte: rocha intermediária/ Ambiente de formação: Plutônico |

| FICHA PETROGRÁFICA | | |
|------------------------|----------|----------|
| Sigla da Amostra | 13-SQ-37 | |
| Coordenadas (Lat/Long) | 9516917 | 351505,7 |

| Descrição (Amostra de Mão): | Imagem da Amostra |
|--|--|
| <p>Rocha de coloração rosa, holocristalina, hololeucocrática (IC~ 8), equigranular isotrópica de granulação média (a maioria dos cristais tem 3mm). Sua textura principal é granular alotriomórfica. É constituída essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo representando 92%. O mineral varietal é a biotita com 7%. Os minerais acessórios são zircão e opacos com apenas 1% da rocha. Os minerais secundários são sericitas, carbonatos, epidotos, argilominerais, muscovitas e cloritas.</p> |  |

| Descrição (Microscopia Ótica): | Fotomicrografia |
|--|--|
| <p>O feldspato potássico possui forma alotriomórfica com dimensões de 1 a 5mm., Seus contatos são irregulares com os minerais adjacentes e regulares com outros cristais de feldspato potássico. O maclamento mais evidente é o do tipo xadrez. Ocorre o processo de argilização, no qual o feldspato potássico encontra-se intensamente alterado para argilominerais. Nos cristais maiores estão inclusos cristais menores de plagioclásio, biotita e zircão evidenciando uma textura poiquilítica. Neste mineral, ocorrem intercrescimento de quartzo em formas de gotas formando uma textura granofírica.</p> <p>O plagioclásio possui forma alotriomórfica com dimensões de 1 a 5mm. Seu contatos são irregulares com os minerais adjacentes . O maclamento mais evidente é o do tipo albita. A biotita pode estar inclusa em alguns cristais deste mineral. O zoneamento é do tipo normal, sendo o centro mais cálcico que a borda, evidenciando uma perda de cálcio e resultando em núcleos sericitizados e com carbonatos. Outros processos como saussuritização podem ser visualizados através de alterações para epidotos.</p> <p>De acordo com o seu tamanho, forma e interação com os outros minerais. O quartzo foi dividido em três. O primeiro (Qtz1) é o mais comum com forma alotriomórfica, contato irregular com os minerais vizinhos e regular co outros cristais de quartzo, dimensão de 1 a 4mm e extinção ondulante. O segundo (Qtz2) está associado a textura granofírica, ou seja, incluso no feldspato potássico, em formas de gotas e submilimétrico. O terceiro (Qtz3) encontra-se com formas arredondadas e está incluso nos cristais de biotita.</p> <p>A biotita é o único mineral varietal. Nesta rocha, apresenta cor marrom com forte pleocroísmo (>absorção: marrom escuro; <absorção amarelo pálido). Possui forma ora alotriomórfica, ora hipidiomórfica com dimensões submilimétrica a 1mm. Seu contato é irregular com os minerais adjacentes. Os cristais deste mineral podem estar inclusos no feldspato potássico e plagioclásio. Sofre processo de desestabilização resultando na cloritização deste mineral. Ocorre também alteração para muscovita.</p> <p>O zircão (<1%) possui forma idiomórfica com hábito bipiramidal, dimensões submilimétricas e incluso no feldspato potássico. Os minerais opacos (<1%) ora são alotriomórficos e ora idiomórficos, ambos submilimétricos. Seus contatos são regulares com os minerais vizinhos. Encontra-se incluso na biotita, alanita e plagioclásio. Os minerais secundários são produtos da argilização do feldspato potássico (argilominerais); da descalcificação e saussuritização do plagioclásio (epidotos, sericitas e carbonatos) e da desestabilidade da biotita (clorita e muscovita).</p> |  |
| Aspectos Texturais/Microestruturais: Ocorrem texturas mais localizadas como granofírica e poiquilítica. | |


| Mineralogia Essencial | % modal | Minerais Acessórios: |
|-----------------------|---------|----------------------|
| Feldspato potássico | 50 | zircão e opacos |
| Plagioclásio | 23 | |

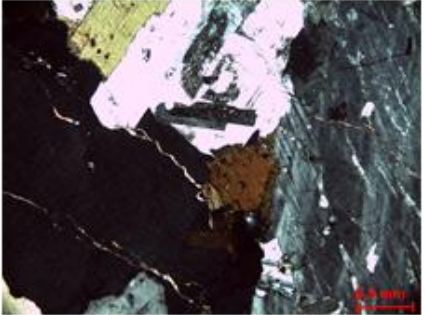
| | | |
|---------|----|---|
| Quartzo | 20 | |
| Biotita | 7 | |
| | | Minerais Secundários: |
| | | sericitas, carbonatos, epidotos, argilominerais, muscovitas e cloritas. |

| | |
|--------------------------------|--------------|
| Classificação (tipo de rocha): | Ígnea |
| Classificação (nome da rocha): | Sienogranito |

| |
|--|
| Petrogênese: |
| Possível fonte: rocha intermediária/ Ambiente de formação: Plutônico |

| FICHA PETROGRÁFICA | | |
|------------------------|-----------|----------|
| Sigla da Amostra | 13-SQ-42 | |
| Coordenadas (Lat/Long) | 9539607,1 | 372730,9 |

| Descrição (Amostra de Mão): | Imagem da Amostra |
|--|---|
| <p>Rocha de coloração rosa, holocristalina, leucocrática (IC~10%), isotrópica de granulação média a grossa (matriz com cristais de 3mm e fenocristais de 10mm). Sua textura principal é porfirítica com matriz granular hipidiomórfica. Os minerais essenciais são feldspato potássico, plagioclásio e quartzo representando 90% e o minerais varietal é a biotita com 8%.</p> |  |

| Descrição (Microscopia Ótica): | Fotomicrografia |
|---|--|
| <p>Os fenocristais (60%) são constituídos por feldspatos potássicos. A matriz (40%) é constituída essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo representando 32%. O mineral varietal é a biotita com 8% da rocha total. Os minerais acessórios são anfibólio, apatita, titanita, zircão e opacos com apenas 2% da rocha. Os minerais secundários são sericitas, argilominerais e cloritas. Ocorrem texturas mais localizadas como pertitas, poiquilítica e granofírica.</p> <p>Os fenocristais de feldspato potássico possuem forma hipidiomórfica com dimensões aproximadamente de 10mm. Seu contato é regular com os minerais adjacentes. O maclamento mais evidente é o do tipo xadrez (microclina). Cristais menores de plagioclásio e quartzo estão inclusos neste mineral, evidenciando uma textura poiquilítica. Extensas lamelas e manchas formam-se caracterizando textura pertítica nestes grandes cristais. Sofrem processos de argilização, pois este mineral altera para argilominerais.</p> <p>O feldspato potássico da matriz possui forma hipidiomórfica com dimensões de 1 a 3mm. Seus contatos são regulares com os outros minerais e irregulares com a</p> |  |

biotita. O maclamento mais evidente é o do tipo xadrez, porém encontra-se também o do tipo carlsbad. Em alguns cristais desse mineral observa-se intercrescimento de quartzo na forma de gotas, evidenciando uma textura granofírica. Ocorre o processo de argilização, no qual o feldspato potássico encontra-se intensamente alterado para argilominerais.

De acordo com o seu tamanho, forma e interação com os outros minerais. O quartzo, presente apenas na matriz, foi dividido em três. O primeiro (Qtz1) é o mais comum com forma alotriomórfica, contato regular com os minerais vizinhos, dimensão de 1 a 3mm e extinção ondulante. O segundo (Qtz2) está associado a textura granofírica, ou seja, incluso no feldspato potássico, em formas de gotas e submilimétrico. O terceiro (Qtz3) encontra-se mais arredondado e está incluso nos minerais máficos (biotita e anfibólio).

O plagioclásio, inserido na matriz, possui forma hipidiomórfica com dimensões de 1 a 2,5mm. Seu contatos são regulares com os minerais adjacentes. O maclamento mais evidente é o do tipo albita, porém encontra-se também o do tipo albita-carlsbad. A biotita pode estar inclusa em alguns cristais deste mineral. O zoneamento é do tipo normal, sendo o centro mais cálcico que a borda, evidenciando uma perda de cálcio e resultando em núcleos sericitizados.

A biotita é o único mineral varietal. Nesta rocha, apresenta cor marrom com forte pleocroísmo (>absorção: marrom escuro; <absorção amarelo pálido). Possui forma hipidiomórfica com dimensões submilimétricas a 1mm. Seu contato é regular com os minerais adjacentes e irregular com o feldspato potássico. Nos cristais maiores de biotita pode-se encontrar inclusões de minerais opacos e quartzo. Os cristais menores podem estar inclusos no plagioclásio. Sofre processo de desestabilização resultando na cloritização deste mineral.

O anfibólio (1%) é um mineral acessório nesta rocha e é visualizado na cor verde com fraco pleocroísmo. Possui forma alotriomórfica, dimensões variando de submilimétricas a 1mm. Seu contato é regular com os minerais adjacentes. Em alguns cristais encontram-se inclusões de zircão e quartzo. A apatita (<1%) possui forma hipidiomórfica com hábito prismático, dimensões menores que 1mm. Geralmente está inclusa na biotita, titanita e no plagioclásio. O zircão (<1%) possui forma idiomórfica com hábito bipiramidal, dimensões submilimétricas e incluso no anfibólio. A titanita (<1%) foi dividida em duas de acordo com a sua forma. A primeira é idiomórfica com hábito bipiramidal, contatos regulares, menor que 1mm e inclusa no plagioclásio. A segunda é alotriomórfica com contatos regulares e submilimétrica.

Os minerais opacos (<1%) ora são alotriomórficos e ora idiomórficos, ambos submilimétricos. Seus contatos são regulares com os minerais vizinhos. Encontra-se incluso na biotita. Os minerais secundários são produtos da argilização do feldspato potássico (argilominerais); da descalcificação do plagioclásio (sericitas) e da desestabilidade da biotita (clorita)

Aspectos Texturais/Microestruturais: Ocorrem texturas mais localizadas como pertitas, poiquilítica e granofírica.


| Mineralogia Essencial | % modal | Minerais Acessórios: |
|-----------------------|---------|--|
| K-feldspato | 62 | Anfibólio, apatita, titanita, zircão e opacos. |
| Quartzo | 20 | |
| Plagioclásio | 12 | |
| Biotita | 8 | |
| | | Minerais Secundários: |
| | | Sericitas, argilominerais e cloritas. |

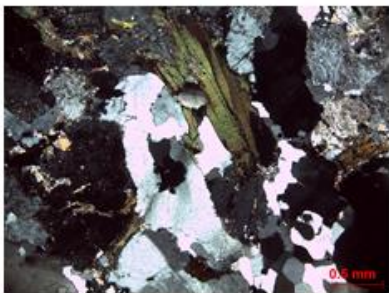
| | |
|--------------------------------|----------------------|
| Classificação (tipo de rocha): | Ígnea |
| Classificação (nome da rocha): | Biotita Sienogranito |

| |
|--|
| Petrogênese: |
| Possível fonte: rocha intermediária/ Ambiente de formação: Plutônico |

FICHA PETROGRÁFICA

| | | |
|------------------------|-----------|----------|
| Sigla da Amostra | 13-SQ-45 | |
| Coordenadas (Lat/Long) | 9543143,6 | 373666,9 |

| Descrição (Amostra de Mão): | Imagem da Amostra |
|---|--|
| <p>Rocha de coloração cinza rosada, holocristalina, leucocrática (IC~12), isotrópica de granulação média (a maioria dos cristais tem 3mm). Sua textura principal é granular alotriomórfica. É constituída essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo representando 88%. O mineral varietal é a biotita com 10%.</p> |  |


| Descrição (Microscopia Ótica): | Fotomicrografia |
|---|--|
| <p>O feldspato potássico possui forma alotriomórfica com dimensões de 2 a 5mm, geralmente. Seus contatos são regulares com os outros minerais e irregulares com o quartzo. O maclamento mais evidente é o do tipo xadrez. Ocorre o processo de argilização, no qual o feldspato potássico encontra-se intensamente alterado para argilominerais. Nos cristais maiores estão inclusos cristais menores de quartzo, biotita, apatita e zircão evidenciando uma textura poiquilítica. Extensas lamelas e manchas formam-se caracterizando textura pertítica.</p> <p>O plagioclásio possui forma alotriomórfica a hipidiomórfica com dimensões de 1 a 5mm. Seu contatos são regulares com os minerais adjacentes. O maclamento mais evidente é o do tipo albita, porém encontra-se também o do tipo albita-carlsbad. A biotita, zircão, quartzo e apatita podem estar inclusos em alguns cristais deste mineral. Os produtos de alteração deste mineral são sericitas e carbonatos. No contato plagioclásio com feldspato potássico ocorre um intercrescimento de quartzo em forma de gotas (textura mirmequítica).</p> |  |

| | |
|--|--|
| <p>De acordo com o seu tamanho, forma e interação com os outros minerais. O quartzo (%) foi dividido em três. O primeiro (Qtz1) é o mais comum com forma alotriomórfica, contato regular com os minerais vizinhos, dimensão menores que 1mm e extinção ondulante. O segundo (Qtz2) está associado a textura mirmequítica, ou seja, incluso no plagioclásio, em formas de gotas e submilimétrico. O terceiro (Qtz3) encontra-se arredodado e está incluso nos cristais maiores de feldspato potássico e plagioclásio.</p> <p>A biotita é o único mineral varietal. Nesta rocha, apresenta cor marrom com forte pleocroísmo (>absorção: marrom escuro; <absorção amarelo pálido). Possui forma hipidiomórfica com dimensões submilimétrica. Seu contato é regular com os minerais adjacentes e irregular com o plagioclásio. Os cristais deste mineral podem estar inclusos no feldspato potássico e no plagioclásio. Sofre processo de desestabilização resultando na cloritização deste mineral e apresenta também alterada para muscovita. Observa-se que esta podem se apresentar estiradas, respeitando uma orientação preferencial.</p> <p>A apatita (<1%) possui forma hipidiomórfica com hábito prismático e acicular, dimensões menores que 1mm. Geralmente está inclusa no plagioclásio. A alanita (<1%) possui forma hipidiomórfica, dimensões menores que 1mm. Seus cotatos são regulares com os minerais adjacentes. O zircão (<1%) possui forma idiomórfica com hábito bipiramidal, dimensões submilimétricas e incluso no plagioclásio.</p> <p>Os minerais opacos (<1%) ora são alotriomórficos e ora idiomórficos, ambos submilimétricos. Seus contatos são regulares com os minerais vizinhos. Encontra-se incluso na biotita, alanita e plagioclásio. Os minerais secundários são produtos da argilização do feldspato potássico (argilominerais); da descalcificação do plagioclásio (sericitas e carbonatos) e da desestabilidade da biotia (clorita e muscovita).</p> | |
| Aspectos Texturais/Microestruturais: Ocorrem texturas mais localizadas como pertíticas, poiquilítica e mirmequítica. | |

| Mineralogia Essencial | % modal | Minerais Acessórios: |
|--------------------------------|----------------------|--|
| Feldspato potássico | 50 | biotita, alanita, zircão e opacos |
| Plagioclásio | 20 | |
| Quartzo | 20 | |
| Biotita | 10 | |
| | | Minerais Secundários: |
| | | sericitas, epidotos, carbonatos, argilominerais e cloritas |
| Classificação (tipo de rocha): | Ígnea | |
| Classificação (nome da rocha): | Biotita Sienogranito | |

| |
|--|
| Petrogênese: |
| Possível fonte: rocha intermediária/ Ambiente de formação: Plutônico |

| FICHA PETROGRÁFICA | | |
|------------------------|-----------|---------|
| Sigla da Amostra | 13-SQ-46 | |
| Coordenadas (Lat/Long) | 9534711,5 | 3722248 |

| Descrição (Amostra de Mão): | Imagem da Amostra |
|---|--|
| <p>Rocha de coloração cinza, holocristalina, hololeucocrática (IC~6%), isotrópica, fanerítica de granulação fina (a maioria dos cristais tem 1mm). É constituída essencialmente por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico representando 94%. O mineral varietal é a biotita com 6% da rocha total.</p> |  |

| Descrição (Microscopia Ótica): | Fotomicrografia |
|--|-----------------|
| <p>Sua textura principal é granular alotriomórfica. Os minerais acessórios são os minerais opacos e apatita com menos de 1% da rocha. Os minerais secundários são argilominerais, sericitas e clorita.</p> <p>O quartzo de acordo com a sua forma e interação com os outros minerais foi dividido em dois. O primeiro (Qtz1) possui forma alotriomórfica com dimensões de 1mm e extinção ondulante forte. Seu contato é regular com os minerais adjacentes porém irregular com outros cristais de quartzo. É o quartzo mais abundante na rocha. O segundo (Qtz2) possui forma arredondada, dimensões submilimétricas e está incluso no plagioclásio.</p> <p>O plagioclásio possui forma variando de alotriomórfica a hipidiomórfica com dimensões submilimétricas a 1,5mm. Seu contatos são regulares com os minerais adjacentes e irregular com outros cristais de plagioclásio. O maclamento mais evidente é o do tipo albita. Minerais opacos, biotita e apatita podem estar inclusos em alguns cristais deste mineral. Sofre processo de perda de cálcio e alteração para sericita.</p> <p>O feldspato potássico possui forma variando de alotriomórfica a hipidiomórfica com dimensões submilimétricas a 1,5mm. Seu contatos são regulares com os minerais adjacentes. Minerais opacos e biotita podem estar inclusos em alguns cristais deste mineral. Sofre processo de perda de cálcio e alteração para sericita. Ocorre neste mineral processo de argilização evidenciado pela alteração dos cristais para argilominerais.</p> <p>A biotita é o único mineral varietal da rocha. Possui forma hipidiomórfica com dimensão submilimétrica e contatos regulares com os minerais vizinhos. Nesta rocha apresenta cor verde e forte pleocroísmo (>abs: verde amarronzado; <abs: verde pálido). Pode ser encontrada inclusa no plagioclásio e sofre processo de cloritização.</p> <p>Os minerais acessórios são os opacos e apatita, ambos representam menos de 1% da rocha. Os opacos</p> | |

| | |
|--|--|
| possuem formas idiomórficas a alotriomórficas com contatos regulares e estão inclusos nos cristais de plagioclásio e feldspato potássico. A apatita possui forma hipidiomórfica com contatos regulares e dimensões submilimétricas. Está inclusa no plagioclásio. Os minerais secundários são produtos da descalcificação do plagioclásio (sericitas) e do processo de argilização do feldspato potássico (argilominerais) e da desestabilização da biotita (clorita). | |
| Aspectos Texturais/Microestruturais: Não ocorrem texturas localizadas | |


| Mineralogia Essencial | % modal | Minerais Acessórios: |
|-----------------------|---------|--------------------------------------|
| Quartzo | 45 | opacos e apatita |
| Plagioclásio | 34 | |
| Feldspato potássico | 15 | |
| Biotita | 6 | |
| | | Minerais Secundários: |
| | | argilominerais, sericitas e cloritas |

| | |
|--------------------------------|----------------------|
| Classificação (tipo de rocha): | Ígnea |
| Classificação (nome da rocha): | Biotita Granodiorito |

| |
|--|
| Petrogênese: |
| Possível fonte: rocha intermediária/ Ambiente de formação: Plutônico |

FICHA PETROGRÁFICA

| | | |
|------------------------|-----------|----------|
| Sigla da Amostra | 13-SQ-05 | |
| Coordenadas (Lat/Long) | 9554070,9 | 378773,1 |

| Descrição (Amostra de Mão): | Imagem da Amostra |
|--|--|
| Rocha de coloração cinza composta por quartzo (15%), feldspato potássico 10%, plagioclásio 10% biotita e anfibólio. Os minerais têm dimensões milimétricas a centimétricas. Apresenta estrutura bandada, com as bandas máficas constituídas por quartzo, álcali feldspato, plagioclásio, anfibólio e biotita de dimensões milimétricas a centimétricas. A parte mais félsica é constituída por quartzo, plagioclásio álcali feldspato, e estes têm dimensões centimétricas. A rocha é caracterizada por uma foliação espaçada, composicional, do tipo bandamento gnáissico |  |

| | |
|--------------------------------|-----------------|
| Descrição (Microscopia Ótica): | Fotomicrografia |
|--------------------------------|-----------------|

São constituídas essencialmente por quartzo, plagioclásio e hornblenda e biotita, minerais acessórios são opacos, titanita, minerais secundários: sericita e carbonato.

Microclínio (30-35%) apresenta-se de forma anédrica, alongada segundo o plano de foliação, apresenta maclamento xadrez, com extinção ondulante.

Plagioclásio (20-25%) possui forma anédrica com dimensões 0,5 a 4 mm. O maclamento mais evidente é o do tipo albita, é comum os cristais terem perdido as maclas. São também identificados pela alteração e pelo intercrescimento mimerquítico. Pequenos cristais de quartzo estão inclusos em alguns cristais deste mineral. Alguns cristais mostram alteração para sericita.

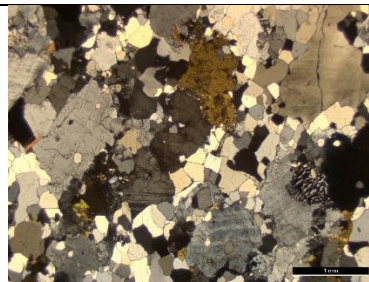
A hornblenda (15-20%) possui forma majoritariamente anédrica com dimensão submilimétrica a 1 mm e contatos retos e tríplexes com os minerais vizinhos, apresenta cor verde e forte pleocroísmo (z: marrom esverdeado; x: verde), orientada segundo a foliação principal sendo estas alongadas.

O quartzo (15-20%) é caracterizado por quatro gerações. O quartzo tipo I tem com forma anédrica contornos irregulares e contatos predominantemente curvos a interlobados com os demais cristais, sendo por vezes retilíneos com alguns cristais de anfibólio. O quartzo tipo II ocorre formando os intercrescimentos mimerquíticos. Já o quartzo tipo III tem granulação grossa, possui extinção ondulante com formas arredondadas. Por fim o quartzo tipo IV é incluso em alguns cristais de plagioclásio.

A biotita (8-10%) possui forma subédrica, dimensões milimétricas de 2 a 4 mm em contato reto com o anfibólio e assim como com o quartzo e plagioclásio. O pleocroísmo (x: marrom pálido z: marrom escuro).

Os minerais acessórios (<1%) são o zircão e minerais opacos, que possuem formas anédricas com contatos retos e irregulares, geralmente associados com a biotita. A titanita possui forma anédrica, medindo <1 mm e está associada ao anfibólio.

A Textura principal é heteroblástica com cristais de granulação fina a média (1 – 4 mm) formando contatos tríplexes. Apresenta algumas porções com maior concentração de hornblenda, tendo localmente uma textura nematoblástica relacionada com a orientação preferencial desses cristais. Além desta, apresenta textura granoblástica associada a uma faixa com aglomeração de cristais subédricos de quartzo e plagioclásio.



Aspectos Texturais/Microestruturais: heteroblástica Ocorrem texturas localizadas nematoblástica e granoblástica


| Mineralogia Essencial | % modal | Minerais Acessórios: |
|-----------------------|---------|-----------------------|
| Quartzo | 15-20 | Opacos e Zircão |
| Plagioclásio | 20-25 | |
| Microclínio | 30-35 | |
| Hornblenda | 15-20 | |
| Biotita | 8-10 | |
| | | Minerais Secundários: |

| | |
|--------------------------------|---------------------------|
| Classificação (tipo de rocha): | Metamórfica |
| Classificação (nome da rocha): | Biotita-hornblenda gnaiss |

| |
|---|
| Petrogênese: |
| Possível fonte: Protólito ígneo do tipo TTG |

FICHA PETROGRÁFICA

| | | |
|------------------------|-----------|----------|
| Sigla da Amostra | 13-SQ-07 | |
| Coordenadas (Lat/Long) | 9552136,8 | 376933,2 |

| Descrição (Amostra de Mão): | Imagem da Amostra |
|---|--|
| Rocha com foliação milonítica com forma amendoada de alguns cristais de plagioclásio. Composta por quartzo, muscovita, biotita e plagioclásio |  |

| Descrição (Microscopia Ótica): | Fotomicrografia |
|---|---|
| <p>Microscopicamente trata-se de uma rocha de granulação média formada por cristais anédricos e equigranulares, com textura granoblástica que ocorre como bandas ou como lentes intercaladas com micas de textura lepidoblástica. Associadas a essa textura lepidoblástica ocorrem frequentemente cristais bem desenvolvidos de muscovita com textura fish além de cristais amendoados de quartzo-feldspato. A composição mineralógica reúne quartzo, plagioclásio, biotita muscovita e minerais opacos.</p> <p>O quartzo ocorre em proporções que variam de 20% - 25%. São cristais anédricos de hábito granular por vezes com extinção ondulante. Geralmente ocorrem na forma de agregados onde os cristais são limitados entre si por superfícies planas ou irregulares. Esses agregados de quartzo ocorrem intercalados com fitas contínuas de muscovita e biotita e por vezes apresentam-se intensamente fraturado.</p> <p>Plagioclásio ocorre em proporções que variam entre 15%-20%. São cristais anédricos e subédricos de hábito granular e mais subordinadamente prismático, apresenta maclamento do tipo albita intensamente fraturados. Por vezes ocorrem como cristais amendoados de plagioclásio bordejados por micas.</p> <p>Biotita ocorre em proporções que variam de 15-20%, na lâmina. São cristais anédricos a subédricos de hábito lamelar e pleocroísmo moderado que varia de marrom (X) a marrom amarelada (Z =Y). Estão dispostas paralelamente e define uma foliação, alguns cristais apresentam bordas corroídas. Comumente este mineral apresenta contato irregular com os cristais de plagioclásio (contato interdigitado) e forte relação com cristais de clorita geralmente ocorrem nas bordas destas.</p> <p>Muscovita ocorre em proporções que variam de 15% - 20%. São cristais subédricos de hábito lamelar geralmente na forma de fitas alongadas associadas a</p> |  |

| | |
|--|--|
| biotita e a clorita, apresentando um contato irregular com esta. Comumente apresenta-se como cristais bem desenvolvidos em forma de losango caracterizando uma textura fish fortemente orientados evidenciando uma foliação. | |
| Aspectos Texturais/Microestruturais: fish; | |

| Mineralogia Essencial | % modal | Minerais Acessórios: |
|-----------------------|---------|-----------------------|
| Quartzo | 20-25 | |
| Plagioclásio | 15-20 | |
| Biotita | 15-20 | |
| Muscovita | 15-20 | |
| | | Minerais Secundários: |
| | | |

| | |
|--------------------------------|--------------------------|
| Classificação (tipo de rocha): | Metamórfica |
| Classificação (nome da rocha): | Muscovita-biotita gnaiss |

| |
|---|
| Petrogênese: |
| Possível fonte: rocha intermediária/ Ambiente de formação: Rocha ígnea de composição Granodiorítica |