



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO DE CONTATO
PROVOCADO PELO PLUTÃO EDIACARANO TOTORÓ, NE
DO BRASIL**

Autor:

CLEBER FELIX DAS CHAGAS

Orientador:

Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza

Dissertação n.º 187/PPGG

Natal-RN, fevereiro de 2017

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO DE CONTATO
PROVOCADO PELO PLUTÃO EDIACARANO TOTORÓ, NE
DO BRASIL**

Autor:

CLEBER FELIX DAS CHAGAS

Dissertação apresentada em 21 de fevereiro de 2017 ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG), da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) como requisito à obtenção do Título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica, com área de concentração em Geodinâmica.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza – DGeo/PPGG/UFRN – orientador

Prof. Dr. Fernando Antônio Pessoa Lira Lins – DGeo/PPGG/UFRN – membro interno

Prof. Dr. Gorki Mariano – CTG/UFPE – membro externo

Natal-RN, fevereiro de 2017.

Catálogo da Publicação na Fonte. UFRN / SISBI / Biblioteca Setorial
Centro de Ciências Exatas e da Terra – CCET.

Chagas, Cleber Felix das.

Caracterização do metamorfismo de contato provocado pelo plutão ediacarano
Tororó, NE do Brasil / Cleber Felix das Chagas. - Natal, 2017.

79f. : il.

Orientador: Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Centro
de Ciências Exatas e da Terra. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e
Geofísica.

1. Geodinâmica – Dissertação. 2. Plutonismo - Dissertação. 3. Auréola termal –
Dissertação. 4. Ediacarano – Dissertação. 5. Província Borborema - Dissertação. 6.
NE do Brasil – Dissertação. I. Souza, Zorano Sérgio de. II. Título.

RN/UF/BSE-CCET

CDU: 551.2(813.2)

*A mente que se abre a uma nova ideia
jamais voltará
a seu tamanho original.*

Albert Einstein

*À minha querida esposa Lilian,
e a minha filha Anne*

AGRADECIMENTOS

Começo agradecendo a Deus por me dar a fé e entusiasmo necessário para finalizar este trabalho. A minha esposa Lilian pela atenção, ajuda e paciência nesses últimos anos, sobretudo compreensão a meus períodos de ausências, tanto em viagens de campo, quanto nas atividades em escritório. Aos meus pais pela força e incentivo para que eu siga no melhor caminho.

Ao meu orientador Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza, pela paciência, empenho e disposição de sempre em suas sugestões, para que pudesse sempre gerar os melhores dados possíveis. Muito obrigado Professor.

Aos docentes do Departamento de Geologia da UFRN (DGeo) e do PPGG pelos bons conhecimentos repassados até a presente data.

Ao prof. Dr. José Antônio de Moraes Moreira (DFTE) pelas sugestões e discussões acerca de medidas e fórmulas geofísicas, envolvendo condutividade térmica, e ao Prof. Dr. Antônio Carlos Galindo por ceder alguns dados de química mineral e orientações sobre o assunto.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro, por meio de concessão de bolsa de mestrado, e ao projeto de pesquisa do professor orientador (processo CNPq 449616/2014-2). Ao DGeo e PPGG/UFRN pelo apoio logístico e de laboratórios.

Aos servidores do DGeo e PPGG, em especial aos servidores Marconi e Nilda, bem como ao pessoal da limpeza e ao técnico de laboratório (motorista nas horas vagas) Canindé, pelos serviços e boas resenhas de campo.

As amizades feitas durante o período de mestrado, em especial aos amigos de sala de estudos PPGG-4, Juliana Garrido, Juliana Lopes, Cecília, João, Julia, Igor. E ao amigo Samir pelas trocas de ideias geológicas ao longo desses dois anos.

RESUMO

O nordeste da Província Borborema é marcado por um volumoso plutonismo Neoproterozóico de composição básica a ácida, intrusivo nas rochas metassupracrustais do Grupo Seridó. Nesse contexto, o plutão Totoró, localizado a NW de Currais Novos/RN, está associado lateralmente a zona de cisalhamento Serra da Seriema, alongado na direção SSW-NNE. O plutão compõe-se de uma sequência de tipos básicos a intermediários, sendo os mais precoces dioritos e gabro-noríticos, sucedidos por granodioritos / tonalitos (fácies predominante), biotita granitos equigranulares, biotita granitos porfíricos e granitos finos a médios hololeucocráticos. O mapeamento geológico e a análise microscópica permitiram visualizar expressiva variação mineralógica em micaxistos encaixantes a diferentes distâncias do contato da intrusão. Isto se reflete em paragêneses metamórficas comportando diferentes proporções de cordierita, andaluzita, granada e sillimanita, além de micaxistos migmatizados incluindo restos de paleossoma, e leucossomas de composição trondhjemítica, caracterizando uma extensa auréola metamórfica que pode se estender até cerca 2 km do contato. Cálculos termobarométricos mostraram que a temperatura de colocação do magma variou de 800-900°C com pressões de 1,6-2,7 kbar. Modelamentos baseados em dados de condutividade térmica de rochas mostram que a temperatura no contato atingiu 688-756°C, com o calor produzido pelo plutão mantendo temperatura de cerca de 500°C até 1800 m da borda da intrusão, além de estimativa de resfriamento de 365 mil anos. Os resultados obtidos para o plutão Totoró em comparação com outros corpos granitoides a norte do Lineamento Patos revelam que pelo menos parte dos batólitos granitoides ediacaranos se posicionaram em níveis crustais relativamente rasos sob condições de alto gradiente geotérmico, mas ainda registrando a fase de arrefecimento da tectônica dúctil transpressiva regional.

Palavras-chaves: Plutonismo; Auréola Termal; Ediacarano; Província Borborema, NE do Brasil.

ABSTRACT

The northeastern of Borborema Province is marked by a massive Neoproterozoic plutonism of basic to acid composition, intrusive into metasedimentary rocks of Seridó Group. In this context, the Totoró pluton, NW of Currais Novos / RN, is associated laterally to the SSW-NNE Serra Serima shear zone. The pluton is composed of a sequence of basic to intermediate types, the earlier ones being gabbro-norites, followed by granodiorites / tonalites (the main facies), biotite-bearing equigranular granites, biotite bearing porphyritic granites, and fine-grained hololeucocratic granites. Geological mapping and microscopic analysis allowed visualizing a significant mineralogical variation in micaschists country rocks at different distances from the contact of the intrusion. This is reflected in metamorphic parageneses portraying different proportions of cordierite, andalusite, sillimanite and garnet, besides migmatized micaschists with relicts of paleosome and leucosomes of trondhjemitic composition, which characterizes a metamorphic aureole that can extend until 2 km from the contact. Thermobarometric results showed that the emplacement temperature of pluton varied of the 800-900°C under pressures of 1.6-2.7 kb. Modelling based on rock conductivity revealed that the temperature at the pluton contact reached 688-756 degrees Celsius and the heat could remain at about 500 °C until 1800 m from a time span of 365,000 years. The results reported for the Totoró pluton and comparison with other granitoid bodies to the North of the Patos Lineament show that at least some of the ediacaran batoliths have been emplaced at relatively shallow crustal level under condition of high geothermal gradient, although still registering the vanishing phase of the transpressive ductile regional tectonics.

Keywords: Plutonism; Thermal aureole; Ediacaran; Borborema Province; NE Brazil.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	i
RESUMO.....	ii
ABSTRACT.....	iii
SUMÁRIO.....	iv
INDICE DE FIGURAS.....	vi
INDICE DE TABELAS.....	x
LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIATURAS.....	xi
1 – INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação.....	1
1.2 Relevância e objetivos.....	1
1.3 Localização e vias de acesso.....	2
2 – MÉTODOS E TÉCNICAS ANALÍTICAS	4
2.1 Etapa preliminar.....	4
2.2 Etapa de campo.....	4
2.1 Etapa pós-campo.....	5
3 – CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL	8
3.1 Litoestratigrafia da área.....	8
3.1.1 – Micaxisto encaixante.....	8
3.1.2 – Básicas e intermediárias.....	12
3.1.3 – Rochas ácidas.....	15
3.1.4 – Diques de diabásio.....	17
3.1.5 – Estrutura interna do Plutão Totoró.....	18
4 – ARTIGO SUBMETIDO	20
4.1 Introdução.....	22
4.2 Contexto Geológico Regional.....	23
4.3 Geologia da área do plutão Totoró.....	25
4.3.1 Litoestratigrafia.....	25
4.3.2 Plutão Totoró.....	27
4.3.3 Rocha Encaixante.....	29
4.4 Petrografia e texturas metamórficas.....	31
4.5 Química Mineral.....	36
4.6 Termobarometria.....	40

4.7 Petrofísica e modelamento da auréola termal.....	43
4.7.1 Materiais e Métodos.....	43
4.7.2 Dados de Petrofísica de Rocha.....	44
4.7.3 Modelamento Térmico.....	45
4.8 Discussões.....	47
4.9 Conclusões.....	48
Agradecimentos.....	49
Referências Bibliográficas.....	49
5 – INTEGRAÇÃO DE DADOS E CONCLUSÕES.....	54
6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	57
ANEXOS.....	62
1- Mapa geológico	
2 - Mapa de pontos	

ÍNDICE DE FIGURAS

Cap. 1 - Introdução

Figura 1.1 – Mapa de localização e principais acessos para a área em estudo. Configuração baseada em dados do Geobank-CPRM e IBGE. 3

Cap. 2 - Métodos e técnicas analíticas

Figura 2.1 – Fluxograma esquemático, com sequência das p atividades desenvolvidas. 4

Figura 2.2 – Em (A), analisador de propriedades térmicas e as propriedades termofísicas medidas. (B) Ilustração do procedimento utilizado para aquisição dos ensaios das propriedades petrofísicas condutividade térmica, capacidade térmica volumétrica e difusividade térmica. Os números de 1-5 indicam a sequência de amostragem a partir do vértice inicial. Adaptado de Figueiredo *et al.* (2008). 7

Cap. 3 – Contexto geológico local

Figura 3.1 – Em (A) sillimanita cordierita xisto, CL69-aeroporto de Currais Novos, exibindo xistosidade S_2 de baixo ângulo, sendo plano axial de dobras intrafoliares e recubentes. (B) Cordierita xisto mostrando xistosidade S_2 crenulada em plano axial de S_3 . Afloramento CL-81. (C) Padrão de interferência coaxial do tipo laço, em micaxisto do afloramento W51. (D) Desenho esquemático de (C). Foto C cedida por ZSS. 9

Figura 3.2- (A) Veio de quartzo boudinado em zona de cisalhamento com cinemática dextral, afloramento CL13. (B) Lineação milonítica com caimento médio para SW. Afloramento CL13. (C) Alternância de faixas ricas em cordieritas (faixas de textura grossa), Afloramento CL03. Foto C e B cedida por ZSS. 10

Figura 3.3 – Em (A) Nódulos simplecticos de sillimanita (sill) + cordierita (Cdr) associado a granada (Grt). Afloramento CL69 - aeroporto de Currais Novos. (B) Fotomicrografia de simplectitos de cordierita + sillimanita do CL-69. (C) Micaxisto parcialmente migmatizado, afloramento T-51. (D) Migmatização avançada em micaxisto do afloramento W49. Fotos A, B, C e D cedidas por ZSS. 11

Figura 3.4 - (A) Diagrama Q-A-P e Q-A+P-M (Streckeisen 1976) mostrando os campos das séries magmáticas, de acordo com Lameyre & Bowden (1982), para as rochas ígneas estudadas. (B) Diagrama de Le Maitre (1989) para classificação das rochas básicas. Sendo, 3a: sieno-granito, 3b: monzogranito, 4: granodiorito, 5: tonalito, 9*: Qz-monzodiorito, 10: diorito/gabro; 10*: qz-diorito; tr: trondhjemítico, th: tholeítico, calc: cálcio-alcalino, mz: monzonítico, al: granitóides aluminosos em províncias alcalinas, alc, alcalino; mob: mobilizados crustais. 12

Figura 3.5 – (A) Gabro-norito mostrando trama magmática (S_γ) NW-SE, porção central do corpo básico principal (W96). (B) Fotomicrografia de gabro-norito mostrando cristais de piroxênio (Px) sendo corado por hornblenda (Hb). (C) Visão geral do afloramento de gabro-norito (CL6), com xenólito de paragneisse (VJ7D). Fotos A e B cedidas por ZSS. 13

Figura 3.6 – (A) Contato brusco ou reentrante, de granodiorito com quartzo diorito (este mais precoce). Afloramento AF28. (B) Autólitos de granodiorito em granito porfírico. Afloramento CL39. (C) Contato de soleira de granito / granodiorito subconcordante com a xistosidade S_2 . (D) Fotomicrografia de quartzo diorito mostrando concentrações máficas de biotita (Bt) e hornblenda (Hb), Afloramento CL48. (E) K-feldspato (k-f) com bordas de mimerquita. Afloramento E37. Fotos A e B cedidas por ZSS.

15

Figura 3.7 – (A) Visão geral de granito equigranular fino hololeucocrático; afloramento CL104. (B) Autólito de granito grosso a porfírico em granito equigranular; afloramento CL105. (C) Autólitos subarredondados de dioritos em granito porfírico, orientados em $S\gamma$; afloramento CL26. (D) Granito porfírico mostrando fenocristais de k-feldspato em realçando a trama planar magmática; afloramento CL36, parte central do plutão. (E) Monzogranito equigranular com K-feldspato com borda de plagioclásio de textura mimerquita. (F) Sienogranito porfírico mostrando K-feldspato em textura semelhante a (E); afloramento CL36. Fotos A e C cedidas por ZSS.

16

Figura 3.8 – Contato abrupto de diabásio com micaxisto encaixante, típico do magmatismo Rio Ceará Mirim, com micaxisto do afloramento CL91.

18

Figura 3.9 – (A) Mapa esquemático mostrando estrutura interna com orientação concêntrica da trama magmática e disposição de xenólitos (B) Redes estereográficas com disposição dos polos de xistosidade S_2 , lineação L_2 , polos da trama magmática ($S\gamma$) e linear ($L\gamma$).

19

Cap. 4 – Artigo Submetido

Figura 1 – Contexto geológico do Domínio do Rio Grande do Norte, a norte do Lineamento Patos, nordeste do Brasil (modificado de Jardim de Sá, 1994, Dantas *et al.*, 2004, Souza *et al.*, 2007b). MRP, Maciço Rio Piranhas; MSJC, Maciço São José do Campestre; FS, Faixa Seridó; PL, Lineamento Patos; PJCSZ, Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara; PaSZ, Zona de Cisalhamento Porto Alegre.

24

Figura 2 – Mapa geológico da porção central da faixa Seridó, mostrando a localização de amostras usadas no estudo petrofísico neste artigo, bem como pontos com datação U-Pb em zircão (modificado de Archanjo *et al.*, 2013). A figura também reporta as isothermas de 620-600°C, 550°C e 500°C segundo Lima (1987) e Souza (1996).

25

Figura 3 – (A) Mapa geológico da área do plutão Totoró; também são indicados os locais com amostras para estudos de petrofísica e de química mineral. (B) Legenda da figura 3A.

26

Figura 4 – (A) Contato entre gabronorito e paragnaisse com hiperstênio (mig) - afloramento VJ7D; (B) Associação entre fácies granodiorítica e granito porfírico, desenvolvendo autólitos subangulosos no contato; ambas as fácies são cortadas por dique de granito equigranular fino - afloramento CL-39; (C) Brecha magmática,

28

caracterizada por injeções de biotita granito em diorito - afloramento CL-17. (D) granito equigranular fino, hololeucocrático - afloramento CL-104; (E) feição microscópica de biotita sienogranito mostrando fenocristal de Kf (microclina) e plagioclásio com textura mirmequita na borda - lâmina CL-19; (F) Biotita hornblenda granodiorito, mostrando associação mineral típica com hornblenda (Hb) e biotita (Bt) marcando a trama Sy - lâmina CL-31; (G) olivina diabásio com clássica textura ofítica / subofítica na borda de corpo gabro-norítico - lâmina CL-04; (H) uralitização de diopsídio-augita (Cpx) em torno de hornblenda (Hb), além de biotita tardi intersticial (Bt), em gabro-norito - lâmina CL-7. Observação com polarizadores paralelos em F e H e cruzados em E e G. Fotos B e D foram cedidas por ZSS.

Figura 5 – Granada estaurolita xisto, na estrada para Cruzeta/RN (VJ10) (A) e 30
granada cordierita xisto (B), CL-81, mostrando estruturas D₂ e D₃; C) Micaxisto milonitizado, mostrando porfiroblastos de cordierita estirados e rotacionados em zona de cisalhamento com cinemática dextrógira. Afloramento CL-90, borda externa leste do plutão, zona da cordierita. D) Granada cordierita sillimanita xisto da zona da sillimanita, afloramento T40, borda oeste do corpo; E) Micaxisto migmatizado mostrando restitos de paleossoma (granada cordierita micaxisto) e F) leucossoma trondhgemítico (cinza esbranquiçado) com porfiroblastos de granada (Gr) centimétricas, afloramento E-74. As fotos A, D, E, F foram cedidas por ZSS.

Figura 6 – Gráfico pressão vs temperatura com representação em diagrama AFM das 32
associações minerais das zonas de (I) estaurolita (Cruzeta, RN), II) cordierita (cordierita ± andaluzita ± granada + biotita), III) sillimanita (sillimanita ± cordierita ± andaluzita ± granada + biotita) e IV) migmatito (sillimanita ± cordierita ± andaluzita ± granada + biotita + fusão), compatíveis com a fácies metamórfica anfíbolito de baixa pressão e alta temperatura. Sil=sillimanita; Cia=cianita; And=andaluzita; Cdr=cordierita; Est=estaurolita; Opx=ortopiroxênio; Alm=almandina; Bio=biotita; Cl=clorita. O ponto triplo de aluminossilicatos, isógradas de biotita, granada, cordierita, ortopiroxênio e curva de fusão de granito hidratado foram retirados de Winter (2001).

Figura 7 – Relações texturais de minerais índices do metamorfismo M₂. (A) 34
Micaxisto com porfiroblasto de granada (Grt) pós-tectônica a D₂/M₂ (amostra CL66, 2000 m do contato). (B) Porfiroblastos de cordierita sin-S₂ e pré-S₃, pinitizadas (amostra CL3, 800 m do contato). (C) Andaluzita (And) pré- a sintectônica e sillimanita (Fib) sintectônica a D₂/M₂ (amostra E-5, 1000 m do contato). (D) Intercrescimento de sillimanita (Sil) prismática sobre porfiroblasto de biotita (Bt) sin-S₂ (amostra E-10, região de contato). Observação com polarizadores paralelos em A, B, C e cruzados e D. (A e B) Zona de cordierita. (C e D) Zona de sillimanita. Foto B, cedida por ZSS.

Figura 8 - Em A) Fotomicrografia de micaxisto migmatizado, mostra corona de 35
andaluzita (And) + quartzo (Qz) em porfiroblasto de granada (Grt). Afloramento CL-5, zona do migmatito. B) Cristais de quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl) formando contatos poligonais em xenólito de xisto migmatizado com hiperstênio (Hyp). Afloramento VJ7D. Observação com polarizadores paralelos em (A) e cruzados em (B).

Figura 9 – Composição de anfibólios de dioritos e gabro-norito do plutão Totoró segundo classificação em Leake <i>et al.</i> (1997).	38
Figura 10 – Gráficos com variação de óxidos de Al, Mg e Ti de biotita de, mostrando dois grupos distintos para a biotita, A) Al_2O_3 vs TiO_2 e em B) MgO vs TiO_2 .	38
Figura 11 – Piroxênios da amostra VJ7D (xenólito de paragnaisse) de acordo com classificação de Morimoto (1988). (A) Diagrama $Q(Ca+Mg+Fe^{2+})$ vs. $J(2Na)$. (V) Parte inferior do diagrama triangular Enstatita (En) – Ferrossilita (Fs) – Wollastonita (Wo).	40
Figura 12 – Diagrama Ti (cpfu) vs. $Mg/(Mg+Fe^{2+})$, com curvas de temperaturas definidas por Henry <i>et al.</i> (2005), para biotita das amostras de metassedimento.	42
Figura 13 – Ilustração do procedimento para aquisição dos ensaios de condutividade térmica, capacidade calorífica e difusividade térmica. 1, 2, 3, 4, 5 (sequencia de amostragem a partir do vértice inicial). Adaptado de Figueiredo <i>et al.</i> (2008).	43
Figura 14 – Modelamento de perfis temperatura vs distância para o plutão Totoró e sua encaixante metassedimentar.	46
Figura 15 - Gráfico indicativo das condições PT para o metamorfismo ocorrido durante a evolução da auréola termal no entorno do plutão Totoró. Diagrama adaptado de Winter (2001) e ponto triplo para aluminossilicatos de Holdaway (1971).	48

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Composição química de anfibólio (calculada para 23 oxigênios) de hornblenda-biotita diorito do plutão Totoró (amostras VJ7A, ED113 e CL7). Cálculos de pressão e temperatura foram baseados em Anderson e Smith (1995) e Blundy e Holland (1990).	37
Tabela 2 – Composição química de piroxênios (calculadas para 6 oxigênios) de xenólito de paragnaisse (VJ7D), e biotitas (calculadas para 22 oxigênios) de xenólito de paragnaisse (VJ7D) granada xisto (paleossoma) das amostras E74, CL16A, cordierita xisto de CL60, CL66 e de estauroilita xisto (VJ10).	39
Tabela 3 - Valores de temperatura obtidos a partir do geotermômetro da saturação de zircônio em diorito, quartzo monzodiorito, quartzo monzonito e granito porfirítico do plutão Totoró, de acordo com aplicação de equações segundo Watson e Harison (1983) e Miller <i>et al.</i> (2003). Foram usados dados litoquímicos de Jardim de Sá (1994).	42
Tabela 4 - Média das medidas de condutividade, capacidade calorífica e difusividade térmica, para micaxistos ao longo das diferentes zonas metamórficas mapeadas.	44
Tabela 5 – Parâmetros utilizados para cálculo do fluxo térmico.	45
Tabela 6 – Quadro comparativo mostrando variação da temperatura T° (C), ao longo da auréola termal, com a temperatura inicial do magma T_0 variando de 800-900°C.	46

LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIATURAS

ZCSS	Zona de Cisalhamento Serra da Seriema
AT/BP	Alta temperatura e baixa pressão
T	Temperatura, dependente do tempo, num dado ponto.
T_0	Temperatura inicial de colocação do magma.
T_{exc}	Temperatura da rocha encaixante
d	Raio da intrusão
α	Difusividade térmica.
t	Tempo decorrido desde a intrusão
τ	Equivalente adimensional tempo.
x	Distância do centro da intrusão
ε	Equivalente adimensional de distância
λ	Condutividade térmica
C_p	Capacidade térmica volumétrica

1- INTRODUÇÃO

1.1- Apresentação

A presente Dissertação faz parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de Mestre em Geodinâmica pelo no Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (PPGG/UFRN). Contou com a orientação do professor Dr. Zorano Sérgio de Souza. O apoio financeiro e logístico para realização deste trabalho ficou a cargo do CNPq - Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (bolsa de mestrado do autor desta Dissertação e Auxílio à Pesquisa do professor orientador - processo 449616/2014-2), PPGG e Departamento de Geologia da UFRN.

Este trabalho se compõe de seis capítulos, além de dois anexos (mapas de pontos visitados e mapa geológico). O capítulo quatro comporta um artigo intitulado "Auréola termal provocada pela intrusão do plutão Totoró em micaxistos do Grupo Seridó, Ediacarano da Província Borborema, NE do Brasil", submetido ao periódico Geologia USP, Série Científica.

1.2- Relevâncias e objetivos

A evolução térmica de uma auréola de contato é extremamente dependente do modo de colocação da intrusão (geometria, volume, temperatura, profundidade), bem como do comportamento reológico das rochas encaixantes (Jaeger, 1967; Furlong *et al.*, 1991; Caricchi *et al.*, 2012; Floess e Baumgartner, 2015). Entender o fluxo térmico e a sua variação espacial e temporal, é crucial para a eficiente avaliação de dados petrológicos, geoquímicos e isotópicos em regiões com evidências de metamorfismo de contato. Processos metassomáticos envolvendo fluídos magmáticos neste tipo de ambiente favorecem a formação de importantes mineralizações, atribuídas geralmente a depósitos do tipo *skarn*. Esses depósitos têm como característica ocorrerem associados a rochas carbonáticas, em sua maioria encontrada adjacente a plutões ou ao longo de falhas e zonas de cisalhamento (Meinert *et al.*, 2005).

Neste sentido, o objetivo principal deste trabalho é o estudo do efeito térmico causado pela intrusão do plutão Totoró nos micaxistos do Grupo Seridó. Para tanto, procedeu-se a: levantamento e revisão do acervo bibliográfico e cartográfico prévio disponível para a área de trabalho, incluindo imagens de sensores remotos (satélites Landsat 7 ETM⁺ e fotografias aéreas); trabalhos de campo, visando coleta de amostras e aquisição de elementos macroscópicos (texturas) e mesoscópicos (foliação, lineação) que permitiram interpretar as

variações faciológicas; descrição petrográfica das principais fácies do plutão e sua encaixante; e aquisição de dados petrofísicos para modelamento unidimensional da auréola térmica.

1.3- Localização e vias de acesso

A área estudada localiza-se na porção central do Estado do Rio Grande do Norte, incluindo partes dos municípios de São Vicente, Lagoa Nova e majoritariamente o município de Currais Novos. É delimitada geograficamente pelos paralelos $6^{\circ}06'00''\text{S}$ e $6^{\circ}16'43''\text{S}$ e pelos meridianos $36^{\circ}36'43''\text{W}$ e $36^{\circ}28'58''\text{W}$, totalizando uma área de aproximadamente 300 km^2 (Fig. 1.1). O acesso para a área pode ser feito através da BR-101, partindo-se de Natal, prosseguindo pela BR-304 até Macaíba, e enfim a BR-226 até a cidade de Currais Novos. Outro trajeto pode ser feito, saindo-se de Mossoró pela BR-304 até a altura da cidade de Itajá, seguindo logo após pela RN-118 até encontrar a BR-226. Para a parte interna do campo de estudo e áreas próximas, os acessos são realizados através de estradas não pavimentadas, recobertas com barro batido, mas que apresentam bom grau de conservação em boa parte do ano. Quando necessário, os perfis foram realizados com caminhada em drenagens e leitos de drenagens.

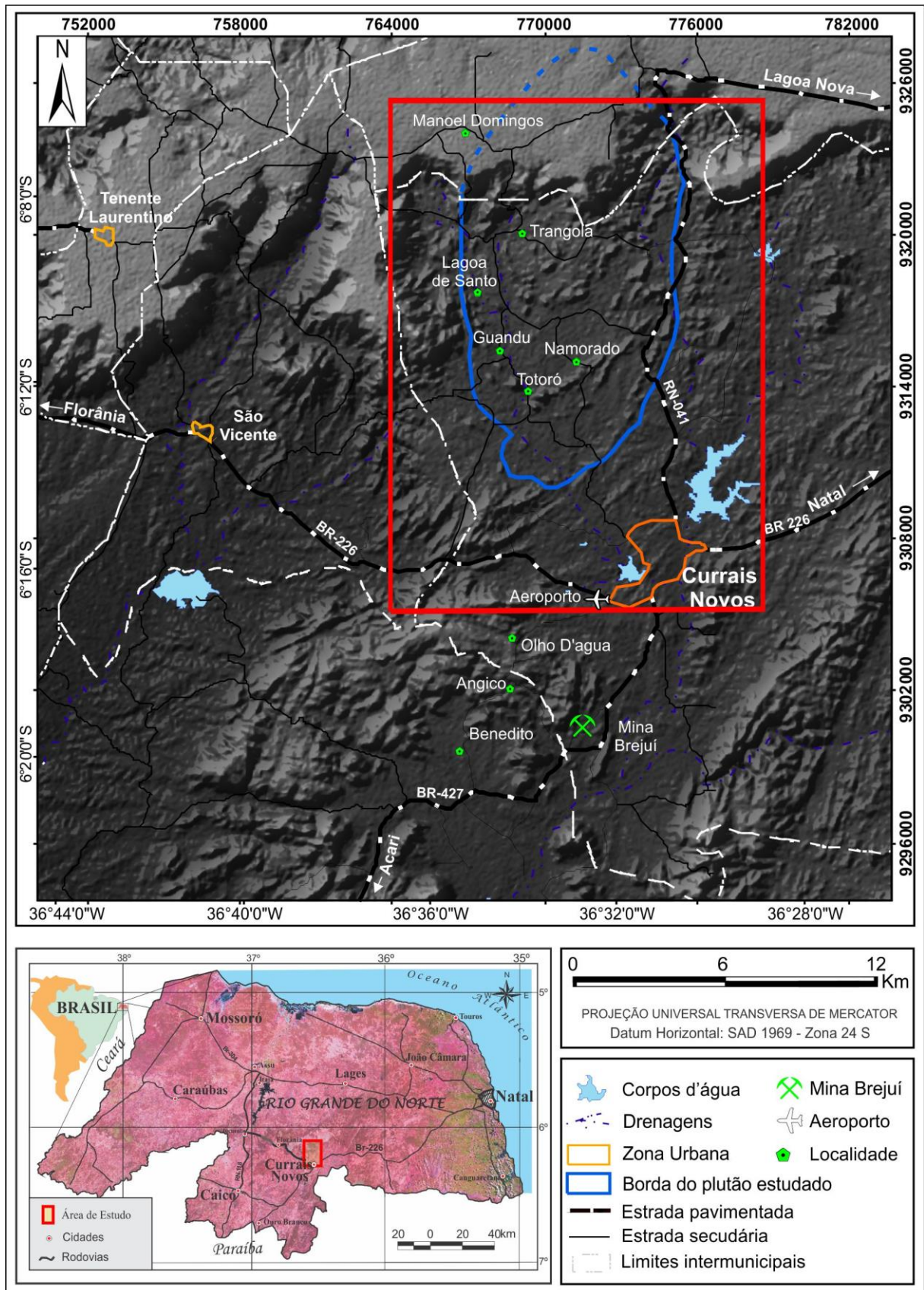


Figura 1.1 – Mapa de localização e principais acessos para a área em estudo. Configuração baseada em dados do Geobank-CPRM e IBGE.

2- MÉTODOS E TÉCNICAS ANALÍTICAS

Para atingir o objetivo proposto, as atividades de pesquisa foram subdivididas em três etapas principais, como mostra o fluxograma esquemático da Figura 2.1.



Figura 2.1 – Fluxograma esquemático com sequência das atividades desenvolvidas.

2.1 – Etapa Preliminar

Esta etapa consistiu em uma extensa pesquisa bibliográfica e revisão de um banco de dados existente em posse do professor orientador deste trabalho (mapas geológicos de atividades da disciplina de Campo III, fotografias aéreas, lâminas delgadas, pontos de campo, análises de microsonda). A revisão desses dados aliado a interpretação de produtos de sensores remotos (imagens Landsat 7 ETM⁺, SRTM e fotografias aéreas na escala 1:70.000), permitiu a confecção de um mapa geológico prévio integrado, baseado em uma plataforma do programa Arcgis 10.

2.2 – Etapa de campo

Foram realizadas duas viagens a campo, totalizando seis dias. As viagens tiveram como objetivo principal a coleta de amostras para confecção de lâminas delgadas, tabletes para estudo petrofísico e eventuais análises químicas, bem como a aquisição de elementos texturais e estruturais que permitissem interpretar as variações faciológicas dos litotipos estudados.

2.3 – Etapa pós-campo

Petrografia

Foram confeccionadas 112 lâminas delgadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFRN, oriundas das diferentes fácies do corpo ígneo, xenólitos de micaxisto e de sua encaixante metassedimentar. Deste total, 48 seções delgadas fizeram parte desta fase da pesquisa, e 64 foram provenientes de disciplinas de campo III (2011 e 2013) e projetos de pesquisa do professor orientador. A descrição das seções delgadas foi desenvolvida no laboratório de microscopia óptica do mesmo departamento. A estimativa modal foi feita por contagem visual de 10 a 15 campos por lâmina.

Química mineral

Foram usadas nove amostras, três do corpo ígneo, provenientes de hornblenda-biotita dioritos e gabro-norito (VJ7A, ED113 e CL7) e seis de metassedimentos, xenólito de paragneisse (VJ7D), granada xisto (CL16A e E74 - paleossoma), estauroлита xisto (VJ10) e cordierita andaluzita xisto (CL60 e CL66). Os dados de VJ7A, ED113, VJ10 e VJ7D foram obtidos em microsonda eletrônica no laboratório da Universidade Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, França (Camebax SX-100, voltagem de 15 kV, corrente de 11 nA e tempo de contagem de 10s por análise). As demais amostras foram medidas em microsonda eletrônica JEOL-JXA-8230 com cinco espectrômetros, do Instituto de Geociências da UnB, operando com voltagem de 15 kV, corrente de 10 nA e tempo de contagem de 10 s. Os cálculos das fórmulas estruturais foram obtidos conforme segue: anfibólios (23 oxigênios), plagioclásios (32 oxigênios), biotita (22 oxigênios), piroxênio (6 oxigênios). Para cálculo do anfibólio e da razão Fe^{2+}/Fe^{3+} , empregou-se a planilha de Hora *et al.* (2013), que se baseia no método de Schumacher (apêndice II, em Leake *et al.*, 1997), considerando o fator de correção 13eCNK. Para piroxênio, plagioclásio e biotita seguiu-se o roteiro de cálculos mostrado no Apêndice 2 de em Deer *et al.* (2013).

Termobarometria

No cálculo de pressão, fez-se uso do geobarômetro de Anderson e Smith (1995), calibrado pela quantidade de Al em hornblenda, e interações com o geotermômetro de Blundy e Holland (1990) limitado para valores $Fe\# = 0,4-0,65$. Esse geobarômetro adequou-se à amostra ED113, enquanto VJ7A e CL7 ficaram fora do limite citado acima ($Fe\# = 0,19-0,32$). O cálculo da temperatura de colocação do plutão obtido de Blundy e Holland (1990) foi

comparado com calibrações que se baseiam na saturação de Zr da rocha total, propostos por Watson e Harrison (1983) e Miller *et al.* (2003). Para cálculo da temperatura em metassedimentos (amostras VJ7D, E74, CL16A, VJ10, CL60 e CL66), utilizou-se a calibração por saturação de Ti em biotita de Henry *et al.* (2005).

Petrofísica de rocha

Os dados de condutividade térmica, capacidade calorífica e difusividade térmica foram obtidos através do *Thermal Properties Analyzer* no modelo QuickLine™30 da Anter Corporation (Fig. 2.2A). De modo geral, Incropera & Witt (1981) e Serway (1992) definem a condutividade térmica como uma medida da habilidade de transmissão do calor de em um dado material. Já a difusividade térmica é a propriedade física que mede a dissipação do calor em um meio qualquer. De acordo com Clauser & Huenges (1995), Beardsmore & Cull (2001) e Schön (2004), essas grandezas vetoriais, estão sujeitas a anisotropia dos materiais (composição mineralógica, porosidade, estrutura da rocha).

Para a aquisição desses dados, fez-se necessário a confecção de 16 tabletes medindo 10x10x3 cm (Fig. 2.2B). Esta dimensão possibilitou a medição das propriedades petrofísicas em 5 pontos distintos da amostra, trazendo maior representatividade para os dados. As medidas foram feitas iniciando-se a partir de um vértice mestre (marcado na amostra) e no sentido horário, perfazendo os 4 vértices e finalizando com uma análise na porção central da superfície de prova (Fig. 2.2B). Como forma de minimizar erros de medição, foram tomados os seguintes cuidados: controle de temperatura ambiente em 24-25°C; polimento de uma das faces do tablete para permitir apoio total do sensor durante a análise; mesa de apoio para manter o equipamento estável; e uma repetição da medida para cada ponto do tablete. Caso a reprodução do ensaio mostrasse um valor com margem de 5% para mais ou para menos em relação à primeira medida, deveria ser feita uma terceira análise. Tal fato não ocorreu, ficando todas as análises dentro da margem de erro definida pelo fabricante (3-5%).

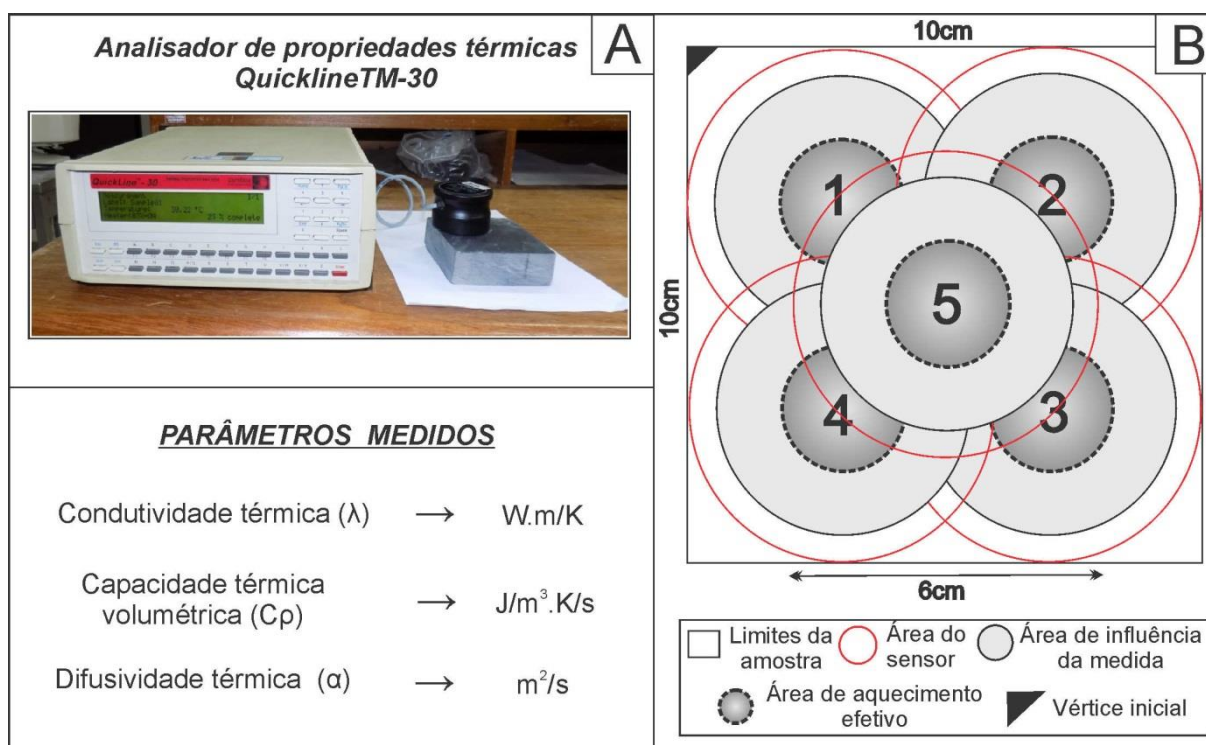


Figura 2.2 – Em (A), analisador de propriedades térmicas e as propriedades termofísicas medidas. (B) Ilustração do procedimento utilizado para aquisição dos ensaios das propriedades petrofísicas condutividade térmica, capacidade térmica volumétrica e difusividade térmica. Os números de 1-5 indicam a série de amostragem a partir do vértice inicial. Adaptado de Figueiredo *et al.* (2008).

Modelamento térmico

Para cálculo dos perfis temperatura *versus* espaço (Carslaw e Jaeger, 1959), utilizou-se o programa MathWorks Matlab 8.5 R2015a. A temperatura da encaixante foi definida em 450°C, equivalente à fácies xisto verde superior, assumida no momento da intrusão. A média geral da difusividade foi de $1,17 \times 10^{-6}$ (m²/s), contudo para uma boa representatividade do modelo convencionou-se transformar a unidade de m²/s para m²/ano. Sendo assim, o valor recalculado foi de 36,34 m²/ano.

Integração de dados

De posse das análises petrográficas, dados de química mineral, termobarometria, petrofísica de rocha, modelamento termal e das interpretações dos dados coletados em campo, redigiu-se o artigo científico e esta dissertação, bem como o aprimoramento do mapa geológico e de pontos (Anexo 1 e 2). Para tal, foram utilizados os programas do pacote Office world, Excel (textos e tabelas), CorelDraw X7 (figuras) e CorelPhotoX7 (tratamento de imagens).

3- CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

Este capítulo apresenta as unidades litológicas integradas e mapeadas na área, enfatizando seus aspectos tectônicos e estratigráficos, além de caracterizar as feições macroscópicas, microscópicas e possíveis relações cronológicas. Os dados disponíveis foram obtidos a partir de trabalhos de campo, laboratório e discussões com o professor orientador. As relações entre as litologias do mapa geológico (anexo 1) estão dispostas de acordo com a escala 1:50.000, embora em alguns afloramentos (caso de xenólitos de micaxistos) foi necessário representá-los com exagero na largura, visando um melhor entendimento de tais relações ao longo da área estudada. Nesta descrição, foram empregados critérios petrográficos, estruturais, relações de contato e registro, ou não, de parâmetros deformacionais.

3.1 – Litoestratigrafia da área

Em acordo com as atividades realizadas na etapa preliminar, integrado com interpretação de imagens de satélite, fotografia aérea e etapa de campo, foram identificadas 4 unidades litológicas, sendo descritos e integrados 472 afloramentos (anexo 2). A sequência estratigráfica é enumerada sequencialmente da base para o topo em:

(i) – Micaxisto encaixante – Grupo Seridó

(ii) – Rochas básicas e intermediárias

- dioritos e gabro-noritos
- granodioritos / tonalitos

(iii) – Rochas ácidas

- Granito porfirítico
- Granito equigranular
- Diques e *sheets* graníticos e pegmatíticos

(iv) –Diques de Diabásio – Magmatismo Rio Ceará Mirim

3.1.1 – Micaxisto encaixante

Ocorre em boa parte da área estudada, apresentando macroscopicamente quantidades variadas de quartzo, biotita, granada, ±estauroлита, ±cordierita, ±andaluzita e ±sillimanita. Sua textura varia de lepidoblástica a granolepidoblástica fina a grossa, chegando até porfirolepidoblásticas e/ou porfironematoblásticas na presença de megaporfiroblastos de

cordierita. Duas fases de deformação (D_2 e D_3) são visualizadas nesta unidade. D_2 corresponde a uma tectônica de baixo ângulo (subhorizontal) que atuou sobre tramas primárias ou de baixo grau (S_0/S_1) [Fig. 3.1A]. A xistosidade S_2 gerada apresenta mergulhos fortes a suaves, correspondendo ao plano axial de dobras isoclinais, recumbentes (Fig. 3.1A) e intrafoliais apertadas. De acordo com a região aferida, S_2 pode variar de 10° a 85° . Na região dos flancos ela pode ter caimento suave ($10-25^\circ$) [Fig. 3.1A], e próximo à zona de charneira, mostra forte caimento ($65-85^\circ$), mergulhando para SE ou NW (Fig. 3.1B). D_3 forma crenulações normais, dobras fechadas a aberta com plano axial subvertical, preferencialmente na direção ENE. A xistosidade S_3 gerada tem direção NE, por vezes N, com mergulhos em alto ângulo (60° e 85°). Caracteriza-se por truncar e/ou rotacionar estruturas D_2 , produzindo crenulações (Fig. 3.1B) e padrão de interferência coaxial do tipo laço (Fig. 3.1C e D). A lineação de estiramento mineral (L_3^x) é marcada principalmente por orientação de biotitas, e ângulo de caimento suave variando de 5° a 10° para NNE.

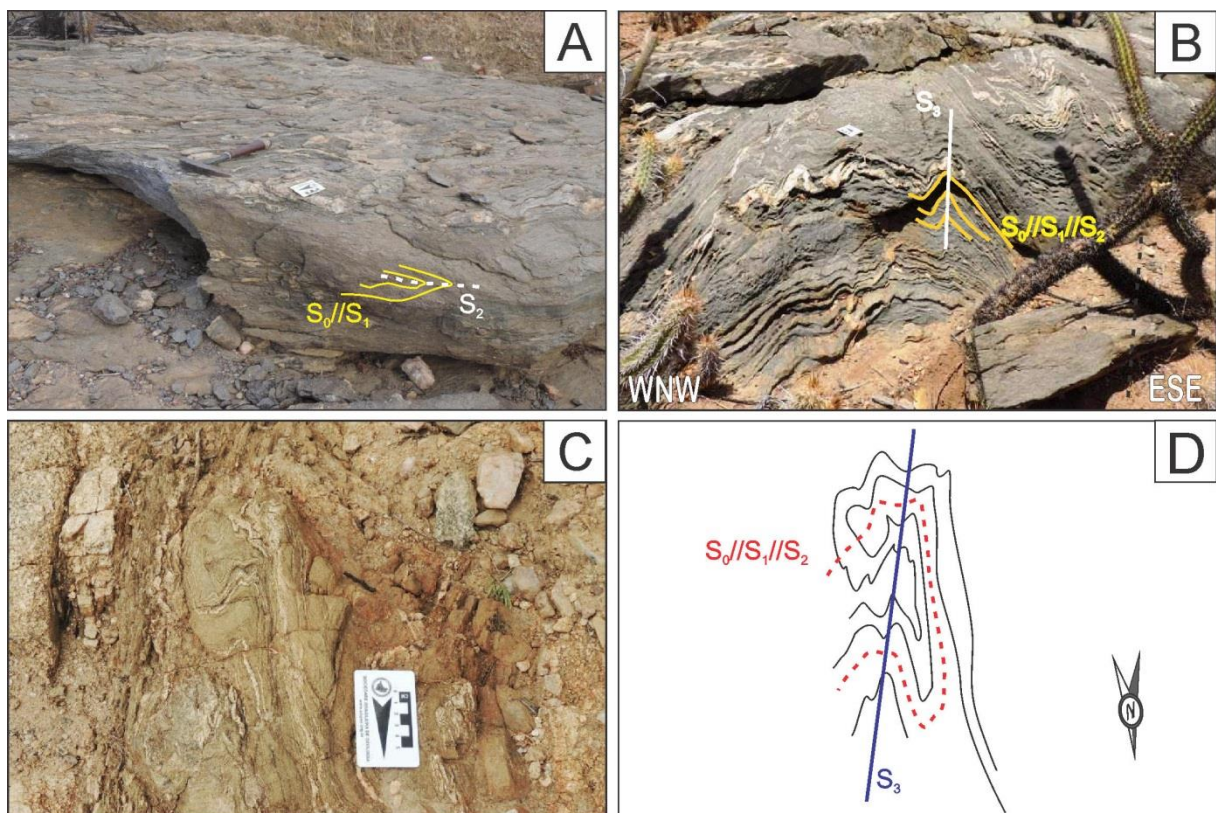


Figura 3.1 – Em (A) sillimanita cordierita xisto, CL69-aeroporto de Currais Novos, exibindo xistosidade S_2 de baixo ângulo, sendo plano axial de dobras intrafoliais e recumbentes. (B) Cordierita xisto mostrando xistosidade S_2 crenulada em plano axial de S_3 . Afloramento CL-81. (C) Padrão de interferência coaxial do tipo laço, em micaxisto do afloramento W51. (D) Desenho esquemático de (C). Foto C cedida por ZSS.

Zonas de cisalhamento transcorrentes são descritas, margeando a borda leste do plutão Totoró, concordante com lineamentos D_3 (SW-NE), gerando, por conseguinte, milonitização

nas rochas afetadas. Neste contexto, exsudados quartzosos sin-D₂ mostram-se boudinados e rotacionados, exibindo cinemática dextral (Fig. 3.2A). A lineação milonítica L_m³ associada mostra caimento médio de 25° para SSW (Fig. 3.2B).

As cordieritas mostram-se como porfiroblastos centimétricos, sincrônicos ou tardios em relação à xistosidade principal (S₂). São rotacionadas, quando estão em zona de cisalhamento, formando pequenas saliências na superfície xistosa.

Em alguns pontos (CL-3; CL-13, CL-76), é comum ocorrer faixas ricas em porfiroblatos de cordierita ± andaluzita, alternando faixas com biotita + quartzo ± granada (Fig. 3.2C). A sillimanita (Fig. 3.3 A) está em uma zona intermediária, com ocorrência observada até 700-1000 metros do contato, por vezes associada à simplectitos com cordierita ± granada (Fig. 3.3 A e B).

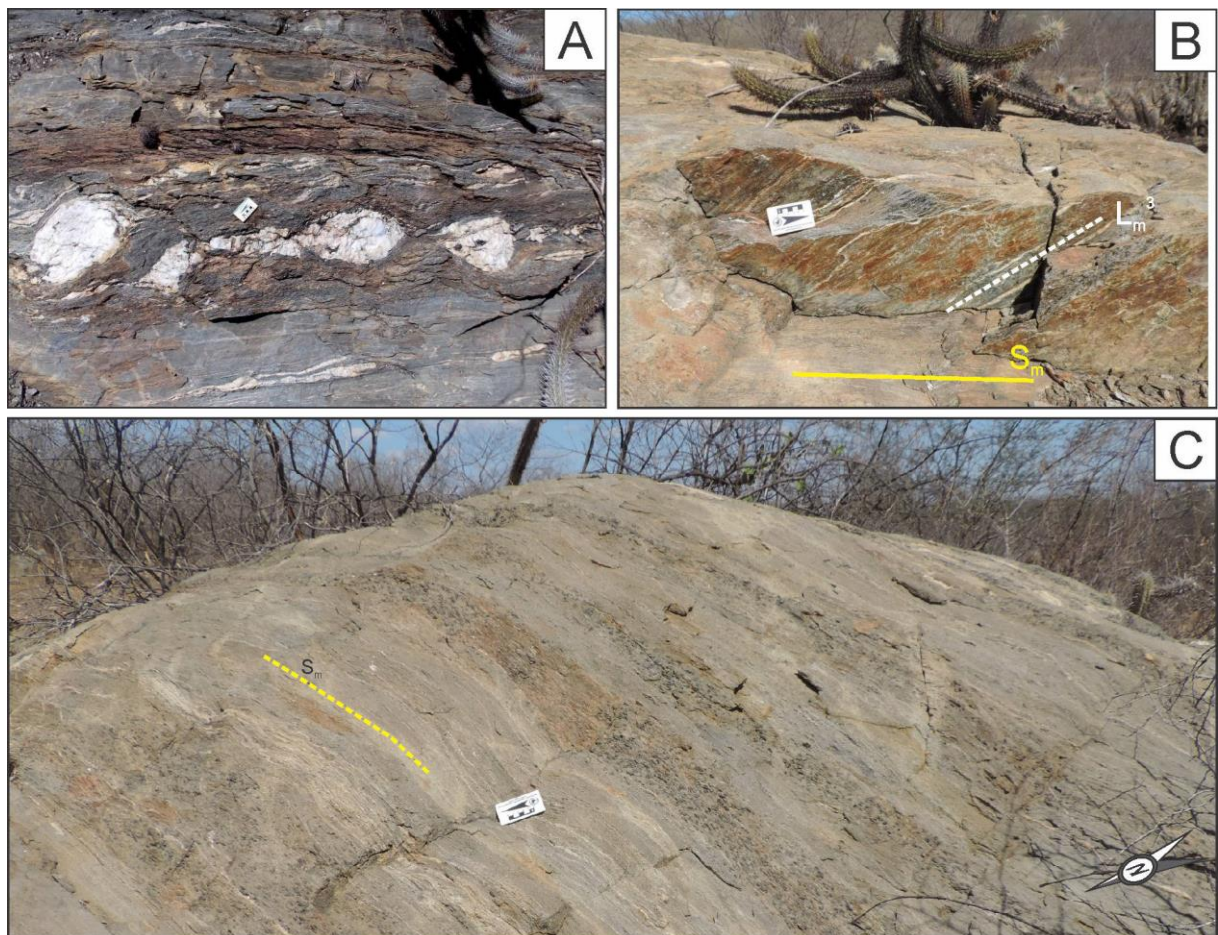


Figura 3.2- (A) Veio de quartzo boudinado em zona de cisalhamento com cinemática dextral, afloramento CL13. (B) Lineação milonítica com caimento médio para SW. Afloramento CL13. (C) Alternância de faixas ricas em cordieritas (faixas de textura grossa), Afloramento CL03. Foto C e B cedida por ZSS.

Uma faixa descontínua de micaxisto migmatizado, adjacente ao contato ígneo, mostra relações de contato interdigitados e/ou abruptos. Desta maneira, o micaxisto mostra diferentes estágios de migmatização. É comum encontra-lo parcialmente migmatizado e com textura hornfêlsica, mostrando restos de paleossoma, e diferentes proporções de leucossomas (Fig. 3.3 C), contendo por vezes fenocristais de granada (granito tipo-S), com tamanhos geralmente maiores que as do paleossoma. O avanço da migmatização atinge o ápice com formação de nebulitos, onde praticamente não se observam mais resquícios do paleossoma na mesoescala (Fig. 3.3 D).

Ressalta-se ainda, no extremo nordeste da área uma pequena ocorrência de paragneisse calciossilicático, bastante compacto, no contato com o plutão, não descrito em trabalhos prévios na região.

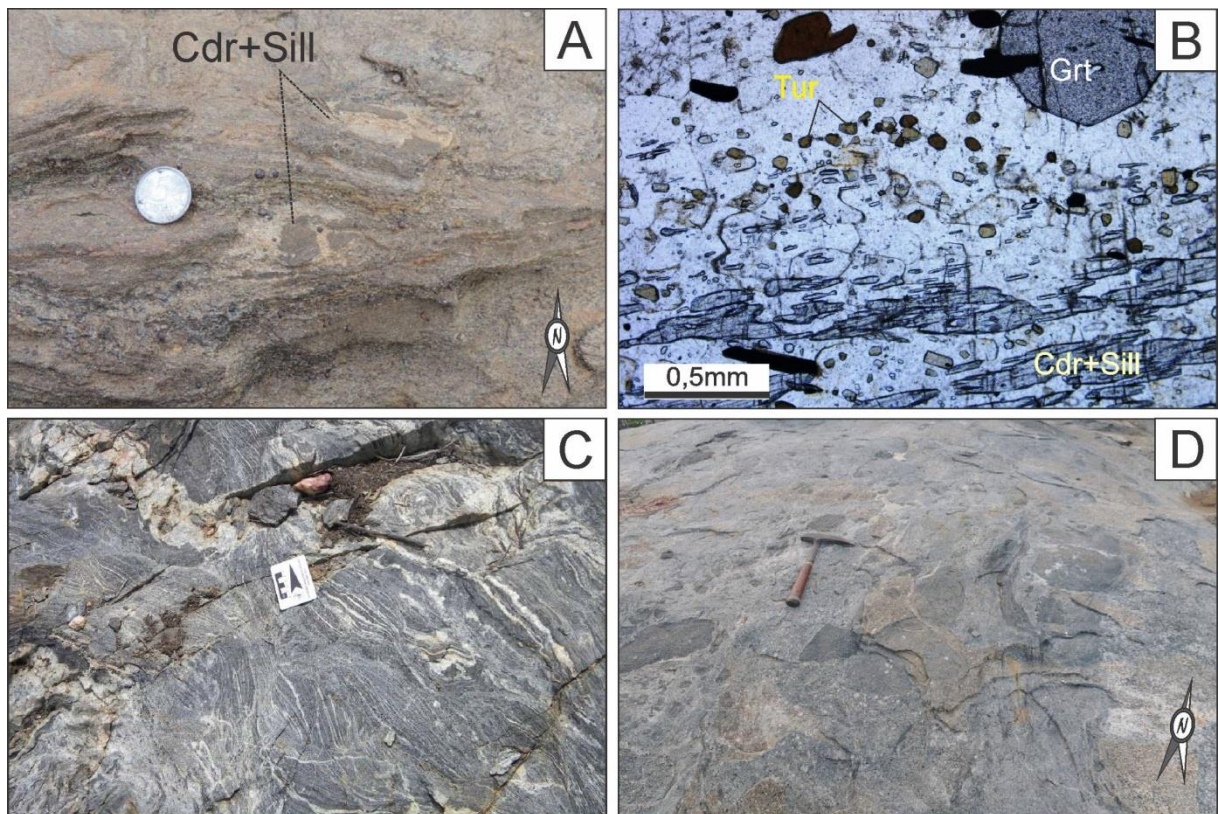


Figura 3.3 – Em (A) Nódulos simplecticos de sillimanita (sill) + cordierita (Cdr) associado a granada (Grt). Afloramento CL69 - aeroporto de Currais Novos. (B) Fotomicrografia de simplectitos de cordierita + sillimanita do CL-69. (C) Micaxisto parcialmente migmatizado, afloramento T-51. (D) Migmatização avançada em micaxisto do afloramento W49. Fotos A, B, C e D cedidas por ZSS.

3.1.2 – Básicas e intermediárias

São caracterizadas por litotipos de composições variando desde dioritos/gabros e gabro-noritos até granodioritos / tonalitos majoritariamente mesocráticos (Fig. 3.4), textura média equigranular, de cor cinza médio a cinza esverdeado.

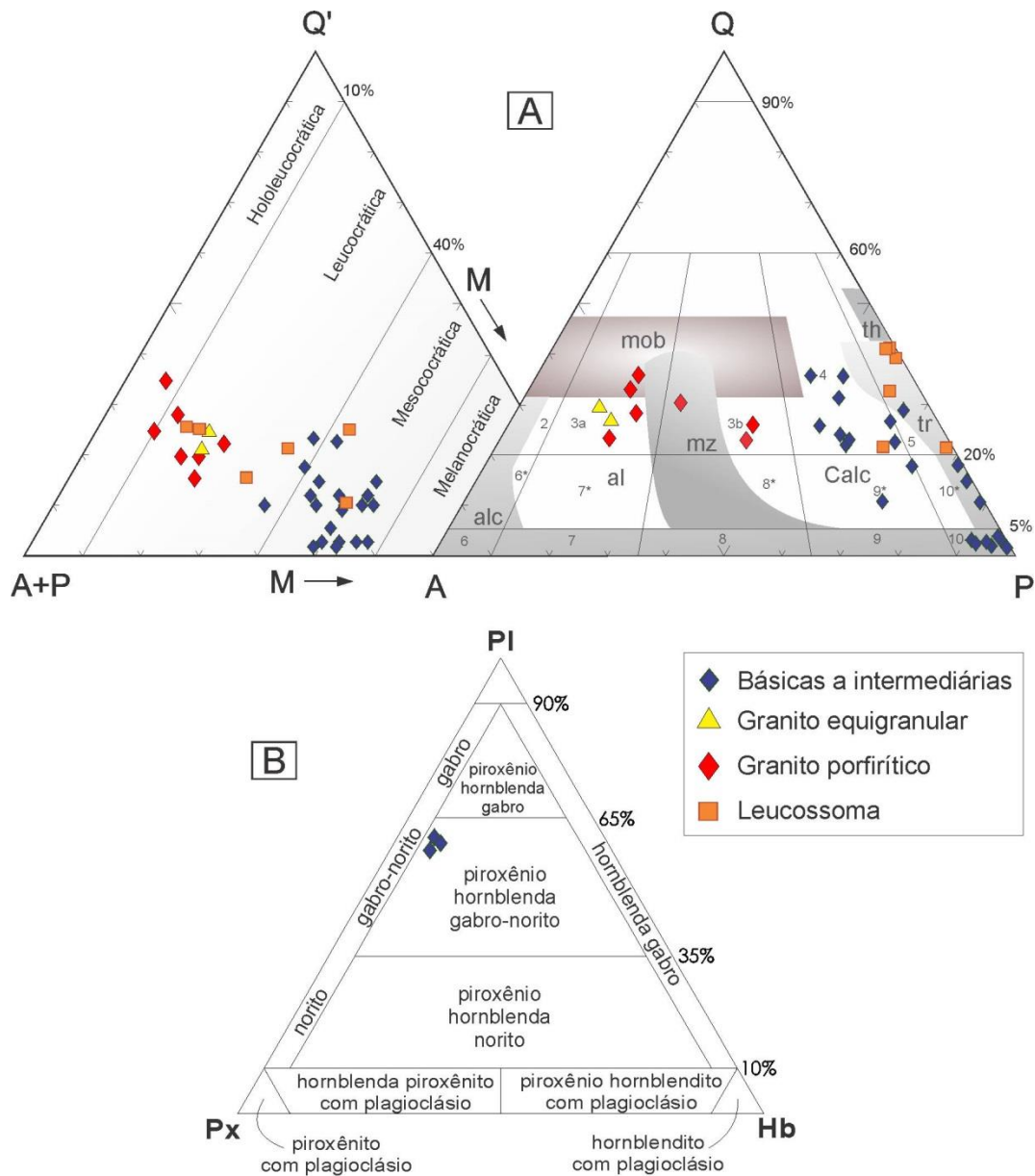


Figura 3.4 - (A) Diagrama Q-A-P e Q-A+P-M (Streckeisen 1976) mostrando os campos das séries magmáticas, de acordo com Lameyre & Bowden (1982), para as rochas ígneas estudadas. (B) Diagrama de Le Maitre (1989) para classificação das rochas básicas. Sendo, 3a: sieno-granito, 3b: monzogranito, 4: granodiorito, 5: tonalito, 9*: Qz-monzodiorito, 10: diorito/gabro; 10*: qz-diorito; tr: trondhjemitico, th: tholeítico, calc: cálcio-alkalino, mz: monzonítico, al: granitóides aluminosos em províncias alcalinas, alc, alcalino; mob: mobilizados crustais.

Dioritos e gabro-noritos

O corpo básico principal tem formato semicircular e está localizado no sul do plutão. É caracterizado por dioritos e gabro-noritos de textura média a grossa equigranular, cor cinza escura com tons esverdeados. Geralmente são isotrópicos, contudo em alguns pontos mostram a trama magmática na direção NW-SE (Fig. 3.5A). Xenólitos de micaxisto foram visualizados na parte central do corpo ou em sua borda, mostrando localmente hiperstênio em sua composição (VJ7D) [Fig. 3.5B e C].

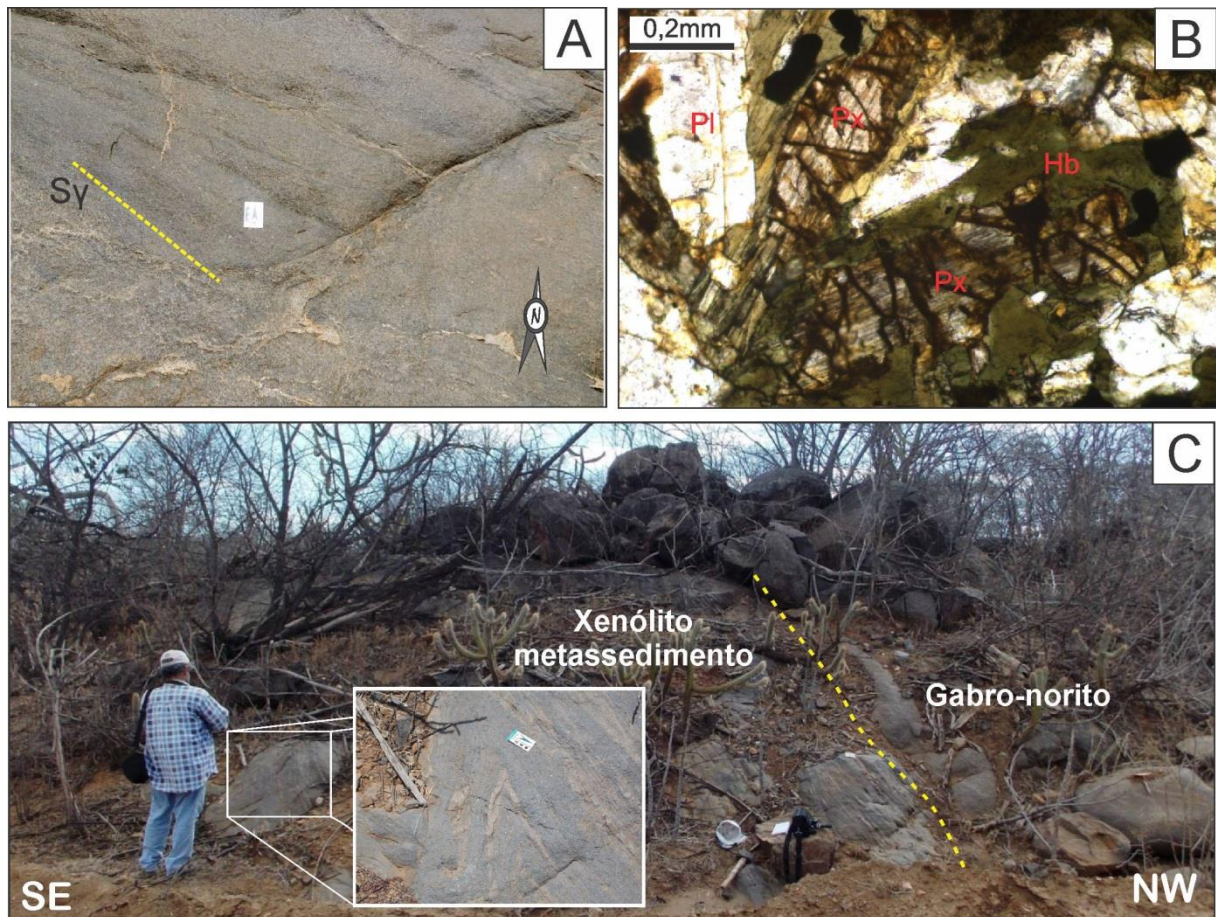


Figura 3.5 – (A) Gabro-norito mostrando trama magmática ($S\gamma$) NW-SE, porção central do corpo básico principal (W96). (B) Fotomicrografia de gabro-norito mostrando cristais de piroxênio (Px) sendo coroados por hornblenda (Hb). (C) Visão geral do afloramento de gabro-norito (CL6), com xenólito de paragnaisse (VJ7D). Fotos A e B cedidas por ZSS.

- Granodiorito/tonatito

É a fácies predominante no plutão Totoró, ocorrendo com textura média a grossa, coloração cinza médio a escuro, incluindo quartzo diorito, monzodiorito e diorito. Ocorrem muitas vezes como lajedos, onde se visualiza a trama magmática ($S\gamma$) marcada por alinhamento de fenocristais de plagioclásio, biotita e anfibólio. Em alguns afloramentos é

comum ocorrer mais de um litotipo, mostrando contatos arredondados, subangulosos e interdigitados, sugerindo coexistência de magmas (*mixing* e/ou *migling*) (Fig. 3.6 A e B). É comum a ocorrência de xenólitos de micaxistos encaixante concordantes com a trama magmática. Esses xenólitos, na maioria das vezes, encontram-se migmatizados (Fig. 3.6 C).

Ao microscópio, a mineralogia de rochas básicas a intermediárias apresenta plagioclásio (25-48%), hornblenda (18-38%), biotita (7-25%), clinopiroxênio do tipo augita – diopsídio (7-23%), hiperstênio (12-20%), forsterita (8-12%), quartzo (1-18%) e microclina (1-14%). Como fases acessórias, citam-se, minerais opacos (2-5%), clorita (0-5%), muscovita (0-3%) e traços de allanita, apatita e zircão.

O plagioclásio tem teor de $An_{(36-55)}$, ocorrendo como fenocristais subédricos a anédricos com até 5 mm, com mimerquitas no contato com K-feldspato (Fig. 3.6 E). São zonados e mostram diferentes estágios de alteração para saussurita, carbonato e argilominerais. O K-feldspato forma cristais anédricos com tamanhos inferiores a 1,0 mm. Apresenta maclas albita-periclina e frequente textura pertítica.

Os anfibólios encontrados nos dioritos são principalmente a hornblenda e Mg-hastingsita de acordo com dados de química mineral. São cristais subédricos, com textura glomeroporfiritica e pleocroísmo variando de amarelo pálido a verde escuro (Fig. 3.6 D). Estão comumente associados à uralitização de piroxênio. A biotita é subédrica, com pleocroísmo variando de amarelo claro a castanho escuro e tamanho podendo chegar a 2,0 mm, por vezes, com inclusões de titanita e opacos. O piroxênio pode ser diopsídio-augita ou hiperstênio, xenomórfico a hipidiomórfico. Os cristais de olivina foram visualizados apenas em rochas gabróicas no corpo básico principal, são xenomórficas e por vezes mostram bordas de clinopiroxênio.

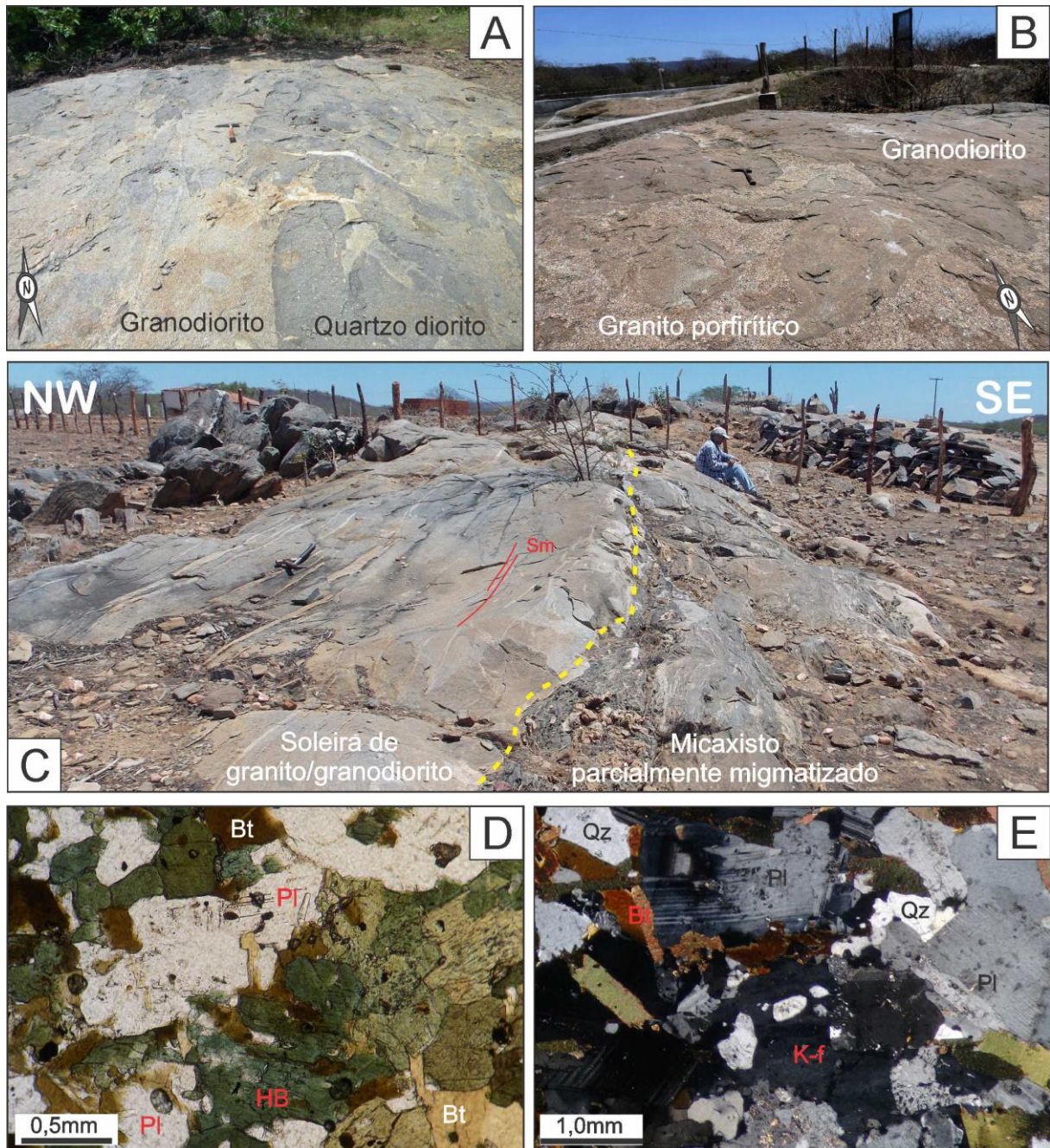


Figura 3.6 – (A) Contato brusco ou reentrante, de granodiorito com quartzo diorito (este mais precoce). Afloramento AF28. (B) Autólitos de granodiorito em granito porfirítico. Afloramento CL39. (C) Contato de soleira de granito / granodiorito subconcordante com a xistosidade S_2 . (D) Fotomicrografia de quartzo diorito mostrando concentrações máficas de biotita (Bt) e hornblenda (Hb), Afloramento CL48. (E) K-feldspato (k-f) com bordas de mimerquita. Afloramento E37. Fotos A e B cedidas por ZSS.

3.1.3 – Rochas ácidas

As rochas dessa unidade são caracterizadas por biotita monzogranito com hornblenda, de textura média a grossa equigranular (biotita granito), biotita monzo- a sienogranito, leucocrático (Fig. 3.4), com textura porfirítica (granito porfirítico), e biotita sienogranito

hololeucocrático (Fig 3.4), de textura equigranular média a fina (granito equigranular) [Fig. 3.7 A e B].

A trama magmática no granito porfirítico, é marcada pela orientação de fenocristais de K-feldspato (microclina) (Fig. 3.7C). As rochas ácidas mostram xenólitos do micaxisto encaixante e autólitos arredondados/elipsoidais das intermediárias e básicas (Fig. 3.7 D). Granitos porfiríticos e equigranulares estão associados a altos topográficos, comumente identificados em imagens de satélite e fotografias aéreas.

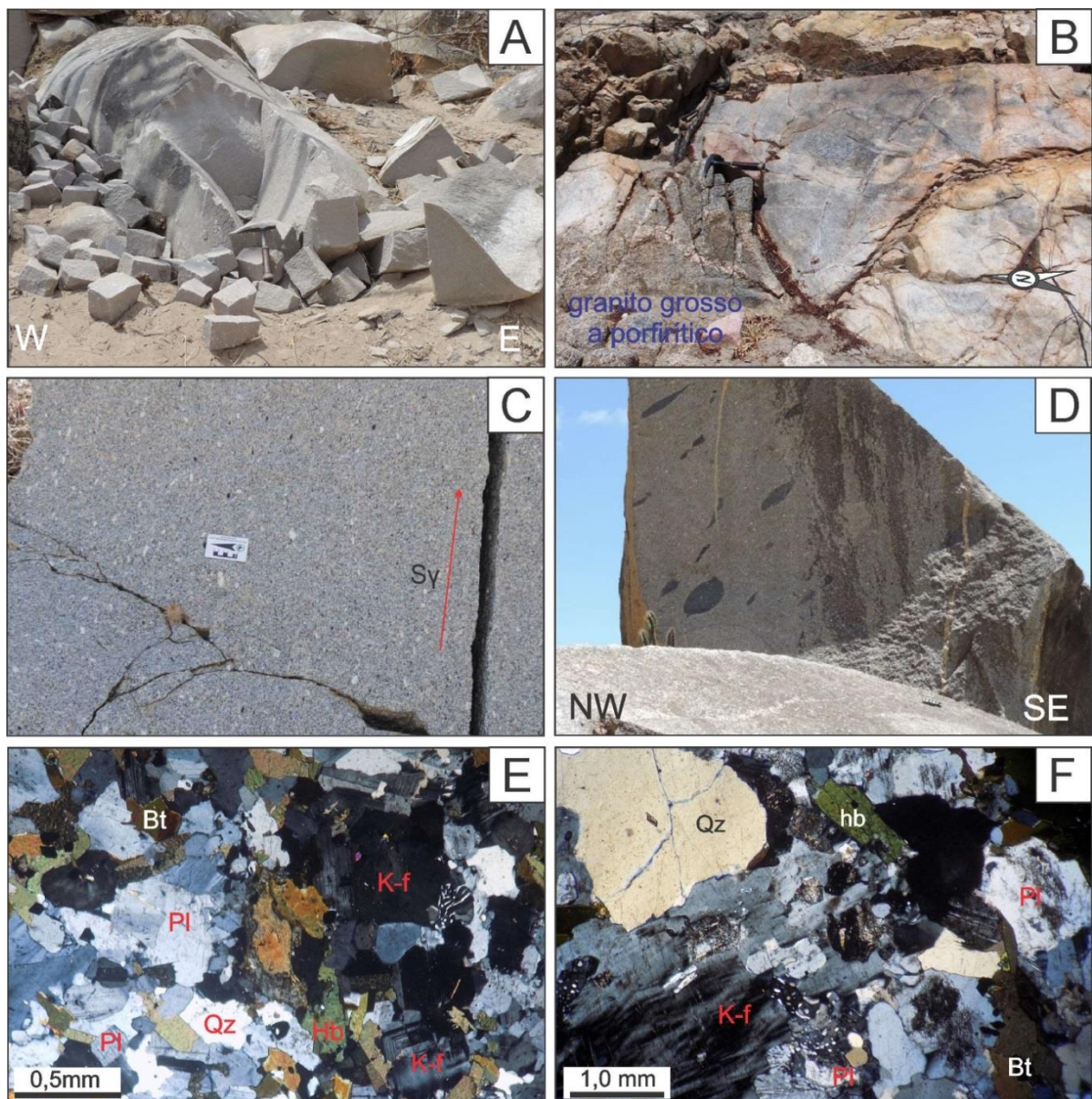


Figura 3.7 – (A) Visão geral de granito equigranular fino hololeucocrático; afloramento CL104. (B) Autólito de granito grosso a porfirítico em granito equigranular; afloramento CL105. (C) Autólitos subarredondados de dioritos em granito porfirítico, orientados em Sy ; afloramento CL26. (D) Granito porfirítico mostrando fenocristais de K-feldspato em realçando a trama planar magmática; afloramento CL36, parte central do plutão. (E) Monzogranito equigranular com K-feldspato com borda de plagioclásio de textura mimerquita. (F) Sienogranito porfirítico mostrando K-feldspato em textura semelhante a (E); afloramento CL36. Fotos A e C cedidas por ZSS.

Modalmente, as rochas ácidas compõem-se de K-feldspato (26-45%), quartzo (18-35%), plagioclásio (12-35%), biotita (7-20%), hornblenda (5-10%) e os acessórios minerais opacos (1-4%), clorita e muscovita (<1%), e allanita-apatita-zircão (<<1%).

Os cristais de K-feldspato são idiomórficos a hipidiomórficos, podendo atingir mais de 5 mm ou tamanhos menores de até 0,2mm, dispersos na matriz da rocha. Mostra maclas albita x periclinio (Fig. 3.7E) e intercrescimento perítico. O plagioclásio (An₁₉₋₂₆) é zonado, anédrico a subédrico, com tamanho variando de 0,2 a 3 mm. Em contato com microclina, desenvolvem bordas com mimerquita bulbosa (Fig. 3.7F). Feldspato potássico e plagioclásio podem alterar para sericita e carbonatos, respectivamente.

A biotita ocorre como cristais hipidiomórficos, com tamanhos atingindo 2,3mm. Está associada à titanita e opacos portam inclusões de apatita e zircão. A hornblenda ocorre dispersa pela rocha, geralmente anédrica, com padrão esquelético, e seu tamanho chega a 1,2mm, geralmente incluídas por apatita e titanita.

Titanita e minerais opacos são hipidiomórficos a idiomórficos, sendo por vezes visualizada textura em coroa do primeiro no segundo. Clorita e muscovita são produtos de alteração de biotita. Apatita e zircão são xenomórficos a hipidiomórficos geralmente inclusos em biotita e hornblenda.

-Diques e sheets graníticos e pegmatíticos

Diques graníticos e pegmatitos ocorrem em diferentes locais da área estudada, como corpos tabulares com dezenas de metros de extensão, orientados principalmente na direção NNW-SSE, contendo variadas proporções de muscovita, turmalina ± granada.

3.1.4 – Diques de Diabásio

Esta unidade ocorre como diques de largura métrica, e comprimento chegando a algumas centenas de metros na direção preferencial E-W. São encontrados pelo menos em três locais diferentes no norte da área em pesquisa, em um mesmo *trend*, cortando tanto as fácies plutônicas, quanto o metassedimento (Fig. 3.8). Trata-se de uma rocha de textura grossa, porfirítica, mesocrática, sem orientação mineral, sendo constituída por olivina, piroxênios, plagioclásio e minerais opacos. Está associado ao enxame de diques do magmatismo do Rio Ceará Mirim de idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $132\pm 1\text{Ma}$ (Souza *et al.*, 2003).



Figura 3.8 – Contato abrupto de diabásio com micaxisto encaixante, típico do magmatismo Rio Ceará Mirim, com micaxisto do afloramento CL91.

3.1.5 - Extrutura interna do plutão Totoró

O plutão Totoró mostra internamente uma foliação de fluxo magmático (S_{γ}), que está relacionada diretamente com a colocação do plutão. A trama magmática é evidenciada tanto pela orientação dos fenocristais de feldspatos e quartzo, bem como pelo alinhamento de fases máficas (biotita e anfibólios), o qual é concordante nas bordas de contato, com as atitudes observadas na rocha encaixante (micaxisto do Grupo Seridó). Em linhas gerais, a trama magmática tem mergulho moderado a forte subvertical (55° - 85°), definindo um padrão concêntrico para S_{γ} (Fig. 3.9). Xenólitos do micaxisto encaixante se dispõem alongados e orientados definindo uma estrutura interna concêntrica. Esses xenólitos quando não migmatizados mostram a foliação principal S_2 paralelizadas a estruturação ígnea.

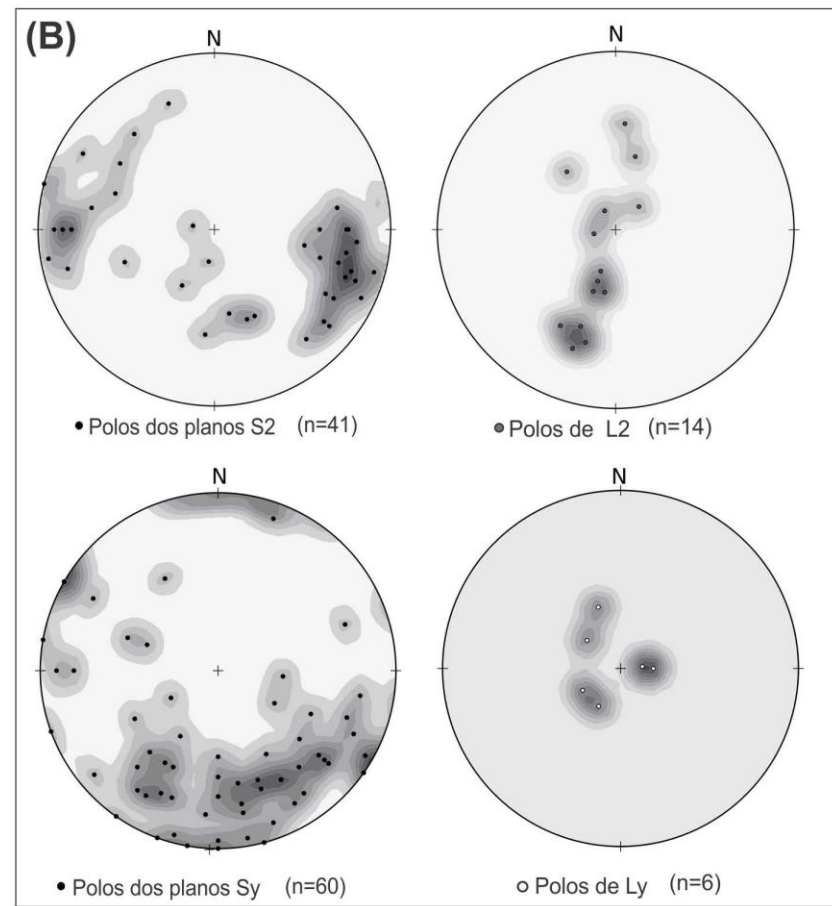
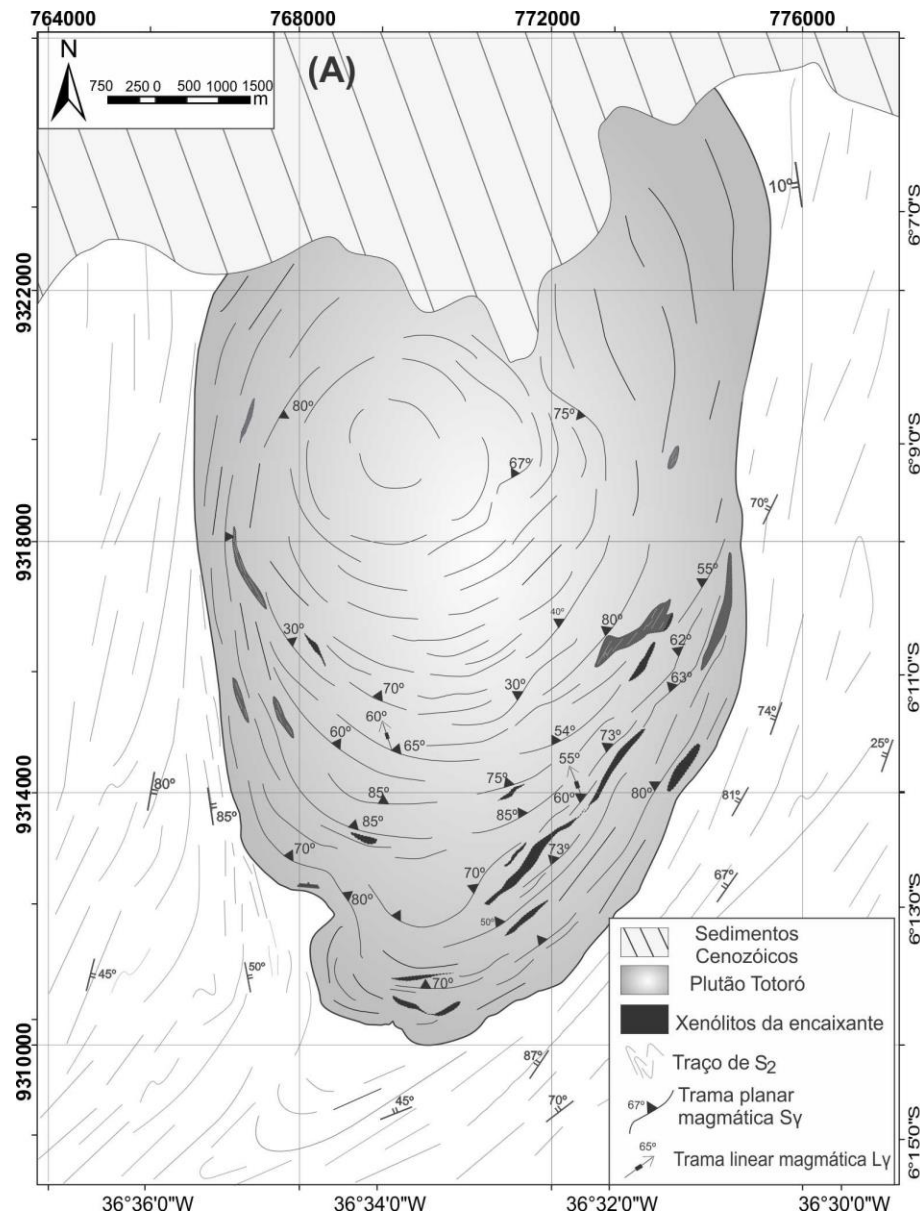


Figura 3.9 – (A) Mapa esquemático mostrando estrutura interna com orientação concêntrica da trama magmática e disposição de xenólitos (B) Redes estereográficas com disposição dos polos de xistosidade S_2 , lineação L_2 , polos da trama magmática ($S\gamma$) e linear ($L\gamma$).

4- ARTIGO SUBMETIDO

Revista de geologia USP série científica

AURÉOLA TERMAL PROVOCADA PELA INTRUSÃO DO PLUTÃO TOTORÓ EM MICAXISTOS DO GRUPO SERIDÓ, EDIACARANO DA PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL

Thermal aureole provoked by the intrusion of the Totoró pluton into micaschists of the Seridó Group, Ediacaran of the Borborema Province, NE Brazil

Auréola termal no entorno do Plutão Totoró, Ediacarano da Província Borborema, NE do Brasil

Cleber Felix das Chagas¹ (cleber_geo@yahoo.com.br)

Zorano Sergio de Souza^{1,2} (zorano@geologia.ufrn.br)

José Antônio de Moraes Moreira³ (moreira@geofisica.ufrn.br)

¹Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, Avenida Senador Salgado Filho, 3000, Caixa Postal 1596, Lagoa Nova, CEP 59078-970, Natal, RN

²Departamento de Geologia, UFRN, Natal, RN

³Departamento de Geofísica, UFRN, Natal, RN

RESUMO – A Província Borborema, NE do Brasil, é marcada por volumoso plutonismo ediacarano. Neste contexto geológico, o plutão Totoró, um corpo alongado NNE-SSW, compõe-se de uma sequência de tipos básicos a intermediários, incluindo dioritos e gabro-noríticos (mais precoces), granodioritos / tonalitos (predominante), biotita granitos equigranulares, biotita granitos porfíricos e hololeucogranitos finos a médios. Dados químicos permitem estimar pressões de 1,6-2,7 kbar e temperaturas de 800-900°C para sua colocação. O calor aportado provocou uma auréola termal que se estende até 2 km do contato, constituída por: (i) xisto migmatizado imediatamente adjacente ao contato, com frequentes soleiras de leucossoma subconcordantes com a trama tectônica S_2 da encaixante; (ii) uma zona intermediária com sillimanita (\pm cordierita + granada + biotita); (iii) uma zona com aparecimento de cordierita (\pm estaurolita \pm andaluzita + granada + biotita); e (iv) uma zona externa com micaxisto de fina granulação. Modelamento baseado em petrofísica de rocha mostra que a temperatura na borda do plutão atingiu 688-756°C, diminuindo para 500°C a 1800 m do contato, com tempo de resfriamento estimado de 365.000 anos. Os minerais produzidos no efeito termal delineiam a xistosidade S_2 , de baixo ângulo (evento D_2/M_2 na fácies anfíbolito ou piroxênio *hornfels*), os quais são afetados por dobras abertas a fechadas, normais, progredindo para forte transposição e milonitos em zona de cisalhamento NE-SW a N-S, representando o último evento dúctil, retrometamórfico (fácies xisto verde), na região (D_3/M_3). Os resultados obtidos revelam que pelo menos parte dos batólitos na região em tela se posicionou em níveis crustais relativamente rasos sob condições de alto gradiente geotérmico, porém ainda registrando a fase de arrefecimento da tectônica dúctil regional.

Palavras-chaves: Plutonismo; Auréola Termal; Ediacarano; Província Borborema, NE Brasil.

ABSTRACT – The Borborema Province, NE Brazil, is marked by voluminous Ediacaran plutonism. In this context, the Totoró pluton, a NNE-SSW elongated body, is composed of a sequence of basic to intermediate types, including diorites and gabbro-norites (the earlier ones), granodiorites / tonalites (the main facies), biotite-bearing equigranular granites, biotite bearing porphyritic granites, and fine-grained hololeucocratic granites. Chemical data permitted estimating pressures of 1,6-2,7 kbar and temperatures of 800-900°C for the pluton emplacement. Heating brought by the pluton provoked a thermal aureole that can reach until 2 km from the contact, being constituted of: (i) migmatized schist immediately adjacent to the contact, often containing sills leucosome subconcordant with the S_2 tectonic fabric of the country rocks; (ii) an intermediate with sillimanite (\pm cordierite + garnet + biotite); (iii) a zone with the appearance of cordierite (\pm staurolite \pm andaluzite + garnet + biotite); and (iv) an external zone of fine-grained micaschist. Modelling based on rock petrophysics reveals that the temperature at the border of the pluton reached 688-756°C, decreasing to 500°C at 1800 m from the contact, with estimated cooling of 365,000 years. Minerals produced by the thermal effect delineate the low angle S_2 schistosity (D_2/M_2 event in amphibolite to pyroxene hornfels facies), which are overprinted by open to tight folds, progressing to strong transposition and generation of mylonites in NE-SW to N-S directed shear zones, representing the last ductile, retrometamorphic (greenschist facies) event in the region (D_3/M_3). These results show that at least some of these batoliths have been emplaced at relatively shallow crustal level under condition of high geothermal gradient, although still registering the vanishing phase of the ductile regional tectonics.

Keywords: Plutonism; Thermal aureole; Ediacaran; Borborema Province; NE Brazil.

4.1- INTRODUÇÃO

O modelamento quantitativo do fluxo térmico é uma ferramenta importante na análise de auréolas termais que ocorrem no entorno de intrusões ígneas. A evolução térmica de uma auréola de contato é extremamente dependente do modo de colocação da intrusão (geometria, volume, temperatura, profundidade), bem como do comportamento reológico das rochas encaixantes (Jaeger, 1967; Furlong *et al.*, 1991; Caricchi *et al.*, 2012; Floess e Baumgartner, 2015). Entender o fluxo térmico e a sua variação espacial e temporal, é crucial para uma eficiente avaliação de dados petrológicos, geoquímicos e isotópicos em regiões com evidências de metamorfismo de contato. Processos metassomáticos envolvendo fluídos

magmáticos neste tipo de ambiente favorecem a formação de importantes mineralizações, atribuídas geralmente a depósitos do tipo *skarn*. Esses depósitos tem por característica ocorrerem associados a rochas carbonáticas, em sua maioria encontradas adjacentes a plutões ou ao longo de falhas e zonas de cisalhamento (Meinert *et al.*, 2005).

O objetivo principal deste trabalho é o estudo do efeito térmico causado pela intrusão do plutão Totoró em micaxistos do Grupo Seridó. Neste sentido, foram adotados os seguintes métodos e técnicas: (i) levantamento do acervo bibliográfico e cartográfico prévio disponível para a área de trabalho, incluindo imagens de sensores remotos (satélites Landsat 7 ETM⁺ e fotografias aéreas); (ii) trabalhos de campo, visando coleta de amostras e aquisição de elementos texturais, mineralógicos e estruturais que permitam interpretar variações no metamorfismo e mecanismos de colocação do plutão; (iii) descrição petrográfica dos principais tipos petrográficos do plutão e de suas encaixantes; (iv) aquisição de dados petrofísicos para modelamento da auréola termal.

Os dados obtidos permitem mostrar a relação entre o magmatismo granítico/máfico Totoró e o metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão (AT/BP) evidente nos micaxistos encaixantes da borda do plutão, bem como agregar mais conhecimento para a região, em adendo a trabalhos acerca evolução termobarométrica, desenvolvidos por Lima (1987, 1992), e petroquímicos por Souza (1996) e Souza *et al.* (2007a), na faixa central de micaxistos do Grupo Seridó.

4.2 - CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

A área em estudo está inserida no contexto geológico da Província Borborema (Almeida *et al.*, 1981), a norte do Lineamento Patos, mais especificamente no chamado Domínio do Rio Grande do Norte (DRN), conforme ilustrado na Figura 1. Este domínio limita-se a norte e a leste por coberturas sedimentares meso-cenozoicas que compõem as bacias sedimentares da margem continental Atlântica atual, a sul com a zona de cisalhamento Patos, e a oeste com zona de cisalhamento Portalegre. Ele é constituído por um embasamento gnáissico-migmatítico arqueano (o Maciço São José do Campestre) a paleoproterozóico (o Complexo Caicó), sobreposto por um pacote de rochas metassupracrustais (o Grupo Seridó) que são intrudidas por diversos plútons, em sua maioria neoproterozóicos (Jardim de Sá, 1994; Dantas *et al.*, 2004, 2013; Archanjo *et al.*, 2013; Souza *et al.*, 2007b, 2016;).

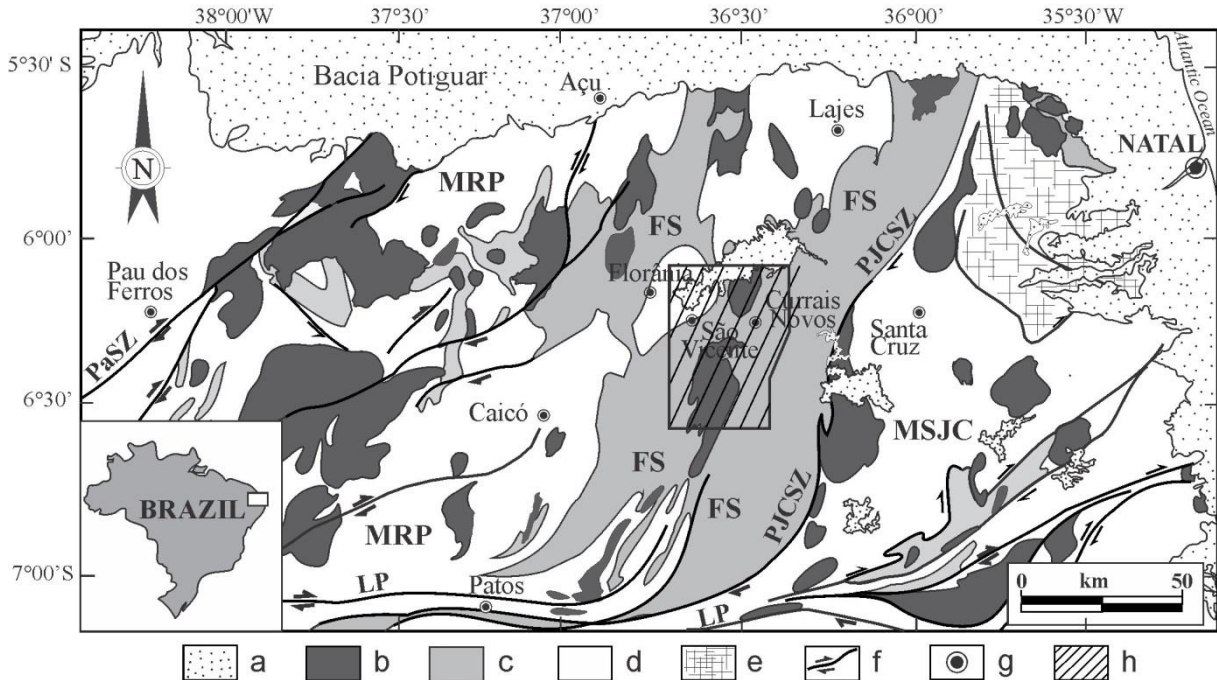


Figura 1 – Contexto geológico do Domínio do Rio Grande do Norte, a norte do Lineamento Patos, nordeste do Brasil (modificado de Jardim de Sá, 1994, Dantas *et al.*, 2004, Souza *et al.*, 2007b). MRP, Maciço Rio Piranhas; MSJC, Maciço São José do Campestre; FS, Faixa Seridó; LP, Lineamento Patos; PJCSZ, Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara; PaSZ, Zona de Cisalhamento Porto Alegre.

Legenda: a- Cobertura fanerozóica; b- Plutonismo neoproterozóico; c- Supracrustais meso- a neoproterozóica; d- Paleoproterozóico (2,3-2,1 Ga); e- Arqueano; f- Zona de cisalhamento; g- Cidade; h- Figura 2.

O plutão Totoró (Fig. 2) localiza-se a NW de Currais Novos, a cerca de 200 km a oeste de Natal (RN). Compreende uma intrusão ediacarana (Archanjo *et al.*, 2013) intrusiva em micaxistos da Formação Seridó, topo do Grupo Seridó (Jardim de Sá, 1994). De acordo com recente compilação e integração de dados regionais por Nascimento *et al.* (2015), as rochas graníticas que compõem o plutão estudado fazem parte da denominada suíte cálcio-alcalina de alto potássio, representada por tipos grossos, em parte porfiríticos. No interior do plutão, também ocorrem gabros, gabro-noritos, dioritos, monzodioritos, quartzo dioritos e quartzo monzonitos, de granulação fina a média, de afinidade shoshonítica (Nascimento *et al.*, 2015). Datações U-Pb em zircão (SHRIMP), reportadas por Archanjo *et al.* (2013), mostram idades de $595 \pm 2,4$ Ma, $597 \pm 5,7$ Ma e $591 \pm 3,8$ Ma para gabro-norito, diorito e granito porfirítico, respectivamente (os locais datados estão mostrados na Fig. 2).

Souza (1996) e Archanjo *et al.* (2013) descrevem que filitos com biotita-clorita-muscovita evoluem para xistos com granada-biotita, cordierita-andaluzita (\pm estaurolita), na região de contato com o plutão Acari. Eles passam a micaxistos com cordierita-sillimanita, mostrando, portanto, uma íntima relação entre o magmatismo granítico e o metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão (AT/BP) ocorrido na Faixa Seridó (Fig. 2). Neste mesmo contexto, em estudo de evolução termobarométrica, baseados em trocas iônicas dos pares

granada-biotita e granada-plagioclásio, Lima (1987, 1992) conseguiu delinear as isothermas de 500°C, 550°C e 600-620°C no entorno dos plutões Totoró e Acari, com pressões de 2,5-4 kbar (Fig. 2).

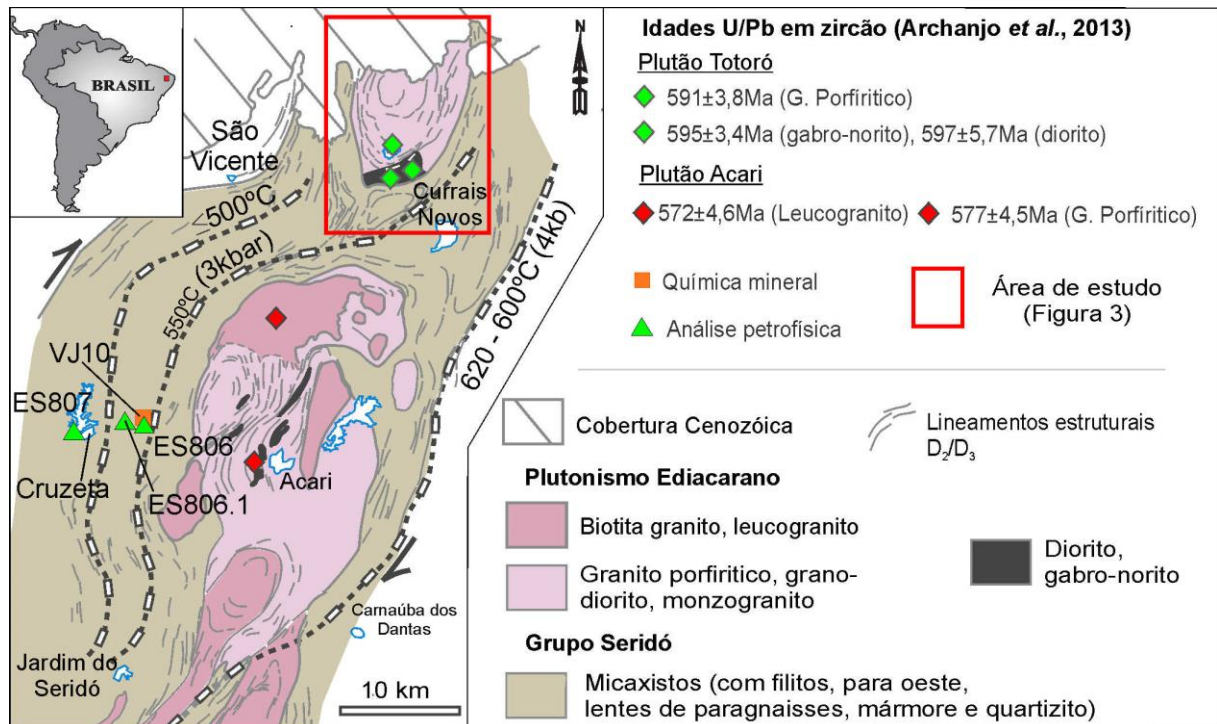
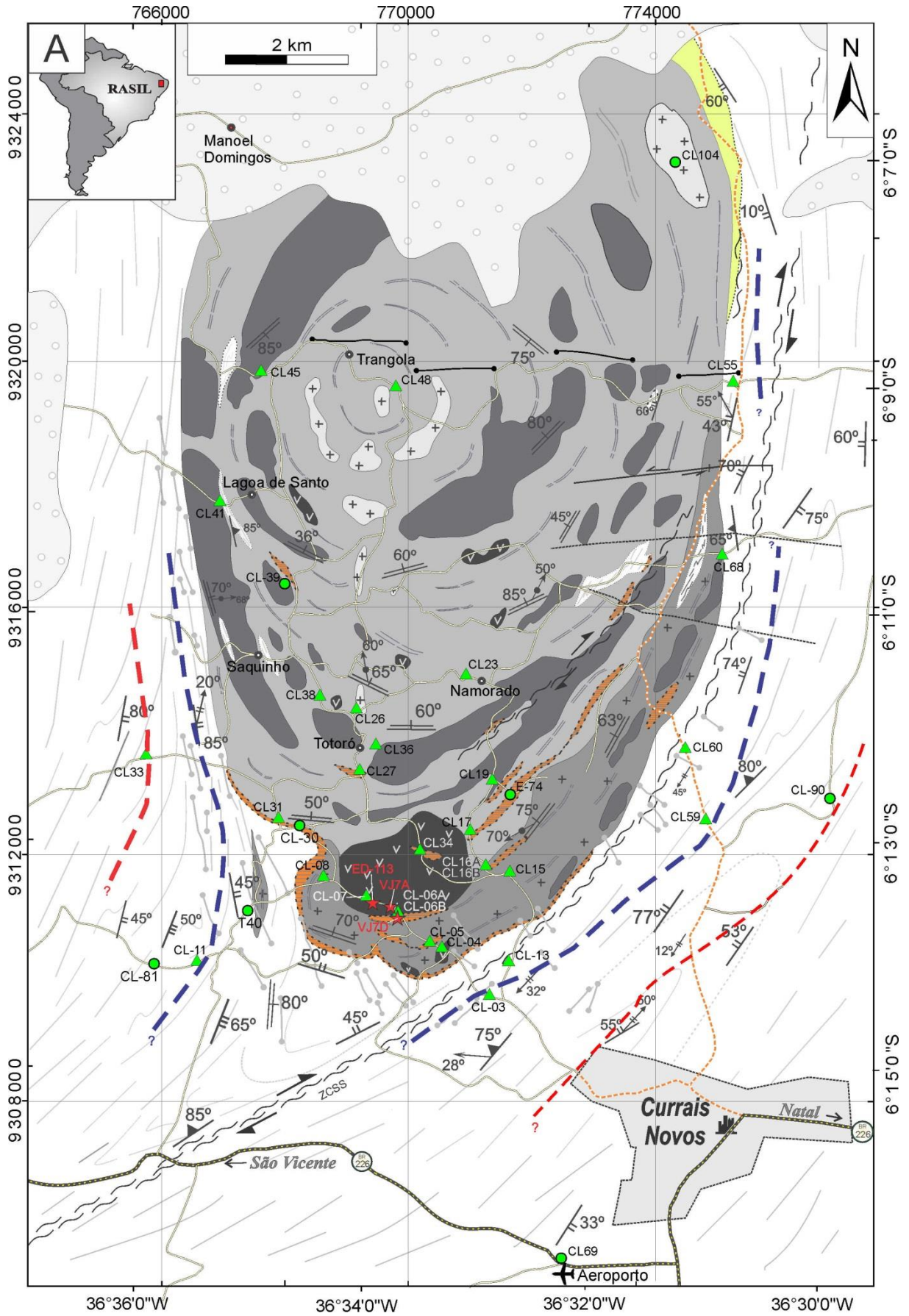


Figura 2 – Mapa geológico da porção central da faixa Seridó, mostrando a localização de amostras usadas no estudo petrofísico neste artigo, bem como pontos com datação U-Pb em zircão (modificado de Archanjo *et al.*, 2013). A figura também reporta as isothermas de 620-600°C, 550°C e 500°C segundo Lima (1987) e Souza (1996).

4.3 - GEOLOGIA DA ÁREA DO PLUTÃO TOTORÓ

4.3.1. Litoestratigrafia

O plutão Totoró está completamente encaixado em micaxistos correlatos ao Grupo Seridó. Foi subdividido em granodioritos / tonalitos, dioritos e gabro-noritos (rochas intermediárias a básicas); monzo a sienogranito (granito porfíritico); e sienogranito fino a médio (granito equigranular), representando o grupo de rochas ácidas. Diques graníticos e pegmatititos são as últimas manifestações plutônicas ediacaranas ou do início do Cambriano, intrudindo as litologias supracitadas. Finalmente, citam-se diques de diabásio, relacionados ao exame de diques cretácicos Rio Ceará Mirim (Souza *et al.*, 2003), que ocorrem na porção centro-norte da área, orientados na direção E-W. Xenólitos de micaxistos, por vezes migmatizados, são mapeados em diferentes fácies do plutão. Arenitos cenozoicos com granulometrias variadas, correlacionados a Formação Serra do Martins (Menezes, 1999), formam platôs depositados sobre micaxistos e granitóides na porção nordeste da área (Fig. 3). Na mesma área, reporta-se uma pequena ocorrência de paragneisse calciossilicático, no contato com o plutão, não descrito em trabalhos prévios na região.


































B	LITOESTRATIGRAFIA	COVENÇÕES ESTRUTURAIS E CARTOGRÁFICAS	
	<p>  Formação Serra do Martins (\pm Oligoceno-Mioceno)  Diques de Diabásio - Magmatismo Rio Ceará Mirim (idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 132 \pm 1 Ma, Souza <i>et al.</i>, 2003).  Diques e <i>Sheets</i> graníticos e pegmatitos. </p> <p>PLUTÃO TOTORÓ</p> <p>  Granito equigranular; textura média a fina  Granito porfirítico; textura média a grossa (Idade U-Pb de 591 \pm 3,8 Ma; Archanjo <i>et al.</i>, 2013)  Granodiorito; textura média a grossa, incluindo monzodioritos, dioritos e monzonitos  Biotita granito; textura média a grossa, equigranular  Diorito, gabro e gabro-norito (Idades U-Pb de 595 \pm 2,4 Ma e 597 \pm 5,7 Ma; Archanjo <i>et al.</i>, 2013) </p> <p>GRUPO SERIDÓ</p> <p>  Micaxistos com proporções variadas de granada, andaluzita, cordierita e sillimanita, com gnaisses cálcio-silicáticos (verde claro a NE) e faixas migmatíticas destacadas em laranja. (Idades U-Pb \geq 650 Ma, Van Schmus <i>et al.</i>, 2003) </p>	<p>  Foliação Milonítica  Xistosidade $S_2 // S_1$  Xistosidade S_3  Trama magmática S_y  Lineação L_2  Lineação magmática L_γ  Lineação L_m (Milonítica)  Traço de S_3 ou $S_3 // S_2$  Traço de S_2  Falha  Zona de cisalhamento com cinemática indicada ZCSS - Zona de Cisalhamento Serra da Seriema </p>	<p>  Falha rúptil com movimento indicado  Contato definido/inferido/fotointerpretado  \blacktriangle Ponto com petrografia e petrofísica  \star Amostra com química mineral  --- Aparecimento de sillimanita.  --- Aparecimento de cordierita.  --- Estrada asfaltada  --- Estrada secundária  --- Rodovia Federal  \bullet Vila/Sítio/Fazenda  --- Zona Urbana --- Aeroporto </p>

Figura 3 – (A) Mapa geológico da área do plutão Totoró; também são indicados os locais com amostras para estudos de petrofísica e de química mineral. (B) Legenda da figura 3A.

4.3.2 Plutão Totoró

Abrange uma área aflorante de cerca de 100 km², tendo seu maior eixo com 18 km, e largura média de 8 km. Forma um corpo alongado na direção SSW-NNE, limitado a sudeste pela Zona de Cisalhamento Serra da Seriema (ZCSS). Mostra uma trama de fluxo magmático (S_y) concêntrica, com mergulho para a parte interna do corpo (Fig. 3), interpretada como relacionada diretamente com a colocação do plutão.

Rochas intermediárias tem ampla ocorrência ao longo do plutão com cores cinza médio (leucocráticos), enquanto as básicas são normalmente cinza escuras (meso a melanocráticas), com textura fanerítica e granulação variando de fina até média equigranulares, frequentemente com textura isotrópica hornfêlsica (Fig. 4A). Mineralogicamente, compõem-se de plagioclásio (25-48%), hornblenda (18-38%), biotita (7-25%), clinopiroxênio do tipo augita – diopsídio (7-23%), hiperstênio (12-20%), olivina forsterita (8-12%); piroxênios são restritos a dioritos, noritos e gabros (Fig. 4 G e H). Como fases acessórias, citam-se quartzo (1-18%), microclina (1-14%), minerais opacos (2-5%), clorita (0-5%), muscovita (0-3%) e traços de allanita, apatita e zircão (0-1%).

A trama magmática (S_y) é marcada por alinhamento de fenocristais de plagioclásio, biotita e anfibólio. Em alguns afloramentos são comuns três ou quatro litotipos, mostrando contatos arredondados, subangulosos e interdigitados, sugerindo coexistência de magmas (*mixing* e/ou *migling*) (Fig. 4C). Toda essa sequência é intrudida por granitos porfiríticos e equigranulares, formando contatos bruscos ou localmente interdigitados (Fig. 4B).

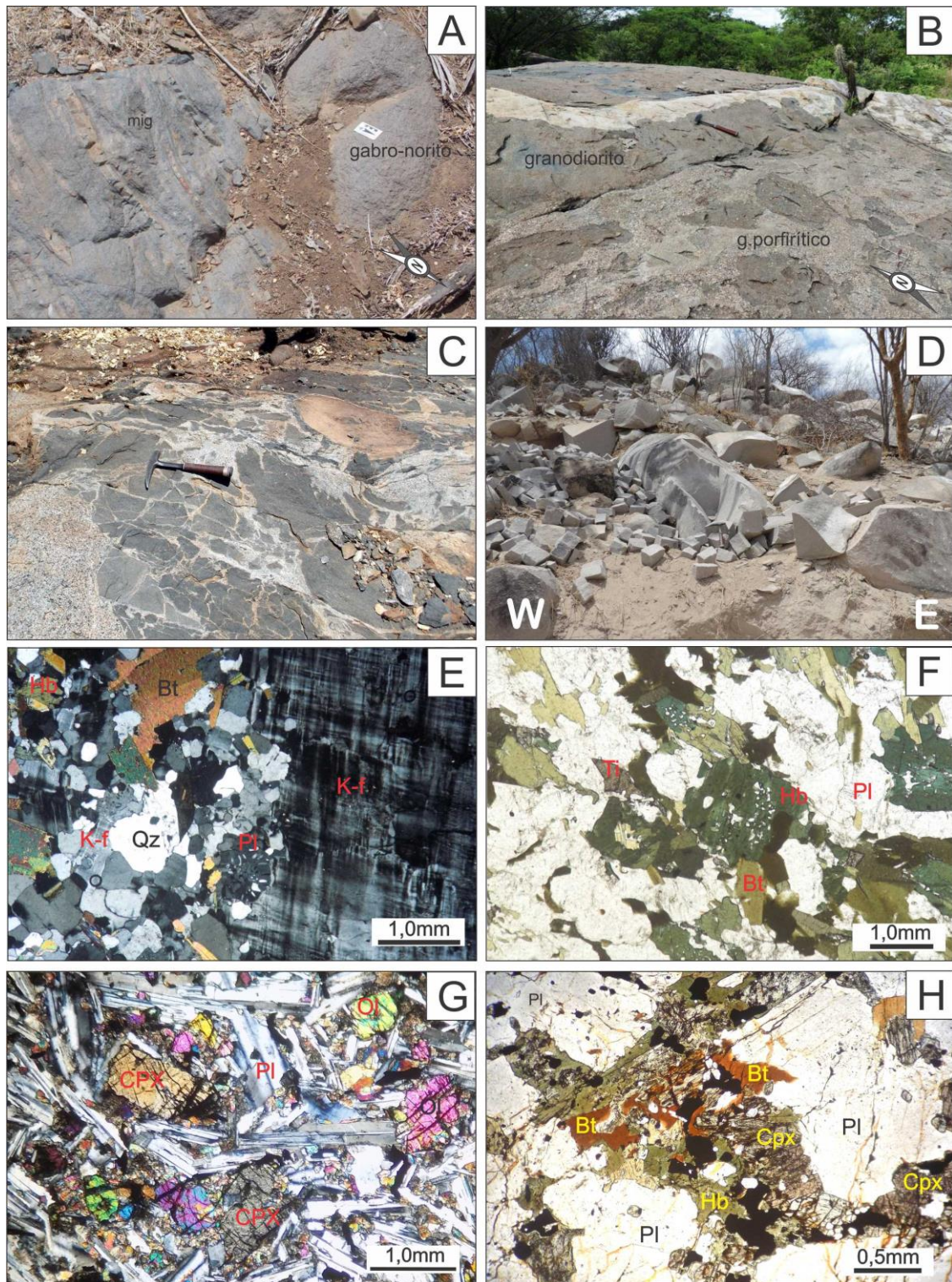


Figura 4 – (A) Contato entre gabronorito e paragneisse com hiperstênio (mig) - afloramento VJ7D; (B) Associação entre fácies granodiorítica e granito porfíritico, desenvolvendo autólitos subangulosos no contato; ambas as fácies são cortadas por dique de granito equigranular fino - afloramento CL-39; (C) Brecha magmática, caracterizada por injeções de biotita granito em diorito - afloramento CL-17. (D) granito equigranular fino, hololeucocrático - afloramento CL-104; (E) feição microscópica de biotita sienogranito mostrando fenocristal de K-f (microclina) e plagioclásio com textura mimerquita na borda - lâmina CL-19; (F) Biotita hornblenda granodiorito, mostrando associação mineral típica com hornblenda (Hb) e biotita (Bt) marcando a trama S_{γ} - lâmina CL-31; (G) olivina diabásio com clássica textura ofítica / subofítica na borda de corpo gabro-norítico - lâmina CL-04; (H) uralitização de diopsídio-augita (Cpx) formando hornblenda (Hb) na borda, além de biotita tardia e intersticial (Bt), em gabro-norito - lâmina CL-7. Observação com polarizadores paralelos em F e H e cruzados em E e G. Fotos B e D foram cedidas por ZSS.

As rochas ácidas são representadas por granito pórfirítico e granito equigranular, relacionando-se às fases finais do episódio magmático Totoró. Em grande parte, trata-se de monzo e sienogranitos, leucocráticos, constituídos essencialmente por K-feldspato (26-45%), quartzo (18-35%), plagioclásio (12-35%), biotita (7-20%), hornblenda (5-10%) e os acessórios minerais opacos (1-4%), clorita e muscovita (<1%), e allanita-apatita-zircão (<<1%). Fenocristais de K-feldspato (Fig. 4E) e/ou plagioclásio (An₁₉₋₂₆) em granito porfirítico compõem a trama magmática (S_γ), mostrando em alguns locais lineações subverticais (Fig. 3). Mostram xenólitos da encaixante e autólitos subangulosos das rochas intermediárias e básicas, principalmente nas regiões de contato (Fig. 4B). Granitos porfiríticos e equigranulares (Fig. 4D) estão associados a altos topográficos, facilmente identificados em imagens de satélite e fotografias aéreas. Ressalta-se ainda, a ocorrência de diques de granada leucogranitos e muscovita granada pegmatito, encaixados em micaxisto milonitizado na região centro sul da área, a SW do plutão.

4.3.3 Rocha Encaixante

O micaxisto encaixante ocorre em boa parte da área estudada, apresentando macroscopicamente quantidades variadas de quartzo, biotita, granada, estauroлита, cordierita e sillimanita. Duas fases de deformação (D₂ e D₃) são visualizadas nesse litotipo, a primeira desenvolve xistosidade com mergulho de baixo ângulo, plano axial de dobras recumbentes, isoclinais e intrafoliais apertadas, referido ao evento D₂ (Figs. 5A e B). A segunda (D₃) forma crenulações normais, fechadas a aberta com plano axial subvertical, preferencialmente na direção ENE (Figs. 5A e B). Dependendo do local medido, o mergulho da xistosidade S₂ pode variar de 10° a 85° com sentido de mergulho preferencialmente para NW e SE.

As cordieritas mostram-se como porfiroblastos na forma de nódulos centimétricos, sincrônicos ou tardios em relação à xistosidade principal (S₂). São rotacionados, quando sob influência de zona de cisalhamento; formam pequenas saliências na superfície xistosa (Fig. 5C). A sillimanita (Fig. 5D) ocorre em uma zona intermediária, com ocorrência máxima até 700-1000 metros do contato, geralmente associado com cordierita, andaluzita e granada.

O contato de micaxistos migmatizados com as rochas básicas a intermediárias e granitos é interdigitado e/ou abrupto. Nestas situações, o micaxisto encontra-se parcialmente migmatizado e com textura hornfésica, mostrando restos de paleossoma, e diferentes proporções de leucossomas (Figs. 5E, F), contendo por vezes fenocristais de granada (granito tipo-S), com tamanhos geralmente maiores que as do paleossoma (Fig. 5F). O avanço da

migmatização atinge o ápice com formação de nebulitos, onde praticamente não se observam mais resquícios do paleossoma na mesoescala.

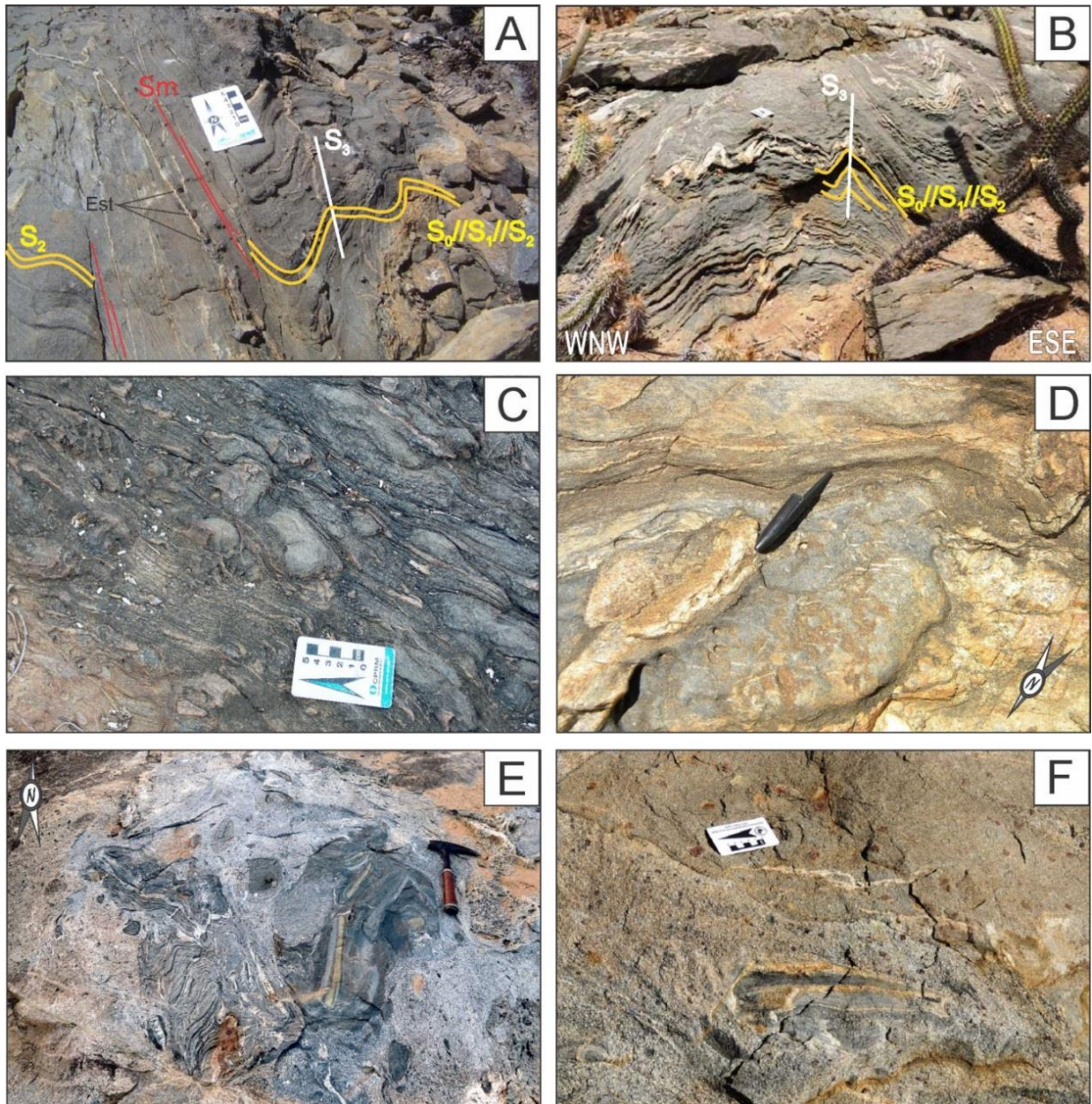


Figura 5 – Granada estaurolita xisto, na estrada para Cruzeta/RN (VJ10) (A) e granada cordierita xisto (B), CL-81, mostrando estruturas D_2 e D_3 ; C) Micaxisto milonitizado, mostrando porfiroblastos de cordierita estirados e rotacionados em zona de cisalhamento com cinemática dextrógira. Afloramento CL-90, borda externa leste do plutão, zona da cordierita. D) Granada cordierita silimanita xisto da zona da silimanita, afloramento T40, borda oeste do corpo; E) Micaxisto migmatizado mostrando restitos de paleossoma (granada cordierita micaxisto) e F) leucossoma trondhgemítico (cinza esbranquiçado) com porfiroblastos de granada (Gr) centimétricas, afloramento E-74. As fotos A, D, E, F foram cedidas por ZSS.

4.4 – PETROGRAFIA E TEXTURAS METAMÓRFICAS

Observações de campo e petrográficas sugerem que o micaxisto encaixante foi afetado por no mínimo três episódios de metamorfismo. O primeiro (M_1) relaciona-se a compactação/metamorfismo de carga, que evoluiu da fácies zéolitas à fácies xisto verde inferior. O segundo (M_2), de natureza progressiva, aparentemente teve seu pico termal relacionado ao aporte de calor e fluidos associados com a intrusão do plutão Totoró. O terceiro evento (M_3) tem natureza retrometamórfica.

A intrusão do plutão Totoró nos micaxistos estudados marca uma importante variação mineralógica em M_2 ao longo da auréola de contato, caracterizando um metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão. Essas condições provocaram a evolução textural de filitos e xistos de baixo grau (biotita + granada estáveis) para xistos com a paragênese mineral cordierita \pm andaluzita + granada + biotita (zona da cordierita na Fig. 3A), progredindo em direção ao plutão passam para xistos com sillimanita \pm cordierita \pm andaluzita + granada + biotita (zona da sillimanita), até a região de contato direto onde os xistos, quando visualizados, mostram-se parcialmente migmatizados com associação sillimanita \pm cordierita \pm andaluzita + granada + biotita + fusão (zona do migmatito na Fig. 3B). Esta progressão de fases metamórficas é ilustrada esquematicamente na Fig. 6.

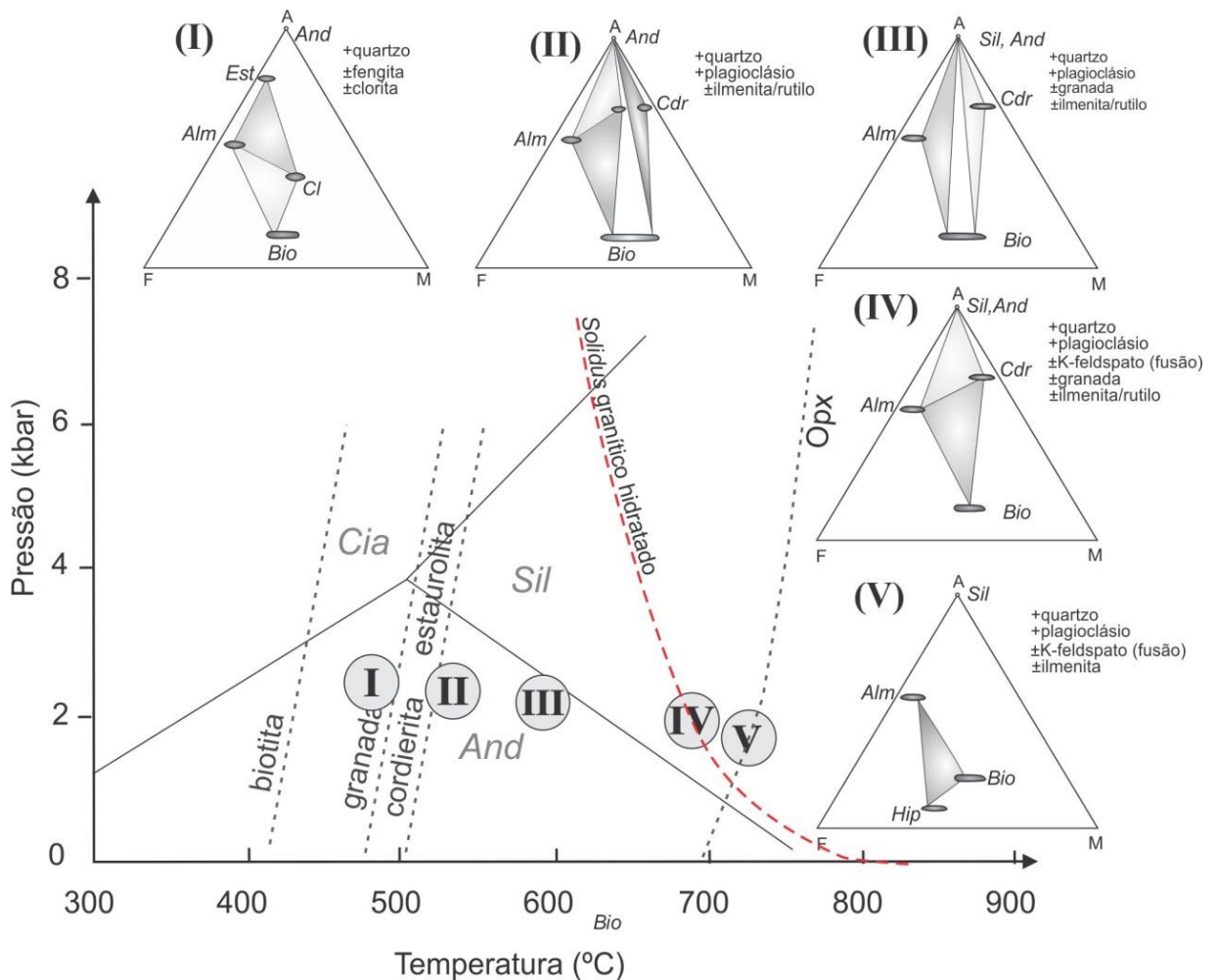
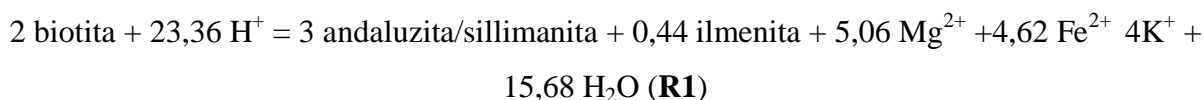


Figura 6 – Gráfico pressão vs temperatura com representação em diagrama AFM das associações minerais das zonas de (I) estauroлита (Cruzeta, RN), II) cordierita (cordierita ± andaluzita ± granada + biotita), III) sillimanita (sillimanita ± cordierita ± andaluzita ± granada + biotita) e IV) migmatito (sillimanita ± cordierita ± andaluzita ± granada + biotita + fusão), compatíveis com a fácies metamórfica anfíbolito de baixa pressão e alta temperatura. Sil=sillimanita; Cia=cianita; And=andaluzita; Cdr=cordierita; Est=estaurolita; Opx=ortopiroxênio; Alm=almandina; Bio=biotita; Cl=clorita. O ponto triplo de aluminossilicatos, isógradas de biotita, granada, cordierita, ortopiroxênio e curva de fusão de granito hidratado foram retirados de Winter (2001).

Os micaxistos apresentam textura lepidoblástica e granolepidoblástica fina a grossa, chegando até porfirolepidoblásticas e/ou porfironematoblásticas na presença de megaporfiroblastos de cordierita. São compostos essencialmente de biotita (15-37%), quartzo (30-48%), cordierita (5-38%), granada (2-15%), andaluzita (1-8%), sillimanita/fibrolita (2-15), plagioclásio (An₂₂₋₃₈) (2-8%), e os acessórios, muscovita (0-5%), clorita (1-4%), opacos (1-5%), turmalina (0-4%), e traços de apatita e zircão.

A biotita ocorre em ambas às zonas como lamelas hipidiomórficas, compondo a xistosidade principal (S₂), a que é truncada por uma segunda geração de biotitas formando uma xistosidade posterior (S₃). Faixas ricas em cordierita+biotita±andaluzita, alternada a camadas compostas por biotita+plagioclásio+quartzo±granada foram observadas em alguns locais visitados (CL-3; CL-13, CL-76), o que é atribuída por Souza (1996) a canais térmicos.

Nesse contexto, desestabilização da biotita pode originar cordierita e aluminossilicatos, em acordo com a seguinte reação R1 (Souza, 1996; Souza *et al.*, 2007a):



A granada ocorre variavelmente em ambas as zonas. É xenomórfica a hipidiomórfica, marrom clara a rosada, fraturada, com porfiroblastos chegando a 5-6 mm de diâmetro. Mostra feições indicativas de crescimento tardio ou posterior à xistosidade S₂ (Fig. 7A) e contém abundantes inclusões de biotita e quartzo.

Porfiroblastos de estaurolita mostram-se como cristais hipidiomórficos a idiomórficos sincrônicos a xistosidade S₂ e estirados em Sm, visualizada na amostra VJ10, região de cruzeta a 3,5km do contato do plutão Acari. A cristalização da estaurolita pode está associada a reação R2 a seguir (Winkler, 1977).



A andaluzita forma cristais xenomórficos com dimensões de até 3,0 mm. Em alguns locais, mostram-se como nódulos poiquiloblásticos, com inúmeras inclusões de biotita, quartzo e plagioclásio. Assim como a granada, a andaluzita mostra texturas sugestivas de cristalização tardia, sintectônica ou pós-xistosidade S₂ e também pode revelar intercrescimentos simplectíticos com sillimanita prismática / fibrosa (Fig. 7C), o que sugere metamorfismo progressivo estabilizando em alta temperatura no equilíbrio univariante andalusita – sillimanita.

A cordierita apareceu inicialmente a 2,5 km do contato com o plutão, indicando uma possível zona que delimita a passagem do fácies xisto verde superior para a fácies anfibolito. Ocorre como porfiroblastos xenomórficos, considerados sintectônicos a S₂ e precoces em relação a S₃ (Fig. 7B). Via de regra, são nódulos (0,6-50 mm) poiquiloblásticos portando inclusões de biotita, quartzo, plagioclásio e opacos. Discussões em Winkler (1977) sugere que a origem da cordierita pode ser escrita de acordo com a reação R3,



A sillimanita tem sua zona de ocorrência a partir de 700-1000 metros do contato. Mostra-se bem orientada segundo xistosidade S₂. São cristais milimétricos (1,0-2,0 mm), hipidiomórfica ou idiomórfica, geralmente prismáticas, ou gradando a fibrosos, substituindo

parcialmente lamelas de biotita ou andaluzita, crescendo preferencialmente na direção de clivagem da mesma (Fig. 7D). Em alguns locais, relações texturais sugerem duas gerações de sillimanita prismática, sendo a mais antiga precoce e mais nova sintectônica com respeito a trama S_2 (Fig. 7D). Mostram-se sempre associadas à biotita, andaluzita, plagioclásio e quartzo. A fibrolita está orientada de acordo com a foliação principal S_2 (Fig. 7C).

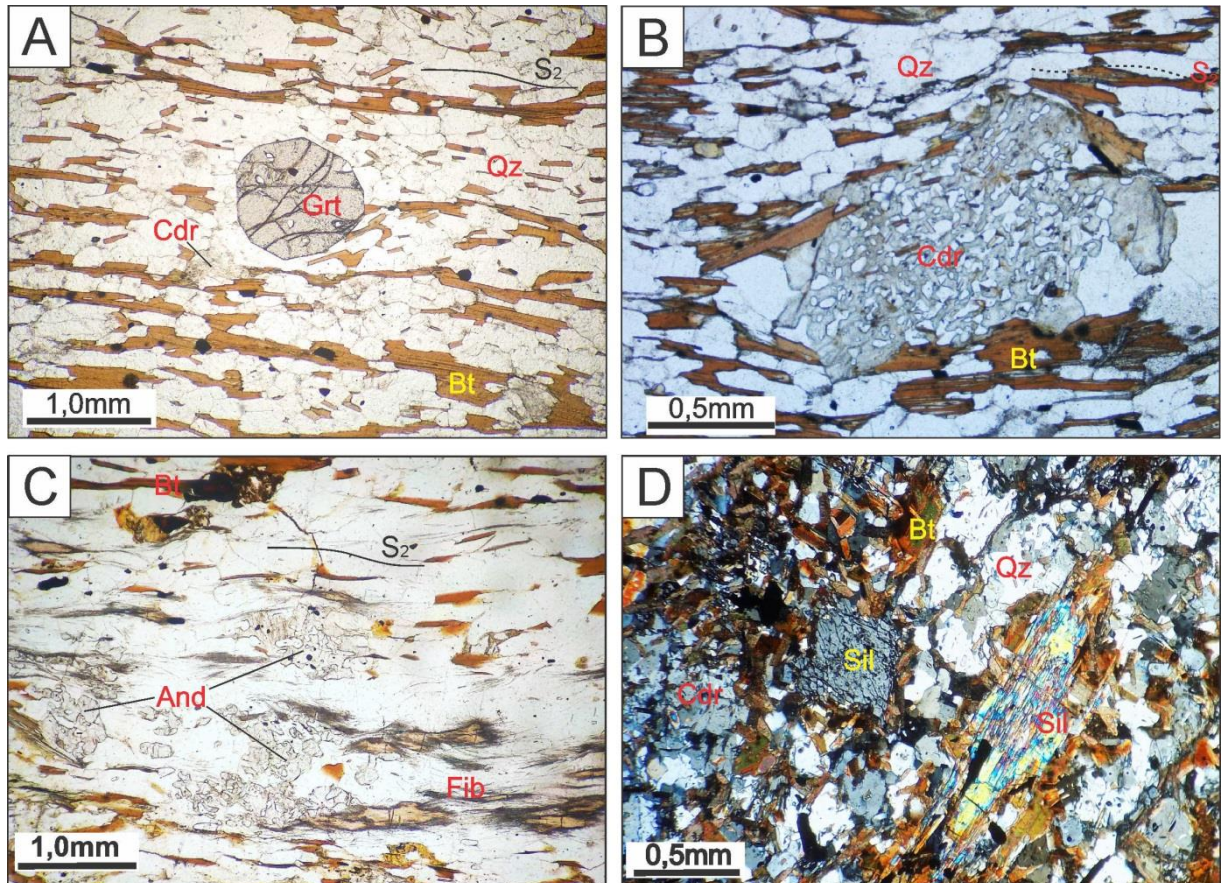


Figura 7 – Relações texturais de minerais índices do metamorfismo M_2 . (A) Micaxisto com porfiroblasto de granada (Grt) pós-tectônica a D_2/M_2 (amostra CL66, 2000 m do contato). (B) Porfiroblastos de cordierita sin- S_2 e pré- S_3 , pinitizadas (amostra CL3, 800 m do contato). (C) Andaluzita (And) pré- a sintectônica e sillimanita (Fib) sintectônica a D_2/M_2 (amostra E-5, 1000 m do contato). (D) Intercrescimento de sillimanita (Sil) prismática sobre porfiroblasto de biotita (Bt) sin- S_2 (amostra E-10, região de contato). Observação com polarizadores paralelos em A, B, C e cruzados e D. (A e B) Zona de cordierita. (C e D) Zona de sillimanita. Foto B, cedida por ZSS.

Micaxisto migmatizado

De maneira geral a mineralogia dessas rochas é bastante similar a do micaxisto não migmatizado, onde ainda se observam relictos de paleossoma. Compõem-se essencialmente por biotita (15-35%), quartzo (15-38%), cordierita (5-25%), e proporções variadas de plagioclásio (An_{22-26}) (2-12%), sillimanita/fibrolita (3-10%), granada (2-8%), andaluzita (3-7%), opacos (2-5%), clorita (0-5%), muscovita (0-3%) e traços de apatita, epidoto e zircão. O neossoma possui textura lepidonematoblástica decusada, apresentando foliação incipiente (S_2)

marcada por alinhamento de lamelas de biotita. Cordierita e andaluzita ocorrem geralmente como nódulos sin- a pós- foliação principal S_2 . A granada ocorre como porfiroblastos tardios ou posteriores a trama S_2 . Localmente, mostra borda de andaluzita e corona de andaluzita + quartzo (Fig. 8A). Minerais félsicos são visualizados desenvolvendo contatos poligonais (Fig. 8B). O leucossoma tem composição tonalítica / trondhjemítica, sendo representado essencialmente por plagioclásio (25-47%), quartzo (12-25%), biotita (15-35%), e os acessórios K-feldspato/ortoclásio (1-3%), granada (2-8%), além das fases de alteração clorita (0-5%) e muscovita-titanita-minerais opacos em quantidades inferiores a 1%. As porções de leucossoma truncam em baixo ângulo a xistosidade S_2 e possuem fenocristais de granada de dimensões maiores que aqueles encontrados no micaxisto encaixante. Para esta zona de migmatitos, sugere-se as reações R4 e R5 abaixo, referida a Winkler (1977):

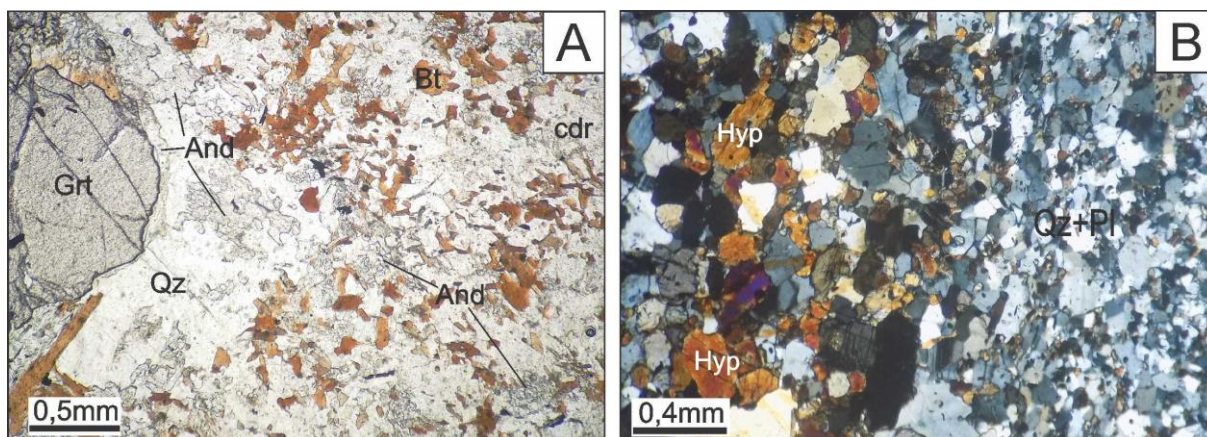
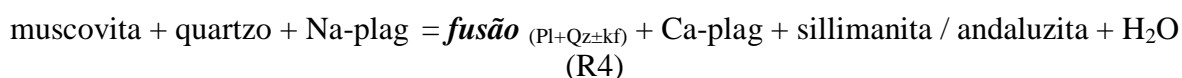


Figura 8 - Em A) Fotomicrografia de micaxisto migmatizado, mostra corona de andaluzita (And) + quartzo (Qz) em porfiroblasto de granada (Grt). Afloramento CL-5, zona do migmatito. B) Cristais de quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl) formando contatos poligonais em xenólito de paragneisse com hiperstênio (Hyp); afloramento VJ7D. Observação com polarizadores paralelos em (A) e cruzados em (B).

A desestabilização da biotita e aluminossilicatos foram amplamente visualizadas em ambas as zonas metamórficas caracterizando uma diminuição do grau metamórfico, retrometamorfismo, sugerindo regressão para fácies xisto verde (M_3). A evolução mineralógica de M_3 é evidenciada pela transformação dos aluminossilicatos e biotitas em mica branca, quartzo e opacos.

4.5 - QUÍMICA MINERAL

Aqui são apresentadas as composições químicas de anfibólios e plagioclásios provenientes de hornblenda-biotita dioritos (VJ7A, CL7 e ED113), biotita e ortopiroxênio de xenólito de paragnaisse (VJ7D), e biotita de estauroлита xisto (VJ10), granada xisto (E74, CL16 - paleossoma) e cordierita xisto (CL60 e CL66). Os dados de VJ7A, ED113, VJ10 e VJ7D foram obtidos em microsonda eletrônica no laboratório da Universidade Blaise Pascal (Camebax SX-100, voltagem de 15 kV, corrente de 11 nA e tempo de contagem de 10s por análise). Já as demais foram medidas em microsonda eletrônica JEOL-JXA-8230 com quatro espectrômetros do Instituto de Geociências da UnB. Para cálculo do anfibólio e da razão Fe^{2+}/Fe^{3+} , empregou-se os dados na tabela de Hora *et al.* (2013), considerando o fator de correção 13eCNK do método de Schumacher (apêndice II, em Leake *et al.*, 1997).

Anfibólios

A composição de anfibólios foi baseada em 13 cristais, analisados em suas partes centrais, com cálculo de fórmula estrutural na base de 23 oxigênios (Tab. 1). Observa-se enriquecimento em CaO, FeO e MgO, sendo a amostra VJ7A com maiores valores para CaO (12,1-12,6%) e MgO (15,0-17,1%), enquanto a amostra ED113 é mais enriquecida em FeO (16,7-20,5%) e $Fe\# = 0,37-0,47$. Para classificação foram utilizados os parâmetros definidos por Leake *et al.* (1997). Anfibólios da amostra VJ7A são classificados em Mg-hornblenda com $Mg\# = 0,79$, reequilibrada/alterada para actinolita ($Mg\# = 0,82$). O anfibólio de CL7 migra do campo da Mg-hornblenda até a tschermaquita ($Mg\# = 0,83-0,68$ e $Fe\# = 0,32$). Já na amostra ED113, o anfibólio é Mg-hornblenda menos magnésiana ($Mg\# = 0,61-0,62$) ou Mg-hastingsita ($Al_{VI} < Fe^{3+}$) com $Mg\# = 0,61$ (Fig. 9).

Plagioclásios

Foram realizadas 21 análises químicas para plagioclásio de hornblenda diorito (VJ7A CL7 e ED113). A fórmula estrutural foi calculada para 32 oxigênios, sendo quatro análises no centro de diferentes cristais e dezessete em perfis transversais em diferentes cristais (perfazendo borda-centro-borda). A amostra VJ7A mostra plagioclásio com anortita de 36-49% (andesina), sem evidência estatística de zoneamento químico. O plagioclásio da amostra ED113 também é relativamente homogêneo, com anortita de 32-40%, enquanto anortita de CL7 não ultrapassa os 40%. Estes resultados analíticos sugerem que estes feldspatos nas amostras VJ7A, CL7 e ED113 estão quimicamente reequilibrados, não representando a sua composição química original.

Tabela 1 – Composição química de anfibólio (calculada para 23 oxigênios) de hornblenda-biotita diorito do plutão Totoró (amostras VJ7A, ED113 e CL7). Cálculos de pressão e temperatura foram baseados em Anderson e Smith (1995) e Blundy e Holland (1990).

Amostra	VJ7A - Diorito			ED113 - Diorito								CL7 - gabbro-norito	
	3	Média (n=2)	σ	32	33	34	35	36	37	Média	σ	Média (n=4)	σ
SiO ₂ (%peso)	48,36	54,52	0,11	44,02	46,00	42,81	43,98	43,09	43,60	43,92	1,03	46,21	2,95
TiO ₂	0,57	0,09	0,02	2,42	1,66	2,43	2,14	2,32	1,85	2,14	0,29	1,63	0,69
Al ₂ O ₃	5,53	0,98	0,02	8,65	6,84	9,79	9,34	10,23	9,40	9,04	1,09	8,10	2,07
FeO	14,33	11,61	0,12	17,38	20,45	17,74	17,02	17,25	16,78	17,77	1,23	16,80	1,78
MnO	0,28	0,30	0,02	0,21	0,42	0,42	0,35	0,26	0,35	0,34	0,08	0,26	0,04
MgO	15,01	17,14	0,06	11,06	12,09	10,39	10,92	10,41	10,88	10,96	0,57	12,44	1,92
CaO	12,14	12,65	0,02	11,38	8,25	10,99	10,83	11,51	11,08	10,67	1,11	10,98	0,44
Na ₂ O	0,50	0,04	0,04	1,20	0,91	1,70	1,60	1,63	1,43	1,41	0,28	1,15	0,36
K ₂ O	0,36	0,00	0,00	1,10	0,77	1,30	1,16	1,24	1,21	1,13	0,17	0,87	0,32
total	97,06	97,33	0,17	97,42	97,39	97,57	97,34	97,94	96,58	97,37	0,41	98,43	0,63
cpfu													
Si	7,05	7,80	0,00	6,56	6,93	6,41	6,54	6,43	6,54	6,57	0,17	6,69	0,32
Al ^{IV}	0,95	0,17	0,00	1,44	1,07	1,59	1,46	1,57	1,46	1,43	0,17	1,31	0,32
Ti(IV)	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
T=8,00	8,00	-	-	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	-	-	-	-
Al ^{VI}	0,00	0,00	0,00	0,08	0,14	0,13	0,18	0,23	0,21	0,16	0,05	0,07	0,06
Ti	0,06	0,00	0,00	0,07	0,19	0,27	0,24	0,26	0,21	0,21	0,07	0,18	0,08
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,98	0,41	0,02	0,63	0,15	0,64	0,67	0,42	0,62	0,52	0,19	0,99	0,04
Mg	3,26	3,66	0,02	2,46	2,71	2,32	2,42	2,32	2,43	2,44	0,13	2,68	0,36
Fe ²⁺	0,70	0,94	0,00	1,54	1,81	1,58	1,45	1,74	1,48	1,60	0,13	1,04	0,21
Mn	0,03	0,04	0,00	0,03	0,05	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,01	0,03	0,01
C=5	5,03	5,04	-	5,00	5,05	5,00	5,00	5,00	5,00	-	-	-	-
Fe ²⁺	0,07	0,05	0,01	0,00	0,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,23	0,00	0,00
Ca	1,90	1,94	0,01	1,82	1,33	1,76	1,73	1,84	1,78	1,71	0,17	1,70	0,04
Na	0,03	0,00	0,00	0,18	0,05	0,24	0,27	0,16	0,22	0,19	0,07	0,28	0,07
B=2,00	2,00	-	-	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	-	-	-	-
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,11	0,01	0,01	0,16	0,21	0,26	0,19	0,31	0,20	0,22	0,05	0,05	0,03
K	0,07	0,00	0,00	0,21	0,15	0,25	0,22	0,24	0,23	0,22	0,03	0,16	0,06
A=0-1	0,17	-	-	0,34	0,36	0,50	0,41	0,55	0,43	-	-	-	-
Mg#	0,82	0,796	0,00	0,62	0,60	0,60	0,63	0,57	0,62	0,60	0,61	0,72	0,06
¹ P(kbar)	-	-	-	1,84	1,47	2,25	2,52	2,31	2,74	2,19	0,43	-	-
² T °C	-	-	-	809	769	824	801	831	797	805	20,14	-	-

¹Anderson e Smith (1995); ²Blundy e Holland (1990), Mg# = Mg / (Fe²⁺ + Mg)

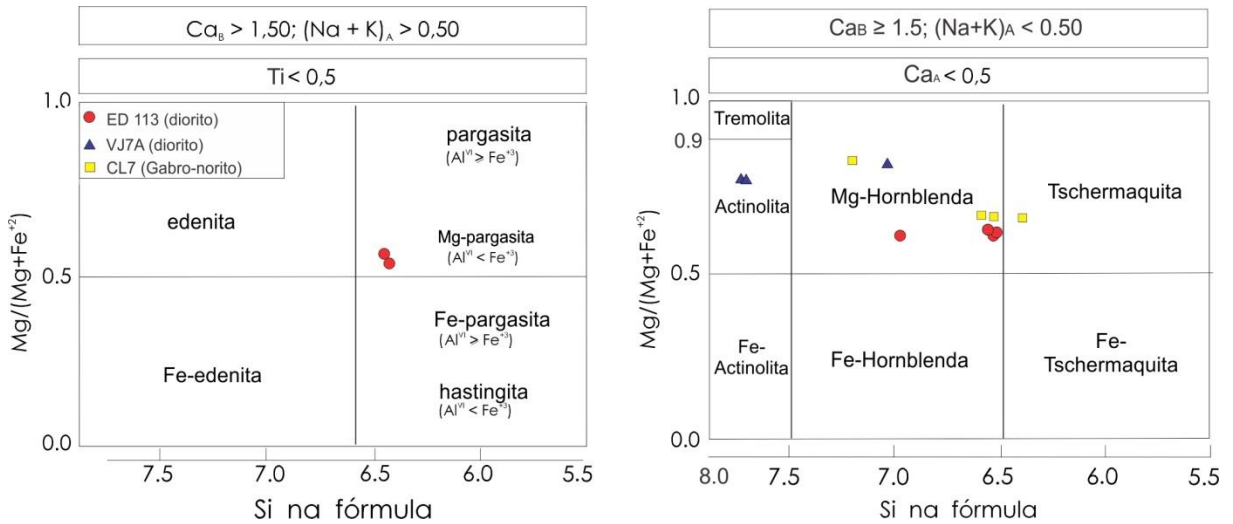


Figura 9 – Composição de anfibólios de dioritos e gabro-norito do plutão Totoró segundo classificação em Leake et al. (1997).

Biotitas

Para as biotitas do metassedimento foram realizadas 35 análises nas amostras VJ7D, E74, CL16A, VJ10, CL60 e CL66. Os cálculos foram efetuados na base de 22 oxigênios, assumindo todo o FeO como Fe²⁺. (Tabela 2). Observa-se uma variação considerável Al₂O₃, TiO₂ e MgO (Figs. 10A, B), tendo a amostra VJ10 maior concentração de Al₂O₃ (19,2%) e a amostra VJ7D maior MgO (11,3-13,3%). A biotita do xisto migmatizado tem valores mais elevados de Ti (0,38-0,47cpfu), seguido de granada xisto (paleossoma) das amostras E74 (0,11-0,25 cpfu) e CL16 (0,15-0,24 cpfu); cordierita xisto de CL60 (0,11-0,19 cpfu) e CL66 (0,13-0,18 cpfu). De acordo com Speer (1984), as biotitas são classificadas em eastonita (VJ7D, CL66 e CL16A) e siderofilita (CL60, VJ10 e E74).

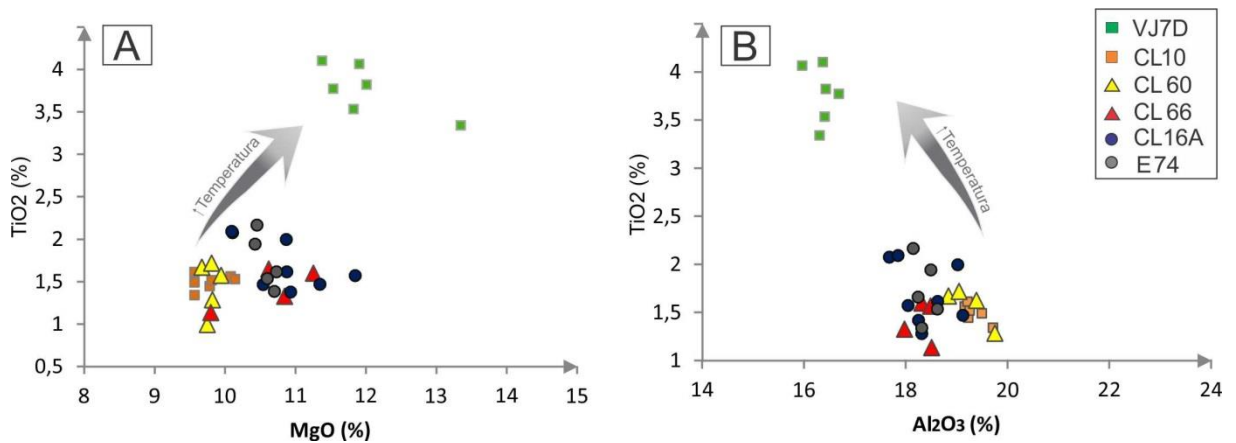


Figura 10 – Gráficos com variação de óxidos de Al, Mg e Ti de biotita de, mostrando dois grupos distintos para a biotita, A) Al₂O₃ vs TiO₂ e em B) MgO vs TiO₂.

Piroxênios

Foram realizadas 12 análises no centro de cristais de ortopiroxênio (amostra VJ7D). O cálculo da fórmula estrutural, baseado em 6 oxigênios, podem ser observados na Tabela 2. De modo geral, são piroxênios ricos em Fe^{2+} (0,80-0,92 cpfu), Mg (0,75-0,96 cpfu) e pobres em Ca (<0,014 cpfu), com composição média $\text{En}_{52}\text{Fs}_{48}$. Composicionalmente, são classificados, de acordo com Morimoto (1988), como do tipo Quad (piroxênio enriquecido em Mg-Ca-Fe) (Fig. 11A) do subgrupo ferrossilita (Fig. 11B).

Tabela 2 – Composição química de piroxênios (calculadas para 6 oxigênios) de xenólito de paragnaisse (VJ7D), e biotitas (calculadas para 22 oxigênios) de xenólito de paragnaisse (VJ7D) granada xisto (paleossoma) das amostras E74, CL16A, cordierita xisto de CL60, CL66 e de estauroлита xisto (VJ10).

Amostra	VJ7D		VJ7D		E74		CL16A		VJ10		CL60		CL66	
Mineral	Ortopiroxênio		Biotita											
Média/ desvio	X (n=12)	σ	X (n=6)	σ	X (n=5)	σ	X (n=8)	σ	X (n=7)	σ	X (n=5)	σ	X (n=4)	σ
SiO ₂ (%Peso)	47,81	0,96	34,78	0,30	35,42	0,09	35,63	0,47	34,38	0,27	35,22	0,48	35,28	0,28
TiO ₂	2,22	1,00	3,77	0,27	1,73	0,28	1,70	0,29	1,50	0,08	1,45	0,27	1,40	0,19
Al ₂ O ₃	4,97	2,65	16,36	0,21	18,38	0,17	18,37	0,49	19,35	0,18	19,17	0,35	18,32	0,21
Fe ₂ O ₃	0,243	0,167	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	27,17	0,90	18,04	0,54	19,77	0,13	18,71	0,76	19,48	0,25	19,56	0,40	18,90	0,21
MnO	0,61	0,04	0,06	0,03	0,12	0,08	0,07	0,05	0,18	0,02	0,15	0,04	0,15	0,14
MgO	16,26	0,91	12,00	0,64	10,58	0,12	10,82	0,55	9,90	0,18	9,80	0,09	10,64	0,53
CaO	0,13	0,08	0,11	0,07	0,05	0,02	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,10	0,08
Na ₂ O	0,03	0,06	0,05	0,04	0,19	0,03	0,23	0,04	0,30	0,03	0,28	0,06	0,23	0,05
K ₂ O	0,00	0,00	9,17	0,43	8,95	0,12	8,92	0,13	8,84	0,20	8,28	0,12	7,99	0,26
total	99,22	0,69	94,35	0,55	95,19	0,32	94,49	0,95	93,98	0,54	93,94	0,95	93,03	0,37
cpfu														
Si	1,84	0,04	5,34	0,02	5,40	0,02	5,44	0,03	5,31	0,02	4,63	1,88	5,45	0,05
Al ^{IV}	0,16	0,04	2,66	0,02	2,60	0,02	2,56	0,03	2,69	0,02	2,24	0,90	2,55	0,05
Al ^{VI}	0,07	0,08	0,31	0,05	0,70	0,03	0,75	0,06	0,83	0,03	0,75	0,30	0,79	0,07
Ti	0,06	0,03	0,44	0,03	0,20	0,03	0,20	0,03	0,17	0,01	0,15	0,06	0,16	0,02
Fe ³⁺	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	0,93	0,09	2,32	0,07	2,52	0,02	2,39	0,11	2,52	0,04	2,16	0,87	2,44	0,02
Mn	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02
Mg	0,07	0,08	2,75	0,15	2,41	0,03	2,46	0,12	2,28	0,04	1,93	0,77	2,45	0,12
Ca	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01
Na	0,84	0,06	0,02	0,01	0,06	0,01	0,07	0,01	0,09	0,01	0,07	0,03	0,07	0,01
K	0,02	0,00	1,80	0,08	1,74	0,02	1,74	0,03	1,74	0,04	1,41	0,56	1,58	0,06
Wo	0,30	0,23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
En	52,30	0,56	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fs	47,68	0,77	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Q	1,78	0,12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
J	0,01	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe#	0,48	0,01	0,46	0,20	0,51	0,00	0,49	0,02	0,52	0,01	0,45	0,18	0,50	0,01

Wo=Ca/(Ca+Mg+Fe²⁺); En=Mg/(Ca+Mg+Fe²⁺); Fs=Fe²⁺/(Ca+Mg+Fe²⁺); Q=(Ca+Mg+Fe²⁺); Fe#=Fe/(Mg+Fe²⁺);

X=média; σ = Desvio

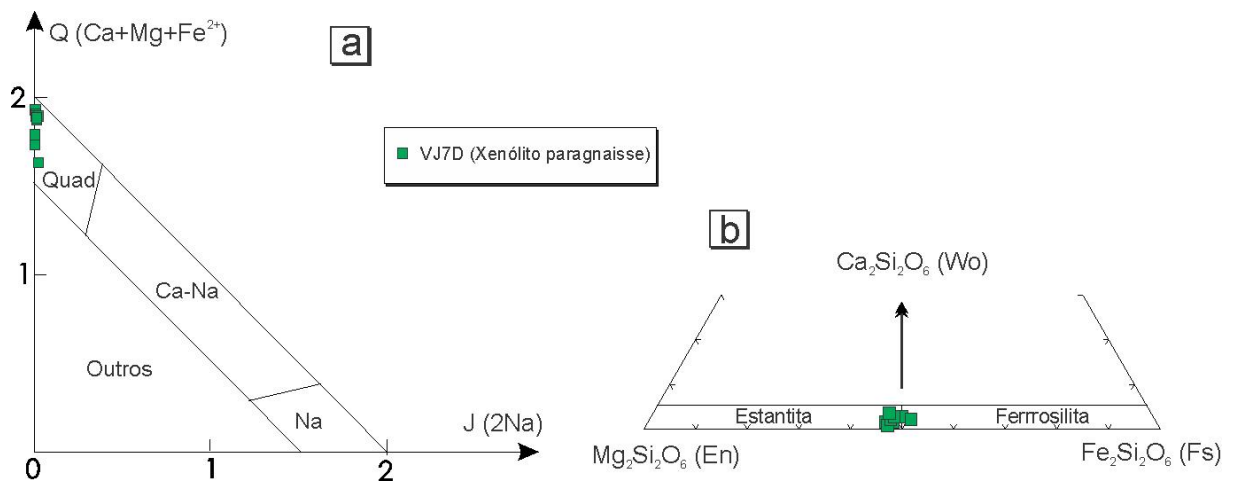


Figura 11 – Piroxênios da amostra VJ7D (xenólito de paragnaisse) de acordo com classificação de Morimoto (1988). (A) Diagrama Q(Ca+Mg+Fe²⁺) vs. J(2Na). (V) Parte inferior do diagrama triangular Enstatita (En) – Ferrosilita (Fs) – Wollastonita (Wo).

4.6 - TERMOBAROMETRIA

As associações minerais descritas na fácies diorítica (hornblenda, biotita, ±piroxênio, plagioclásio, ilmenita/magnetita, ±titanita, quartzo, K-feldspato) possibilitaram o uso do geobarômetro de Anderson e Smith (1995), calibrado pela quantidade de Al em hornblenda e interações com o geotermômetro de Blundy e Holland (1990), limitado a razões catiônicas $Fe\# = 0,4-0,65$. Quando aplicado na amostra ED113, mostrou que a pressão variou 1,6-2,74 kbar. Para as estimativas de temperatura foram utilizados dois geotermômetros para o hornblenda diorito, bem conhecidos na literatura, e um para os metassedimentos. O primeiro utiliza a quantidade de Al^{IV} existente no anfibólio coexistente com plagioclásio em rochas saturadas em sílica (Blundy e Holland, 1990), baseando-se nas reações: edenita + 4quartzo ↔ tremolita + albita e pargasita + 4quartzo ↔ hornblenda + albita, para sugerir a equação abaixo:

$$T = \frac{0,677 P - 48,98 + Y}{-0,0429 - 0,008314 \ln K} \quad \text{com} \quad K = \left(\frac{Si-4}{8-si}\right) X_{Ab}^{Pl} \quad (1),$$

sendo P a pressão, X_{Ab}^{Pl} a fração molar de albita no plagioclásio, Si representa o número de cátions por fórmula unitária (cpfu). Para $X_{Ab} > 0,5$, $Y=0$, enquanto que para $X_{Ab} \leq 0,5$, $Y = -8,06 + 25,5 (1 - X_{Ab}^{Pl})^2$. Aplicando os valores obtidos no cálculo de pressão (1,6 a 2,74 kb), encontrou-se um valor médio de temperatura de cristalização de $804 \pm 36^\circ\text{C}$, situando-se, assim, dentro do faixa de erro admitida na eq. 1, que é de 35°C a 75°C (Blundy e Holland, 1990).

O segundo geotermômetro leva em consideração a saturação de Zr em rocha total, considerando que o seu coeficiente de partição (cristal/líquido) é inversamente proporcional à temperatura. Assim, Watson e Harrison (1983) e Miller *et al.* (2003) sugerem as equações (2) e (3), respectivamente, para cálculo da temperatura por saturação de Zr:

$$\ln D_{Zr}^{Zr/magma} = \{3,8 - [0,85(M - 1)]\} + 12900/T \quad (2),$$

$$T_{Zr} = 12900/[2,95 + 0,85M + \ln(476000/Zr_{magma})] \quad (3),$$

onde a temperatura T e T_{Zr} é dada em Kelvin, D_{Zr} e Zr_{magma} a concentração de Zr no magma (ppm) e M é a razão catiônica (Na+K+2Ca)/(Al*Si). Deste modo, foram calculadas temperaturas variando de 714-830°C para os diferentes litotipos do plutão, similares aos determinados usando a equação de Miller *et al.* (2003), na faixa de 717-834°C (Tab. 3). Em função de sua ocorrência como mineral precoce nas rochas ígneas, estas temperaturas com base no zircônio podem ser consideradas como temperaturas próximas do *liquidus* dos respectivos magmas.

Outro geotermômetro aplicado é o da saturação de Ti em biotita para rochas pelíticas, calibrado por Henry *et al.* (2005), o qual se limita a pressões de até 6 kbar. A temperatura de saturação de Ti em biotita é calculada seguindo a eq.(4) abaixo

$$T = \left\{ \frac{[\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3]}{b} \right\}^{0,333} \quad (4),$$

onde, T é a temperatura em °C, Ti representa o número de átomos por fórmula unitária (cpfu), $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fet)$, e a, b e c coeficientes e parâmetros estatísticos predefinidos, com $a = -2,3594$, $b = 4,648 \times 10^{-9}$ e $c = -1,7283$. Este geotermômetro só pode ser usado para composições de $X_{Mg} = 0,275-1,00$, $Ti = 0,04-0,60$ cpfu e $T = 480-800^\circ C$. Aplicando tais parâmetros na eq. 4, foram obtidas temperaturas de 484-576°C (CL66), 507-579°C (CL60), 525-620°C (CL16A), 536-626°C (E74), 506-562°C (VJ10) e 714-734°C para o xisto migmatizado (VJ7D) [Tab. 3, Fig. 12].

Tabela 3 - Valores de temperatura obtidos a partir do geotermômetro da saturação de zircônio em diorito, quartzo monzodiorito, quartzo monzonito e granito porfírico do plutão Totoró, de acordo com aplicação de equações segundo Watson e Harison (1983) e Miller *et al.* (2003). Foram usados dados litoquímicos de Jardim de Sá (1994).

Rocha	Amostra	⁽¹⁾ T _{Zr} (°C)	⁽²⁾ T _{Zr} (°C)	P _{A&S} (kbar)	T _{BH} (°C)	T _{Ti-Biot} (°C)	Distância do contato
Hornblenda Diorito	ED113*	714	717	1,6-2,74	769 - 831		
Hornblenda Diorito	ED108C*	734	738	-	-	-	
Qz- monzodiorito	ED117*	795	799	-	-	-	
Qz- monzodiorito	ED115*	781	784	-	-	-	
Qz- monzodiorito	ED111*	830	834	-	-	-	
Granito porfírico	ED112*	803	807	-	-	-	
Granito porfírico	ED108*	810	814	-	-	-	
Gabro-norito	CL07	730	733	-	-	-	
Qz-diorito	CL48	749	753	-	-	-	
Granodiorito	CL15	829	833	-	-	-	
Granito Porfírico	CL36	810	814	-	-	-	
Dique <i>sin</i> -D ₃	ES807C	780	784	-	-	-	
Estauroлита xisto	VJ10	-	-	-	-	506 -562	3,5 km (acari)
Cordierita xisto	CL66	-	-	-	-	484 - 576	2,2km
Cordierita xisto	CL60	-	-	-	-	507 - 579	~1 km
Micaxisto (paleossoma)	CL16A	-	-	-	-	525 - 620	contato
Micaxisto (paleossoma)	E74	-	-	-	-	536 - 626	contato
Paragneisse	VJ7D	-	-	-	-	714 - 734	contato

⁽¹⁾ Watson e Harison (1983); ⁽²⁾ Miller *et al.* (2003); P_{A&S} = Anderson e Smith (1995); T_{BH} = Blundy e Holland (1990); T_{Ti-Biot} = Henry *et al.* (2005). *Dados litoquímicos de Jardim de Sá (1994).

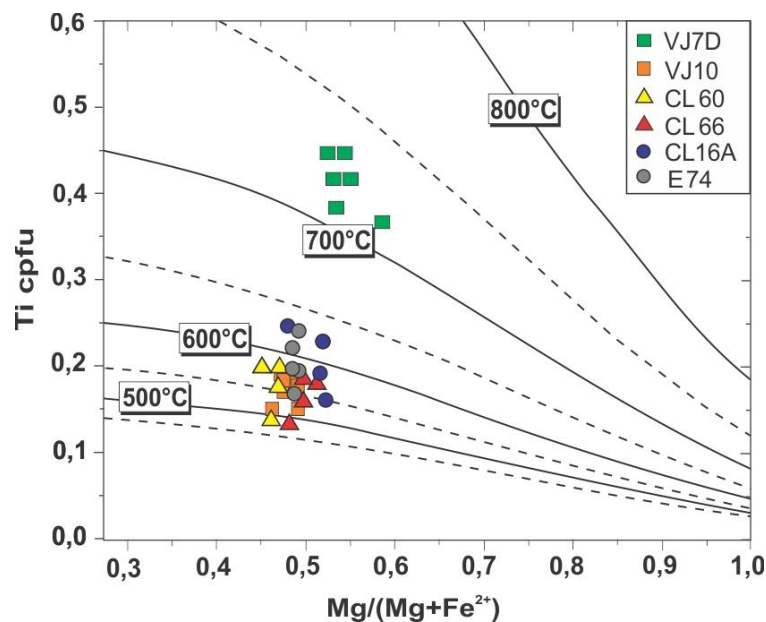


Figura 12 – Diagrama Ti (cpfu) vs. Mg/(Mg+Fe²⁺), com curvas de temperaturas definidas por Henry *et al.* (2005), para biotita das amostras de metassedimento.

4.7 - PETROFÍSICA E MODELAGEM DA AURÉOLA TERMAL

4.7.1 Materiais e Métodos

Os dados de condutividade térmica, capacidade calorífica e difusividade térmica foram obtidos através do *Thermal Properties Analyzer* no modelo QuickLine™30 da Anter Corporation. Para a aquisição desses ensaios, fez-se necessário a confecção de tabletes com forma quadrática medindo 10x10x3 cm (Fig. 13). Esta dimensão possibilitou a análise das propriedades petrofísicas em cinco pontos distintos da amostra, trazendo maior representatividade para os dados. As medidas foram feitas iniciando-se a partir de um vértice mestre (marcado na amostra) e no sentido horário, perfazendo os quatro vértices e finalizando com uma análise na porção central da superfície de prova (Fig. 13). Visando minimizar erros de medição, foram tomados os seguintes cuidados: controle de temperatura ambiente em 24-25°C; polimento de uma das faces do tablete para permitir apoio total do sensor durante a análise; mesa de apoio para manter o equipamento estável; e uma repetição da medida para cada ponto do tablete. Após todas essas premissas, os testes foram satisfatórios e os erros analíticos ficaram dentro das especificações da fabricante do equipamento, que é 3-5%.

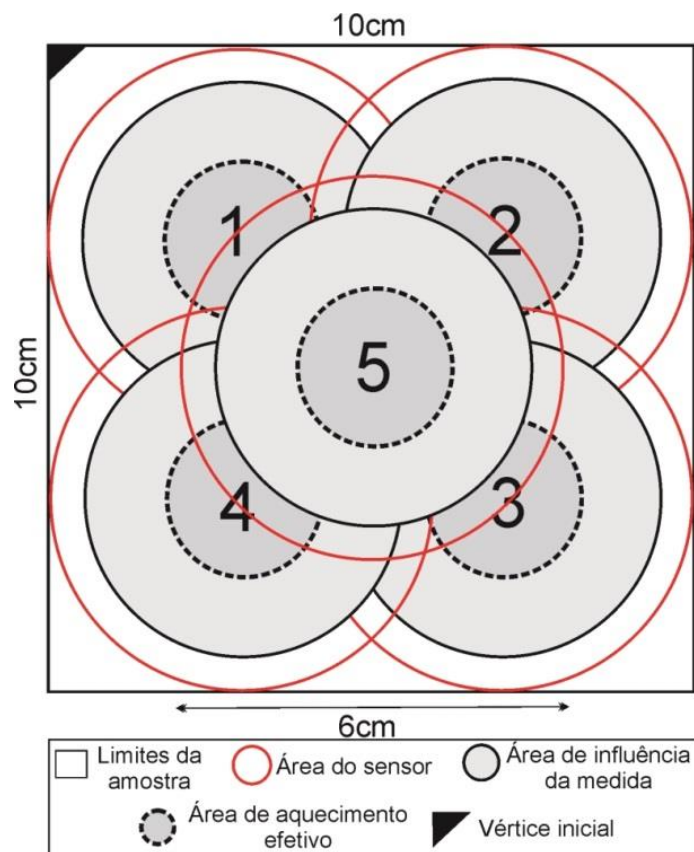


Figura 13 – Ilustração do procedimento para aquisição dos ensaios de condutividade térmica, capacidade calorífica e difusividade térmica. 1, 2, 3, 4, 5 (sequencia de amostragem a partir do vértice inicial). Adaptado de Figueiredo *et al.* (2008).

4.7.2 Dados de Petrofísica de Rocha

A condutividade térmica nos micaxistos se manteve dentro do padrão esperado (1,85-2,92 W/m.k), para com aqueles conhecidos na literatura, com exceção da amostra CL-11 (3,94 W/m.k) ocasionado pela presença de uma gama de exsudados de quartzo que ocorre em boa parte do campo de medida da amostra. Outro comportamento observado foi que quanto maior o grau metamórfico mais elevado é a difusividade térmica. Micaxistos da zona do migmatito mostram valores na faixa de 1,3–1,4 m²/s. Como exemplo, xistos da zona de sillimanita possuem difusividade termal de 1,2-1,25 m²/s, enquanto xistos da zona de cordierita mostram valores de 0,9-1,01 m²/s (Tab. 4). Deste modo, tais parâmetros passam a ser de grande importância para geração de um bom banco de dados petrofísicos, já que o modelamento térmico requer o uso de um único valor de difusividade. Para o trabalho em foco, usou-se 1,17 x10⁻⁶ (m²/s) como a média geral da difusividade (ou o equivalente 36,34 m²/ano).

Tabela 4 - Média das medidas de condutividade, capacidade calorífica e difusividade térmica, para micaxistos ao longo das diferentes zonas metamórficas mapeadas.

Amostra	λ (W/m.k)	Cp (J/m ³ K)x10 ⁶	α (m ² /s) x10 ⁻⁶	Rocha
CL-05	2,84	2,02	1,40	Xisto migmatizado
CL-16A	2,73	2,09	1,31	Xisto migmatizado
CL-6A	2,92	2,24	1,30	Xisto migmatizado
CL-55	2,57	2,15	1,20	Sillimanita xisto
CL-41	2,59	2,07	1,25	Sillimanita xisto
CL-11	3,74	2,21	1,69	Sillimanita xisto
CL-03	1,87	1,89	0,99	Cordierita xisto
CL-13A	1,85	1,91	0,97	Cordierita xisto
CL-60	2,08	2,07	1,01	Cordierita xisto
CL-59	1,96	1,92	1,03	Cordierita xisto
ES806	2,62	2,08	1,26	Estaurolita xisto
CL-33	2,74	2,24	1,22	Granada xisto
ES806.1	2,21	1,92	1,14	Granada xisto
ES807	2,54	2,19	1,15	Filito/ xisto
Média	2,42	2,06	1,17	
Desvio	0,36	0,12	0,13	

λ = condutividade, Cp = capacidade térmica volumétrica, α = difusividade.

4.7.3 Modelamento térmico

Com os dados de difusividade térmica em mãos, podemos simular perfis de temperatura *versus* espaço, gerando assim modelos unidimensionais para as mudanças de temperatura que ocorrem ao longo da rocha encaixante, após a intrusão do corpo ígneo. Para isso, temos que considerar aos dados petrofísicos discutidos anteriormente a outros parâmetros listados na Tabela 5.

Tabela 5 – Parâmetros utilizados para cálculo do fluxo térmico.

Parâmetro	Definição	Valores
T	Temperatura, dependente do tempo, num dado ponto.	-
T_0	Temperatura inicial de colocação do magma.	800-900°C (termobarometria)
T_{ecx}	Temperatura da rocha encaixante	450°C (fácies xisto verde superior)
d	Raio da intrusão	4000 metros
α	Difusividade térmica da rocha encaixante.	37,94 m ² /ano (medido em lab.)
t	Tempo decorrido desde a intrusão	0,5; 50; 500; 5000; 25.000; 50.000; 75.000 e 150.000 anos
τ	Equivalente adimensional tempo.	-
x	Distância do centro da intrusão	-
ε	Equivalente adimensional de distância	-

Segundo Jaeger (1964), a relação entre a temperatura (T), distância do contato (x) e o tempo decorrido (t) pode ser descrita em termos adimensionais. Assim, o equivalente adimensional de temperatura (θ) de uma dada temperatura (T), pode ser escrito em função da temperatura inicial do magma T_0 e da temperatura das encaixantes T_{ecx} eq. (5). O equivalente adimensional de tempo (τ) pode ser calculado a partir do raio da intrusão (d) e da difusividade (α) eq.(6). Similarmente, o equivalente adimensional de espaço (ε) pode ser obtido pela razão de (x) e o raio da intrusão (d) eq. (7).

$$\theta(\varepsilon, \tau) = \frac{T - T_{ecx}}{T_0 - T_{ecx}} \quad (5) \qquad \tau = \frac{\alpha t}{d^2} \quad (6) \qquad \varepsilon = \frac{x}{d} \quad (7).$$

Para corpos circulares, com interesse particular em metamorfismo de contato, usa-se a seguinte equação (Carslaw e Jaeger, 1959):

$$\theta(\varepsilon, \tau) = \frac{1}{2} \left\{ \operatorname{erf} \left(\frac{\varepsilon + 1}{2\tau^{\frac{1}{2}}} \right) - \operatorname{erf} \left(\frac{\varepsilon - 1}{2\tau^{\frac{1}{2}}} \right) - \frac{2\tau^{\frac{1}{2}}}{\varepsilon\pi^{\frac{1}{2}}} \left[e^{-(\varepsilon-1)^2/4\tau} - e^{-(\varepsilon+1)^2/4\tau} \right] \right\} \quad (8)$$

Combinando as equações (5) e (8), resulta:

$$T = \left\{ (T_0 - T_{ecx}) \frac{1}{2} \left[\operatorname{erf} \left(\frac{\varepsilon + 1}{2\tau^2} \right) - \operatorname{erf} \left(\frac{\varepsilon - 1}{2\tau^2} \right) - \frac{2\tau^{\frac{1}{2}}}{\varepsilon\pi^{\frac{1}{2}}} \left(e^{-\frac{(\varepsilon-1)^2}{4\tau}} - e^{-\frac{(\varepsilon+1)^2}{4\tau}} \right) \right] \right\} + T_{ecx} \quad (9)$$

Para o cálculo matemático, utilizou-se o *software* MathWorks Matlab 8.5 R2015a. A temperatura inicial do magma (T_0), baseada em estimativas termobarométricas, foi de 800°-900°. Para o cálculo do modelo temperatura vs distância (Fig. 14), foram usados $T_0=800^\circ$, 850° e 900° (Tabela 8). A temperatura da rocha encaixante T_{ecx} foi assumida como sendo 450°C, correspondendo à fácies xisto verde superior. O raio da intrusão (d) foi considerado 4000 m e diferentes unidades de tempo ano (0,5; 50; 500; 5.000; 25.000; 50.000; 75.000 e 150.000).

Tabela 6 – Quadro comparativo mostrando variação da temperatura T° (C), ao longo da auréola termal, com a temperatura inicial do magma T_0 variando de 800-900°C.

Distância borda da intrusão	$T_0=800^\circ\text{C}$	$T_0=850^\circ\text{C}$	$T_0=900^\circ\text{C}$
Contato	688	722	756
350m	572	590	607
700m	527	538	549
1000m	509	518	526
2000m	478	482	486

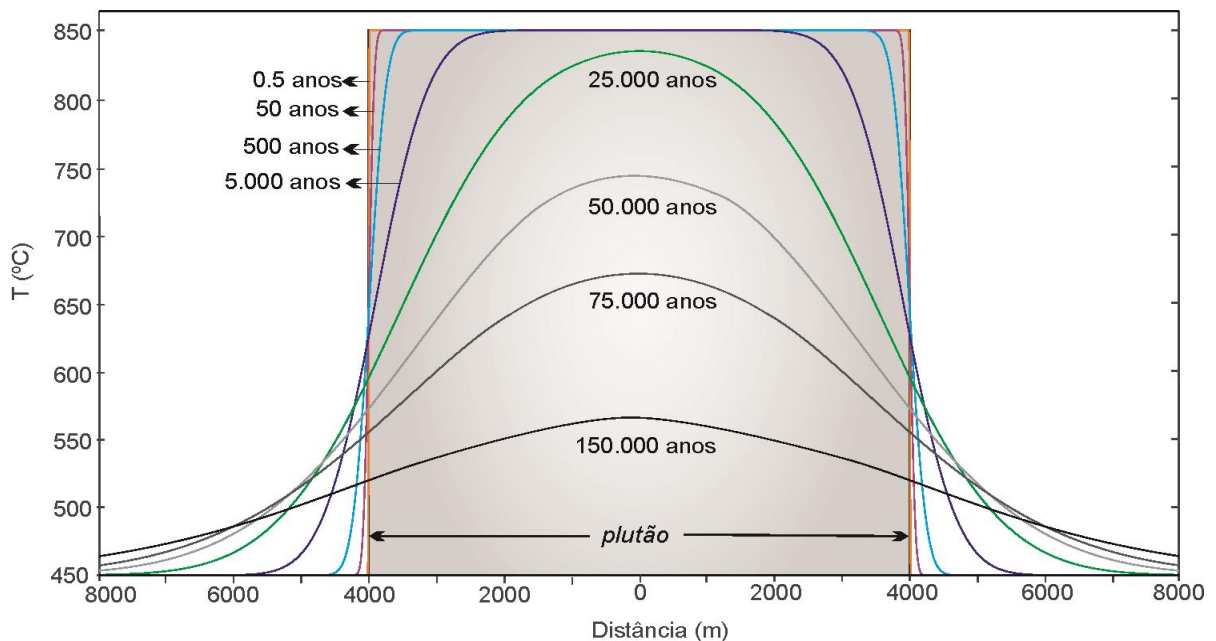


Figura 14 – Modelamento de perfis temperatura vs distância para o plutão Totoró e sua encaixante metassedimentar.

4.8- DISCUSSÕES

A evolução das condições metamórficas da região dos plutões Totoró e Acari, porção central da Faixa Seridó, foi amplamente discutida por Lima (1987, 1992), Souza (1996) e Souza *et al.* (2007a). A cartografia geológica realizada na presente pesquisa, aliada a observações petrográficas e texturais, mostra que os micaxistos encaixantes do plutão Totoró foram submetidos a diferentes condições de temperatura, o que gerou uma considerável variação mineralógica. Essa variação se reflete no surgimento de minerais índices, tal como granada, andaluzita, cordierita e sillimanita, que são indicadores de fácies metamórficas. O zoneamento mineral produzido é marcado por uma extensa auréola metamórfica nas fácies anfibolito superior e piroxênio *hornfels* (Fig. 15), ultrapassando a curva de *solidus* do granito hidratado e a zona de aparecimento de ortopiroxênio na sua porção de maior temperatura, onde se observa extensiva migmatização.

Isto condicionou o desenvolvimento de paragêneses minerais, tal como, biotita ± granada; cordierita (± estauroлита ± andaluzita + granada + biotita), sillimanita (±cordierita ± andaluzita ± granada + biotita e sillimanita / fibrolita (±cordierita ± andaluzita ± granada + biotita + fusão), que ocorreram durante o evento tectonometamórfico D₂/M₂. Este cenário se assemelha o ambiente de alta temperatura e baixa pressão (AT/BP), sincrônico a injeção de gabros, dioritos e granitos, exemplificados nos corpos Totoró (595 ± 2,4 Ma, 597 ± 5,7 Ma; Archanjo *et al.*, 2013), Poço verde (599 ± 16 Ma; Dantas, 1996), Riachão (588 ± 6 Ma; Guimarães *et al.*, 2009), Japi (599 ± 3 Ma; Souza *et al.*, 2016), com pico térmico de 550-620°C e pressões de 2-4 kbar (Lima, 1987) ou 560-580°C de acordo com Souza *et al.* (2006).

Observações de campo, no âmbito regional levaram Lima (1987, 1992) a estimarem o gradiente geotérmico, em isógrada da sillimanita, variando de 30-45°C/Km. Contudo, identificou-se no trabalho ora reportado, que o aporte de calor gerado pelo plutão Totoró nas encaixantes mostra um gradiente geotérmico variando de 105-120°C/km.

Além das paragêneses minerais, cálculos termobarométricos em metassedimentos mostram que os teores crescentes de Ti em biotitas acarretam no aumento da temperatura durante o metamorfismo M₂, onde, biotitas da zona da estauroлита (VJ10) variam de 506-562°C; na zona da cordierita 484-576°C (CL66), na zona da sillimanita 507-579°C (CL60), e na zona do migmatito (CL16A, E74, VJ7D), as temperaturas variam até o pico de 734°C. Neste mesmo contexto, Souza *et al.* (2007a) reporta que turmalinas e ilmenitas tendem a ficar mais aluminosas e empobrecidas em Mn, respectivamente, aproximando-se do contato intrusão.

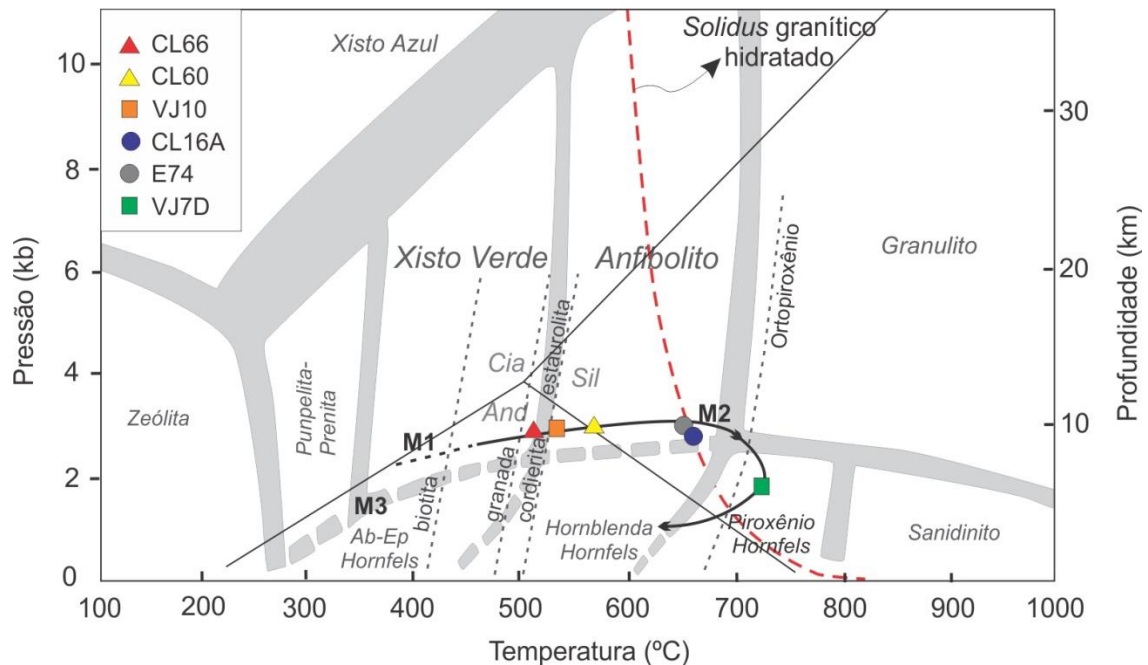


Figura 15 - Gráfico indicativo das condições PT para o metamorfismo ocorrido durante a evolução da auréola termal no entorno do plutão Totoró. Diagrama adaptado de Winter (2001) e ponto triplo para aluminossilicatos de Holdaway (1971).

O modelo térmico avaliado (Fig. 14), para valores de T_0 iguais a 800°, 850°, 900° e $T_{\text{ecx}}=450^\circ\text{C}$ (Tab. 8), indicam que a temperatura máxima no contato atingiu valores na casa do 756°C, condizentes com a vasta ocorrência de migmatitos adjacentes ao contato com o plutão. Desta forma, temperaturas em torno de 500°C formariam uma isógrada distando aproximadamente 2000 m da borda do plutão. Esse parâmetro está em concordância com a ocorrência da zona da cordierita que foi identificada a 1700-2500 m da borda da intrusão Totoró (Fig. 3) e também com a distribuição de isógradas regionais de 500-550°C em trabalhos termobarométricos desenvolvidos por Lima (1987, 1992).

4.9 - CONCLUSÕES

Com base nos dados obtidos, listam-se abaixo as principais conclusões:

- o plutão Totoró é composto de rochas graníticas a intermediárias, com predomínio de biotita granodiorito e granitos porfiríticos, contendo enclaves de leucogabronoritos e dioritos, por vezes de expressão regional;
- relações de contato, presença de autólitos e xenólitos, mostraram que granitos porfiríticos e equigranulares estão relacionados a pulsos magmáticos mais tardios;
- ambos os tipos litológicos, incluindo xenólitos da encaixante, são controlados por uma estrutura interna concêntrica, com sentido de mergulho para o centro da

intrusão;

- expressiva variação mineralógica em micaxistos no entorno do plutão condicionaram paragêneses metamórficas comportando diferentes proporções de cordierita, andaluzita, granada e sillimanita, caracterizando uma extensa auréola metamórfica que pode se estender até cerca 2,5 km do contato;
- cálculos termobarométricos mostram que o plutão Tótoró intrudiu a rocha encaixante com temperatura variando de 800-900°C a pressões de 1,6-2,74 kbar, o que corresponde a uma profundidade de aproximadamente 4-9 km;
- modelamentos baseados em dados de condutividade térmica de rochas mostraram que a temperatura no contato do plutão e a encaixante atingiu 688-756°C;
- o calor produzido pelo plutão manteve temperatura de cerca de 500°C até 1800-2000m da borda da intrusão, esses fatores condicionam que o gradiente geotérmico chegou a 120°C/km, além de estimativa de resfriamento de 365 mil anos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento e Pesquisa (CNPq) por bolsa de Mestrado concedida a CLC e projetos de pesquisa de ZSS (301738/2013-0 e 449616/2014-2), as Universidades Blaise Pascal (Clermont-Ferrand, França por aquisição de dados de química mineral em pós-doutorado de ZSS), e de Brasília (microsonda eletrônica - projeto de pesquisa - CNPq de ZSS), ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica e aos departamentos de Geologia e Geofísica da UFRN pelo apoio logístico e de laboratório de preparação de amostras para estudos microscópicos, britagem e moagem de amostras, e petrofísicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Sciences Reviews*, 17, 1-29.
- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO_2 , on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549-559.
- Angelim, L. A. A., Medeiros, V. C., Nesi, J. R., 2006. Programa Geologia do Brasil - PGB. Projeto Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000. Recife: CPRM/FAPERNA.
- Archanjo, C. J., Viegas, L.G.F., Hollanda, M.H.B.M., Souza, L.C.; Liu, D., 2013. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil):

- Constraints from U/Pb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. *Gondwana Research*, 23,701–714.
- Blundy, J. D., Holland, T. J. B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224.
- Caricchi, L., Annen, C., Rust, A., Blundy, J., 2012. Insights into the mechanisms and timescales of pluton assembly from deformation patterns of mafic enclaves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B11206), 1-18.
- Carslaw, H. S., Jaeger, J. C., 1959. Conduction of heat in solids. *Oxford: Clarendon Press*, 1959, 2nd ed.
- Dantas E.L., 1996. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 206p.
- Dantas, E. L., Van Schmus, W. R., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., Nutman, A. P., Williams, I. S., 2004. The São José de Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, 130, 113-137.
- Dantas, E.L.; Souza, Z.S.; Wernick, E.; Hackspacher, P.C.; Martin, H.; Xiaodong, D.; Li, J.W. 2013. Crustal growth in the 3.4-2.7 Ga São José do Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*, 227: 120-156.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J., 2013. *An introduction to the rock-forming minerals* 3rd ed. Mineralogical Society, London.
- Dnqm, 1998. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte, escala 1:500.000. MME/DNPM-UFRN-Petrobras-CRM, Sede DNPM, 4^o distrito, Recife.
- Figueiredo, E. R. H. D., Galindo, A. C., & moreira, J. A. D. M., 2009. Condutividade térmica em rochas silicáticas cristalinas e sua correlação com a geoquímica de elementos maiores. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26(3): 293-307.
- Floess, D., Baumgartner, L. P., 2015. Constraining magmatic fluxes through thermal modelling of contact metamorphism. *Geological Society, London, Special Publications*, 422(1): 41-56.
- Furlong, K. P., Hanson, R. B., Bowers, J. R., 1991. Modeling thermal regimes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 26(1), 437-505.
- Guimarães I.P., Araújo D.B., Silva Filho A.F., Silva F.M.V., Armstrong R. 2009. Idades U-Pb em zircão por shrimp do magmatismo máfico e félsico do Complexo Serrinha e Pedro

- Velho, Província Borborema, NE Brasil. In: XXIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Abstract, v. 21, 105 p
- Henry, D. J.; Guidotti, C. V.; Thomson, J. A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2-3), 316-328.
- Hora, J. M., Kronz, A., Möller-McNett, S., Wörner, G., 2013. An Excel-based tool for evaluating and visualizing geothermobarometry data. *Computers and Geosciences*, (56), 178-185.
- Jaeger, J. C., 1964, Thermal effects of intrusions. *Reviews of Geophysics*, 2, 443-465.
- Jaeger, J. C., 1967. Failure of rocks under tensile conditions. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 4 (2), 219-227.
- Jardim De Sá, E. F., 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu Significado Geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. 1994. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Schumacher, J., Smith, J.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 61, 295-321.
- Lima, E. S., 1987. Evolução termo-barométrica das rochas metapelíticas da região do Seridó, Nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(3), 315-323.
- Lima, E. S., 1992. Metamorphic conditions in the Seridó region of northeastern Brazil during the Brasiliano Cycle (Late Proterozoic). *Journal of South American Earth Sciences*, 5, 265-273.
- Meinert, L. D., Dipple, G. M., & Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 299-336.
- Menezes, M.R.F., 1999. Estudos Sedimentológicos e o Contexto Estrutural da Formação Serra do Martins, nos Platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN. Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG-UFRN), Natal, Dissertação de Mestrado, 302 p. <https://repositorio.ufrn.br/jspui/handle/123456789/18770>
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 123-131.
- Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C., Medeiros, V. C., 2015. Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema

- Province (NE of Brazil): Current knowledge. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 281-299.
- Schumacher, J.C., 1997. Appendix 2, the estimate of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *The Canadian Mineralogist*, 35: 238-246.
- Schmidt, M. W., 1992. Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.
- Souza, L.C., 1996. Zonéographie métamorphique, chimie des minéraux, pétrochimie, géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et histoire P-T-t des micaschistes englobant le massif gabbro-granitique d'Acarí (Brasiliense), ceinture mobile du Seridó (NE du Brésil). Tese de Doutorado, Laboratório de Geologia e Mineralogia, Universidade Católica de Louvain-la-Neuve, Bélgica, 345p.
- Souza, L.C., Legrand, J. M., Verkaeren, J., 2007a. Metamorfismo térmico nos micaxistos seridó em torno do batólito granítico de Acará (RN), nordeste do Brasil: Química mineral de ilmenitas e turmalinas. *Estudos Geológicos*, 17(2), 71-84.
- Souza, Z. S., Martin, H., Peucat, J. J., Jardim De Sá, E. F., Macedo, M. H. F., 2007b. Calc-alkaline magmatism at the Archean – Proterozoic transition: the Caicó Complex basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48, 2149-2185.
- Souza, Z.S., Montel, J.M., Gioia, S.M.L.C., Hollanda, M.H.B., Nascimento, M.A.L., Sá, E.F.J., Amaro, V.E., Pimentel, M.M., Lardeaux, J.M., Veschambre, M., 2006. Electron microprobe dating of monazite from high-T shear zones in the São José de Campestre Massif, NE Brazil. *Gondwana Research* 9, 441-455.
- Souza, Z. S., Kalsbeek, F., Deng, X. D., Frei, R., & Galindo, A. C., 2016. Generation of continental crust in the northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archean to Neoproterozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 30, 1-29.
- Speer, J.A., 1984. Micas in igneous rocks. In: Bailey, S. W. *Reviews in Mineralogy. Blacksburg, Mineralogical Society of America*, 13: 299-356.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Williams, I. S., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Dantas, E. L., Babinski, M., 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. *Precambrian Research*, 127, 287-327.
- Watson, E. B., Harrison, T. M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science*

Letters, 64, 295-304.

Winkler, H. G. F., 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. Edgar Blücher. 254p. (tradução do original em alemão "Die Genese der metamorphen Gesteine", 4^a ed., por Carlos Burger Júnior).

Winter, J. D., 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. New Jersey, Prentice Hall, 410 p.

5- INTEGRAÇÃO DE DADOS E CONCLUSÕES FINAIS

No transcorrer da Orogênese Brasileira, o Domínio do Rio Grande do Norte foi marcado pelo desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento, que se associam a intrusão de diversos plutões de composições básicas a graníticas (Jardim de Sá, 1994; Angelim *et al.*, 2006). Nascimento *et al.* (2015), em trabalho de integração regional agrupam os granitóides ediacaranos a norte do Lineamento Patos nas suítes shoshonítica, cálcio-alcalina de alto potássio porfirítica, cálcio-alcalina de alto potássio equigranular, alcalina, cálcio-alcalina e alcalina charnoquítica.

Neste cenário, a cartografia geológica realizada, aliada a reinterpretação por produtos de sensores remotos, mostram que o plutão Totoró está completamente encaixado em micaxistos da Formação Seridó, topo do Grupo Seridó (Jardim de Sá, 1994). É caracterizado pela ocorrência de rochas básicas a intermediária de afinidade shoshonítica, com termos granodioríticos / tonalíticos, dioríticos e gabro-noríticos predominantes. Ressalta-se, no entanto, nos tipos básicos Totoró, a existência de olivina microgabros e olivina diabásios, ainda não descritos nos termos menos evoluídos da suíte shoshonítica reportada por Nascimento *et al.*, (2015). Relações de contato, presença de autólitos e xenólitos, revelam que granitos porfiríticos e equigranulares estão relacionados a pulsos magmáticos mais tardios. Ocorrência de fenocristais de K-feldspato (~5-7 cm) e associação mineralógica oligoclásio + microclina + quartzo + biotita ± anfibólio permitem correlacionar os granitos porfiríticos da área estudada à suíte cálcio-alcalina de alto potássio porfirítica. Já os granitos equigranulares, apresentam textura média a fina hololeucocrático, dispostos em pontos distintos do plutão, geralmente associado a granitos porfiríticos. Esses litotipos são correlacionáveis a suíte cálcio-alcalina de alto potássio equigranular. O estágio final de aporte de calor na região do plutão Totoró, foi marcado pela intrusão de diques graníticos e pegmatíticos com direções preferenciais NNW e NNE de idades U-Pb variando entre $509,5 \pm 2,9$ Ma e $514,9 \pm 1,1$ Ma (Baungartner *et al.*, 2006). Diques de diabásio com textura grossa, porfirítica e mesocrática, foram mapeados na região norte da área, orientados preferencialmente na direção E-W, relacionando-se ao enxame de diques do magmatismo Rio Ceará Mirim de idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 132 ± 1 Ma (Souza *et al.*, 2003).

Ambas as fácies do plutão Totoró, incluindo xenólitos da encaixante, são controlados por uma estrutura interna concêntrica, marcada principalmente pelo alinhamento de megacristais de feldspato nos granitos porfiríticos, e orientação de minerais máficos (biotita e anfibólio) em rochas básicas e intermediárias. Foliações e lineação magmática mostram

mergulhos médios a fortes, com sentido de mergulho para o centro do plutão. Isso pode mostrar que os moldes da superfície atual, representam um nível erosivo correlacionável a porção intermediária ou a parte superior da zona de enraizamento da intrusão.

Trabalhos de campo e estudo petrográfico mostraram uma variação mineralógica expressiva no micaxisto encaixante do entorno do plutão Totoró. Isto refletiu no surgimento de minerais índices, tal como, andaluzita, granada, cordierita e sillimanita, que são indicadores de fácies metamórficas, onde, se podem ilustrar zonas para a ocorrência de tais minerais. Isto condicionou o desenvolvimento de paragêneses minerais, tal como, biotita ± granada; cordierita (± estauroлита ± andaluzita + granada + biotita), sillimanita (±cordierita ± andaluzita ± granada + biotita) e sillimanita / fibrolita (±cordierita ± andaluzita ± granada + biotita + fusão), que ocorreram durante o evento tectonometamórfico D_2/M_2 . O zoneamento mineral formado culminou no surgimento de uma extensa auréola metamórfica no fácies anfibolito superior a piroxênio *hornfels*, ultrapassando a curva de *solidus* granito hidratado e zona de estabilidade de ortopiroxênio na sua porção de maior temperatura, onde se observam extensiva migmatização e formação de nebulitos. A ausência de k-feldspatos na grande maioria dos leucossomas estudados é um comportamento comum para rochas migmatíticas, que naturalmente mostram leucossomas trondhjemíticos (Yardley, 2004), sendo contrários aos experimentos de Winkler (1977), reações R4 e R5 (Cap. 4). É provável, que as massas fundidas contendo K-feldspato, sejam originadas por processos de segregação metamórfica, que envolve solução e reprecipitação por metassomatismo (Olsen, 1984).

Estudos termobarométricos mostram que o plutão Totoró intruiu as unidades da Formação Seridó a uma temperatura variando entre 800-900°C, considerando as margens de erro, a pressões variantes de 1,6-2,7 kbar, o que corresponderia a uma profundidade estimada de 4-9 km. Além das paragêneses minerais, observa-se o aumento de Ti em biotitas com a proximidade do contato do plutão do seguinte modo: biotitas da zona da estauroлита (VJ10) variam de 506-562°C; na zona da cordierita (CL66) de 484-576°C; na zona da sillimanita (CL60) de 507-578°C; e finalmente na zona do migmatito (CL16A, E74 e VJ7D), aonde as temperaturas chegam a 734°C.

Modelamentos baseados em dados de condutividade térmica de rochas revelam que a temperatura máxima no contato atingiu valores na casa do 756°C, condizentes com a expressiva ocorrência de migmatitos no contato com o plutão. Desta forma, temperaturas em torno de 500°C formariam uma isógrada distando aproximadamente 2000 m da borda do plutão. Esse parâmetro está em concordância com a ocorrência da zona da cordierita que foi identificada a 1700-2500 m da borda da intrusão Totoró, bem como, correlacionando-se a

distribuição de isógradas regionais de 500-550°C em trabalhos termobarométricos desenvolvidos por Lima (1987, 1992). Baseado nas temperaturas máximas alcançadas durante o aporte de calor estima-se o gradiente geotérmico no entorno do plutão Totoró num patamar de 120°C/km. Do mesmo modo, o tempo total para a dissipação do calor acumulado seria de aproximadamente 365 mil anos.

Baseado no conteúdo mostrado acima foi possível chegar às conclusões listadas abaixo:

- 1) o plutão Totoró está completamente encaixado em micaxistos da Formação Seridó, e é composto de rochas básicas a intermediárias, com predomínio de biotita granodiorito e granitos porfiríticos, contendo enclaves de leucogabros-noritos e dioritos, por vezes de expressão regional; relações de contatos, presença de autólitos e xenólitos, mostraram que granitos porfiríticos e equigranulares estão relacionados a pulsos magmáticos mais tardios;
- 2) ambos os tipos litológicos, incluindo xenólitos da encaixante, são controlados por uma estrutura interna concêntrica, com sentido de mergulho para o centro da intrusão;
- 3) o micaxisto encaixante registra claramente duas fases de deformação (D_2 e D_3). A primeira marca desenvolvimento de uma tectônica de baixo ângulo, plano axial (S_2) de dobras recumbentes, isoclinais e intrafoliais apertadas (D_2), onde o metamorfismo M_2 atuante atingiu o pico metamórfico no fácies anfíbolito superior a baixas pressões. D_3 forma crenulações normais, fechadas a aberta com plano axial (S_3) subvertical, preferencialmente na direção ENE.
- 4) expressiva variação mineralógica no decorrer de M_2 em micaxistos no entorno do plutão, condicionaram paragêneses metamórficas comportando diferentes proporções de granada, cordierita, andaluzita, e sillimanita, caracterizando uma extensa auréola metamórfica que pode se estender até cerca 2,5 km do contato;
- 5) a termobarometria mostrou que o plutão Totoró intruiu a rocha encaixante com temperatura aproximada a 800-900°C e pressões de 1,6-2,7 kb, o que corresponde a uma profundidade de aproximadamente 4-9 km;
- 6) O modelo térmico unidimensional mostrou que a temperatura no contato entre plutão e encaixante atingiu valores de 688-756°C. O calor aportado pelo plutão Totoró manteve temperatura de cerca de 500°C até 1800-2000m da borda da intrusão. Esses fatores condicionam a propagação do calor com gradiente geotérmico de 120°C/km, além de estimativa de resfriamento de 365 mil anos.

6- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Sciences Reviews*, 17, 1-29.
- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO₂, on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549-559.
- Angelim, L. A. A., Medeiros, V. C., Nesi, J. R., 2006. Programa Geologia do Brasil - PGB. Projeto Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000. Recife: CPRM/FAPERNA.
- Archanjo, C. J., Viegas, L.G.F., Hollanda, M.H.B.M., Souza, L.C.; Liu, D., 2013. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): Constraints from U/Pb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. *Gondwana Research*, 23,701–714.
- Blundy, J. D., Holland, T. J. B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224.
- Beardmore, G.R; Cull, J.P., 2001 Crustal heat flow: a guide to measurement and modelling. Cambridge: *Cambridge University Press*, 324 p.
- Baumgartner R.; Moritz R., Romer R., Sallet R., 2006. Mineralogy and U/Pb geochronology of beryl and columbo-tantalite pegmatites in the Serido pegmatite district, northeastern Brazil. *Can. Mineral.*, 44: (in press).
- Caricchi, L., Annen, C., Rust, A., Blundy, J., 2012. Insights into the mechanisms and timescales of pluton assembly from deformation patterns of mafic enclaves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B11206), 1-18.
- Carslaw, H. S., Jaeger, J. C., 1959. Conduction of heat in solids. *Oxford: Clarendon Press*, 1959, 2nd ed. 510 p.
- Clauser, C. & Hueges, E.,1995. Thermal Conductivity of Rocks and Minerals. AGU Handbook of Physical Constants. Am. Geophys. *American Geophysical Union*. Section 39. p. 105-126.
- Dantas E.L., 1996. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 206p.
- Dantas, E. L., Van Schmus, W. R., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., Nutman, A. P., Williams, I. S., 2004. The São José de Campestre massif,

- NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, 130, 113-137.
- Dantas, E.L.; Souza, Z.S.; Wernick, E.; Hackspacher, P.C.; Martin, H.; Xiaodong, D.; Li, J.W. 2013. Crustal growth in the 3.4-2.7 Ga São José do Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*, 227: 120-156.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J., 2013. An introduction to the rock-forming minerals 3rd ed. *Mineralogical Society*, London.
- Dnmpm, 1998. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte, escala 1:500.000. MME/DNPM-UFRN-Petrobras-CRM, Sede DNPM, 4º distrito, Recife.
- Figueiredo, E. R. H. D., Galindo, A. C., & moreira, J. A. D. M., 2009. Condutividade térmica em rochas silicáticas cristalinas e sua correlação com a geoquímica de elementos maiores. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26(3): 293-307.
- Floess, D., Baumgartner, L. P., 2015. Constraining magmatic fluxes through thermal modelling of contact metamorphism. *Geological Society, London, Special Publications*, 422(1): 41-56.
- Furlong, K. P., Hanson, R. B., Bowers, J. R., 1991. Modeling thermal regimes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 26(1), 437-505.
- Guimarães I.P., Araújo D.B., Silva Filho A.F., Silva F.M.V., Armstrong R. 2009. Idades U-Pb em zircão por shrimp do magmatismo máfico e félsico do Complexo Serrinha e Pedro Velho, Província Borborema, NE Brasil. In: XXIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Abstract, v. 21, 105 p.
- Henry, D. J.; Guidotti, C. V.; Thomson, J. A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2-3), 316-328.
- Hora, J. M., Kronz, A., Möller-McNett, S., Wörner, G., 2013. An Excel-based tool for evaluating and visualizing geothermobarometry data. *Computers and Geosciences*, (56), 178-185.
- Incropera, F & Witt, D.P. (1981). “Fundamentos de Transferência de Calor e de Massa”. Ed. Livros Técnicos e Científicos. São Paulo. cap. 1, p. 2-14.
- Jaeger, J. C., 1964, Thermal effects of intrusions. *Reviews of Geophysics*, 2, 443-465.
- Jaeger, J. C., 1967. Failure of rocks under tensile conditions. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 4 (2), 219-227.

- Jardim De Sá, E. F., 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu Significado Geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. 1994. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- Lameyre, J. & Bowden, P., 1982. Plutonic rocks type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volc. Geoterm. Res.*, **14**:169-186.
- Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Schumacher, J., Smith, J.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, **61**, 295-321.
- Le Maitre, R.W., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 193p.
- Lima, E. S., 1987. Evolução termo-barométrica das rochas metapelíticas da região do Seridó, Nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(3), 315-323.
- Lima, E. S., 1992. Metamorphic conditions in the Seridó region of northeastern Brazil during the Brasiliano Cycle (Late Proterozoic). *Journal of South American Earth Sciences*, **5**, 265-273.
- Meinert, L. D., Dipple, G. M., & Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 299-336.
- Medeiros, V. C., Dantas E. P. (Org.), 2015. Geologia e recursos minerais da folha currais novos, estados do rio Grande do norte e Paraíba: texto explicativo. Recife: CPRM-RE, 154p.
- Menezes, M.R.F., 1999. Estudos Sedimentológicos e o Contexto Estrutural da Formação Serra do Martins, nos Platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN. Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG-UFRN), Natal, Dissertação de Mestrado, 302 p. <https://repositorio.ufrn.br/jspui/handle/123456789/18770>.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, **73**, 123-131.
- Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C., Medeiros, V. C., 2015. Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): Current knowledge. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**, 281-299.
- Olsen, S. N. (1984). Mass-balance and mass-transfer in migmatites from the Colorado Front Range. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **85**(1), 30-44.

- Schumacher, J.C., 1997. Appendix 2, the estimate of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *The Canadian Mineralogist*, 35: 238-246.
- Schmidt, M. W., 1992. Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.
- Serway, R.A., 1992. "Movimento Ondulatório e Termodinâmica". Ed. Livros Técnicos e Científicos. Rio de Janeiro. cap. 19, p. 65-92.
- Souza, L.C., 1996. Zonéographie métamorphique, chimie des minéraux, pétrochimie, géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et histoire P-T-t des micaschistes englobant le massif gabbro-granitique d'Acarí (Brasiliense), ceinture mobile du Seridó (NE du Brésil). Tese de Doutorado, Laboratório de Geologia e Mineralogia, Universidade Católica de Louvain-la-Neuve, Bélgica, 345p.
- Souza, L.C., Legrand, J. M., Verkaeren, J., 2007a. Metamorfismo térmico nos micaxistos seridó em torno do batólito granítico de Acari (RN), nordeste do Brasil: Química mineral de ilmenitas e turmalinas. *Estudos Geológicos*, 17(2), 71-84.
- Souza, Z. S., Martin, H., Peucat, J. J., Jardim De Sá, E. F., Macedo, M. H. F., 2007b. Calc-alkaline magmatism at the Archean – Proterozoic transition: the Caicó Complex basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48, 2149-2185.
- Souza, Z.S., Montel, J.M., Gioia, S.M.L.C., Hollanda, M.H.B., Nascimento, M.A.L., Sá, E.F.J., Amaro, V.E., Pimentel, M.M., Lardeaux, J.M., Veschambre, M., 2006. Electron microprobe dating of monazite from high-T shear zones in the São José de Campestre Massif, NE Brazil. *Gondwana Research* 9, 441-455.
- Souza, Z. S., Kalsbeek, F., Deng, X. D., Frei, R., & Galindo, A. C., 2016. Generation of continental crust in the northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archaean to Neoproterozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 30, 1-29.
- Speer, J.A., 1984. Micas in igneous rocks. In: Bailey, S. W. *Reviews in Mineralogy*. Blacksburg, Mineralogical Society of America, 13: 299-356.
- Streckeisen, A.L., 1976. To Each Plutonic Rock Its Proper Name. *Earth Sci. Rev.*, 12:1-33.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Williams, I. S., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Dantas, E. L., Babinski, M., 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. *Precambrian Research*, 127, 287-327.
- Watson, E. B., Harrison, T. M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and

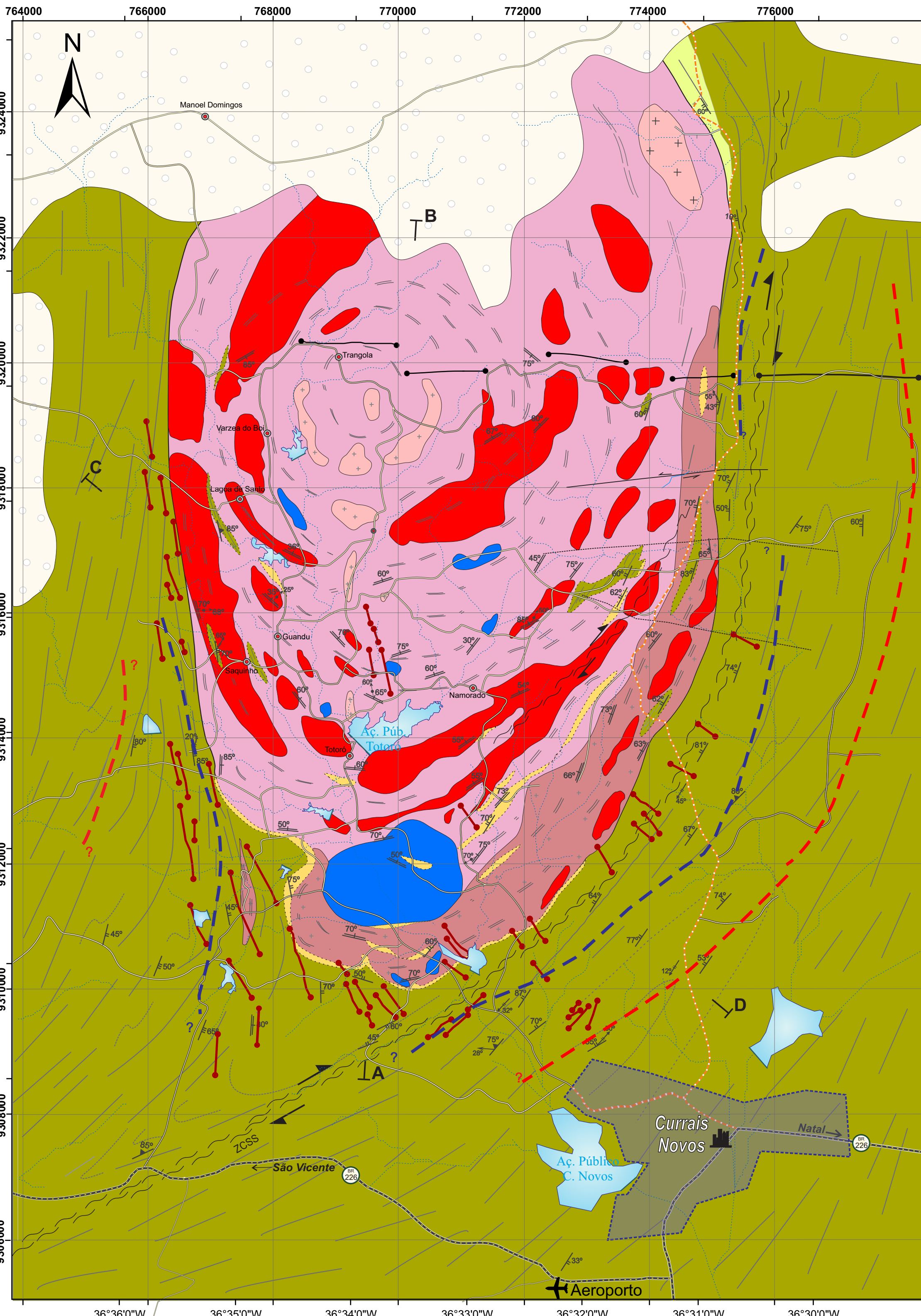
composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295-304.

Winkler, H. G. F., 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. Edgar Blücher. 254p. (tradução do original em alemão "Die Genese der metamorphen Gesteine", 4^a ed., por Carlos Burger Júnior).

Winter, J. D., 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. New Jersey, Prentice Hall, 410 p.

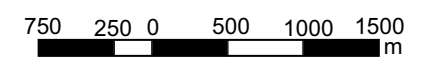
Yardley, B. W., 2004. *Introdução a petrologia metamórfica*. Tradução de Adolfo Fuck, 2ed. Revista - Brasília: Editora da UNB, 432p. Original: *An introduction to metamorphic petrology*.

ANEXOS



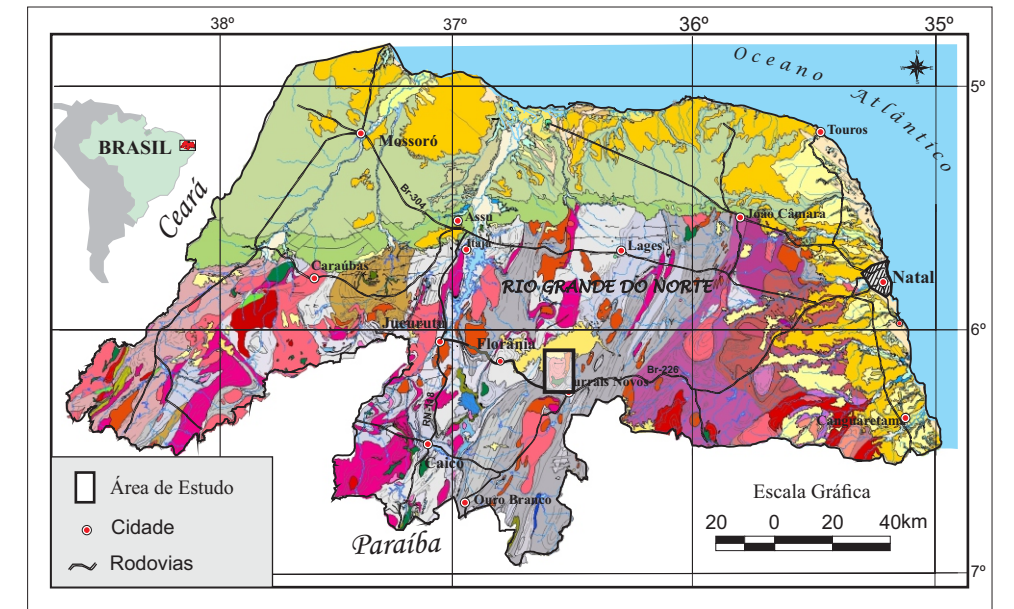
MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DO PLUTÃO TOTORÓ (RN)

ESCALA: 1:50.000

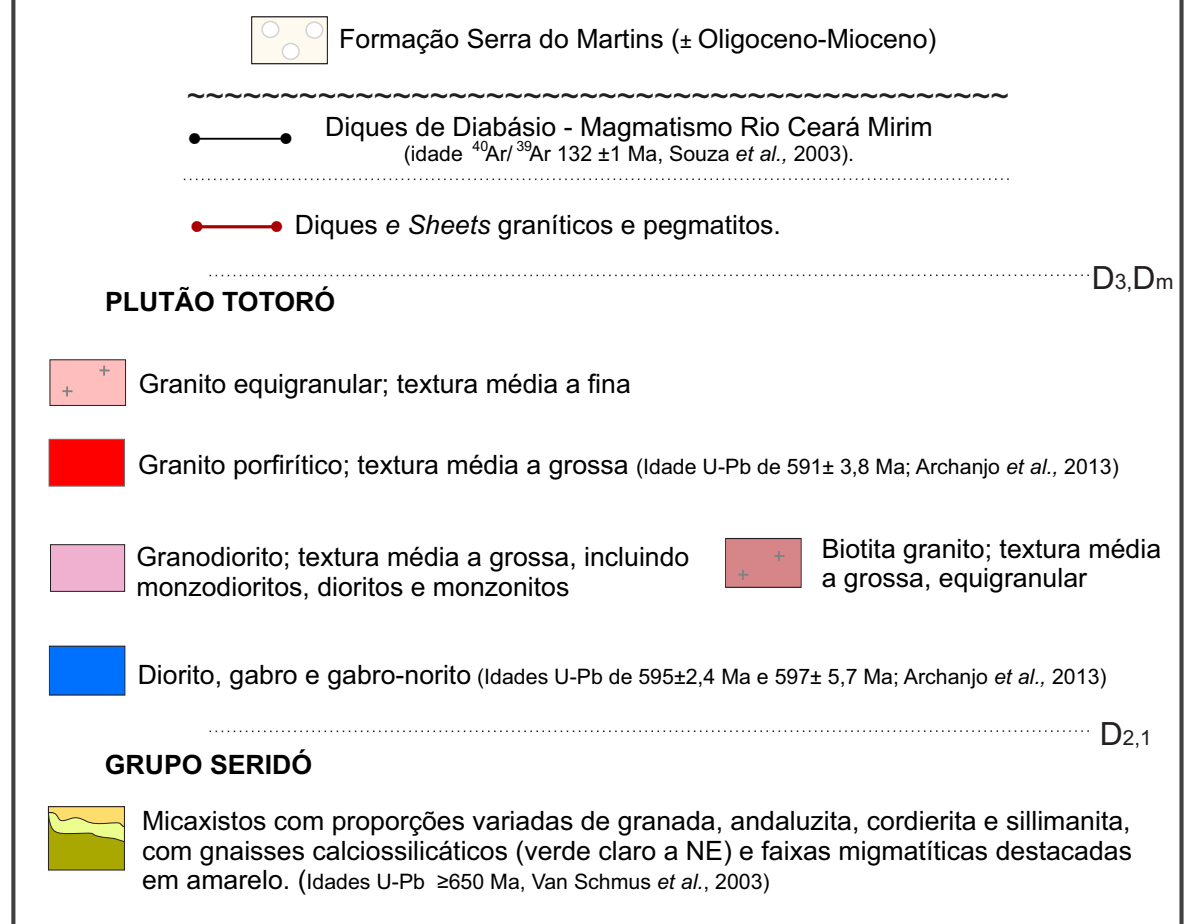


PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
Datum Horizontal: SAD 1969 - Zona 24 S

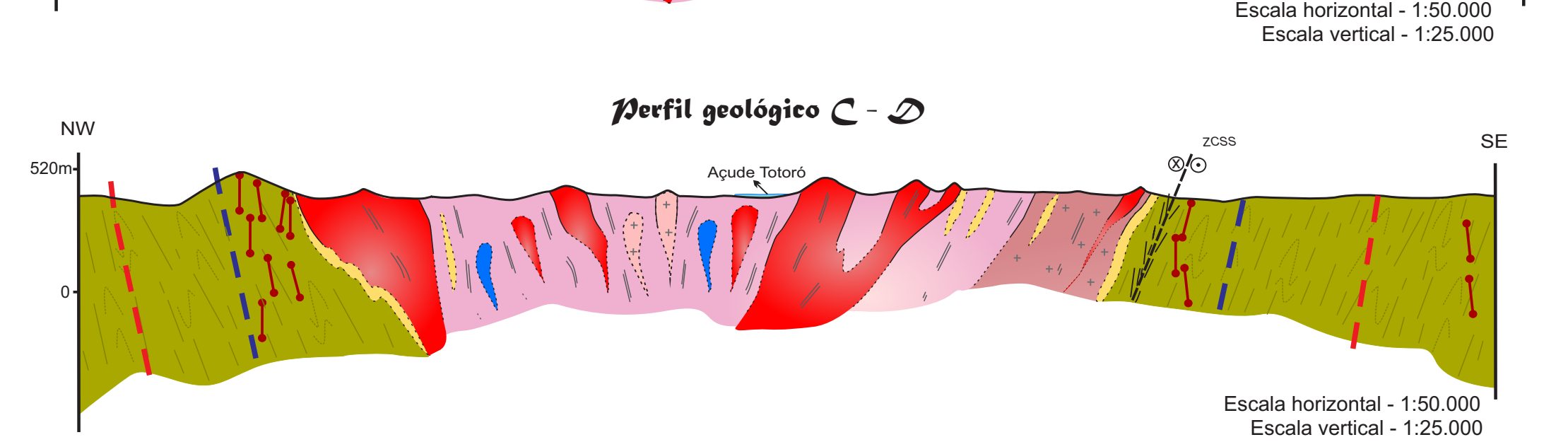
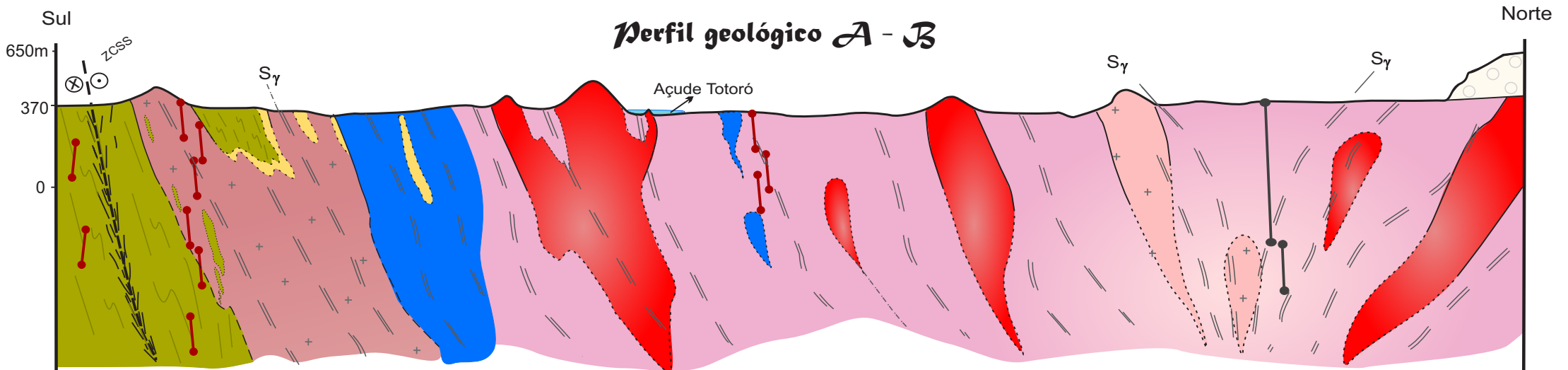
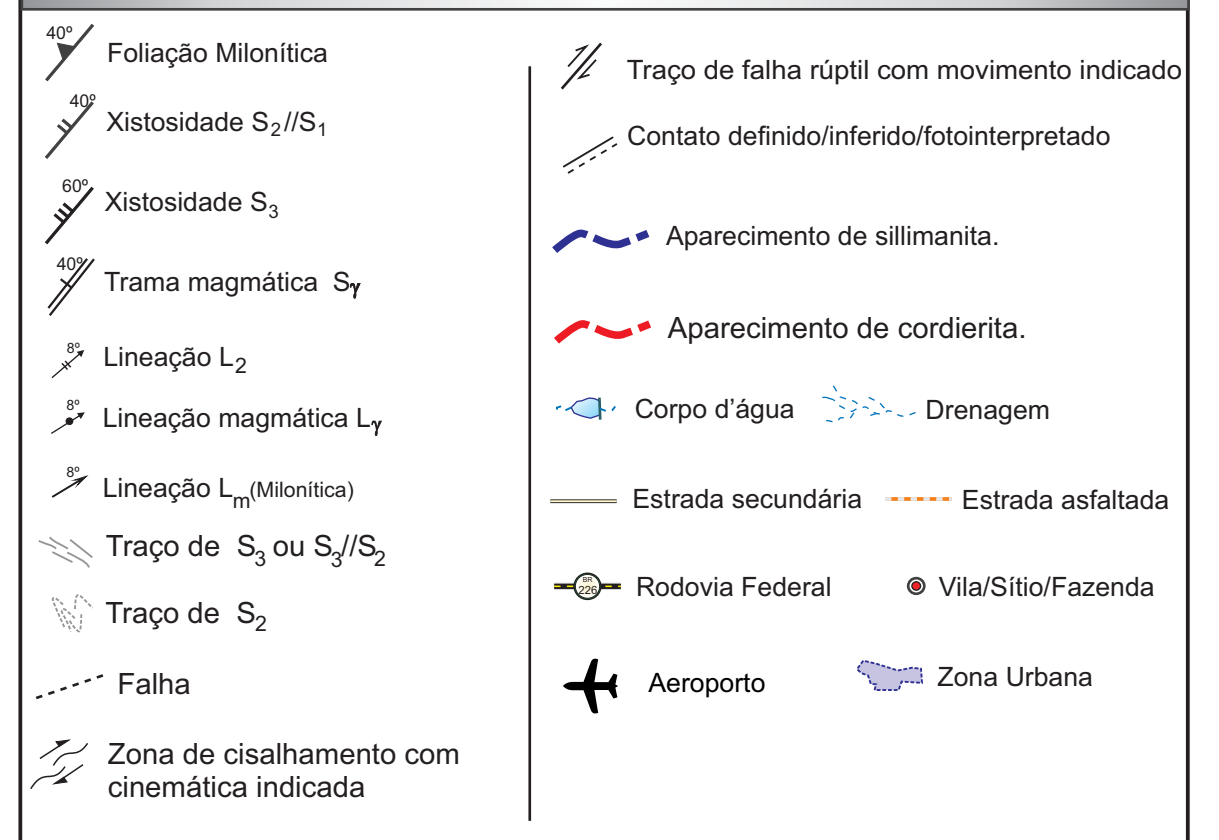
Situação Geológica Regional
(Angelim *et al.*, 2006)



LITOESTRATIGRAFIA



COVENÇÕES ESTRUTURAIS E CARTOGRÁFICAS



Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica & Geofísica
UFRRN
Universidade Federal do Rio Grande do Norte
Centro de Ciências Exatas e da Terra
Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ANEXO 1

MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DO PLUTÃO TOTORÓ (RN)

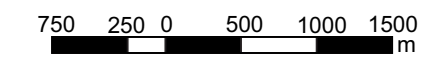
Autor:
Cleber Felix das Chagas

Orientador:
Zorano Sérgio de Souza

Mapa integrado e modificado a partir de DNPM (1998), Angelim *et al.* (2006), Folha Currais Novos (CPRM, 2015). Relatórios da disciplina Geologia de campo III (2011, 2013) do Departamento de Geologia/UFRN, e reinterpretação de imagens de satélite Landsat 7 ETM e fotografias aéreas na escala 1:70.000 (1966).

MAPA DE PONTOS DA ÁREA DO PLUTÃO TOTORÓ (RN)

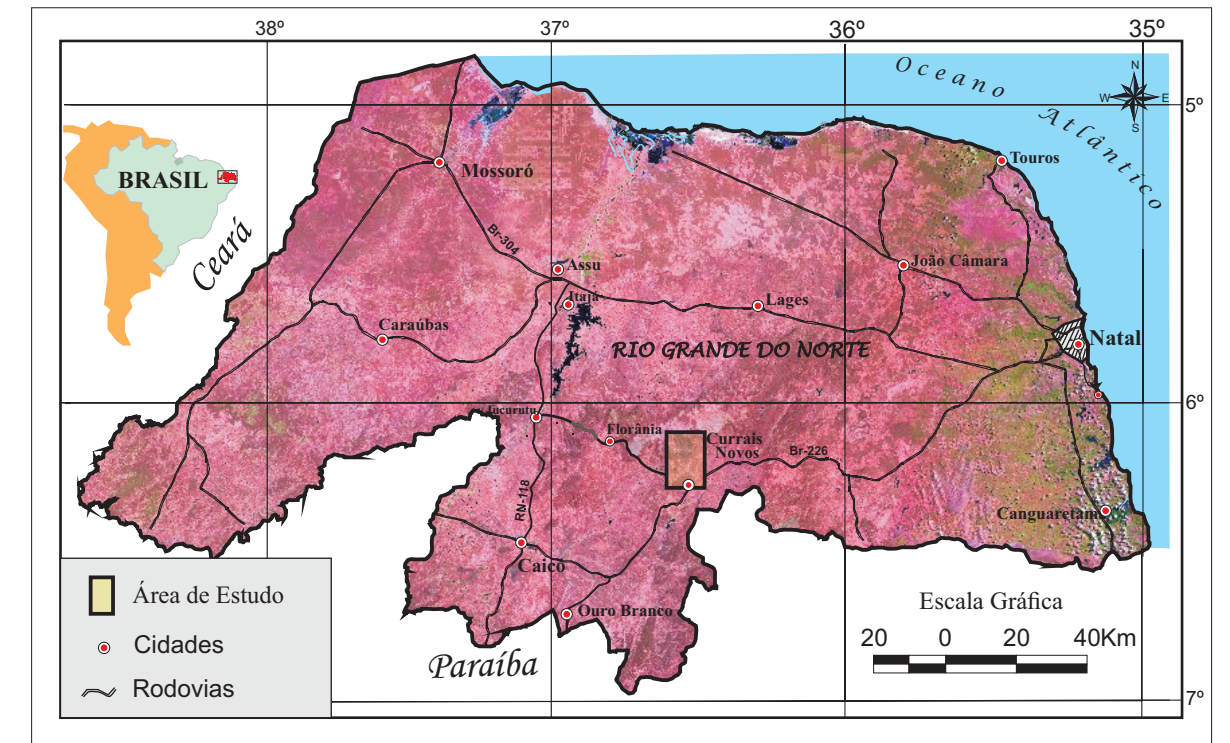
ESCALA: 1:50.000



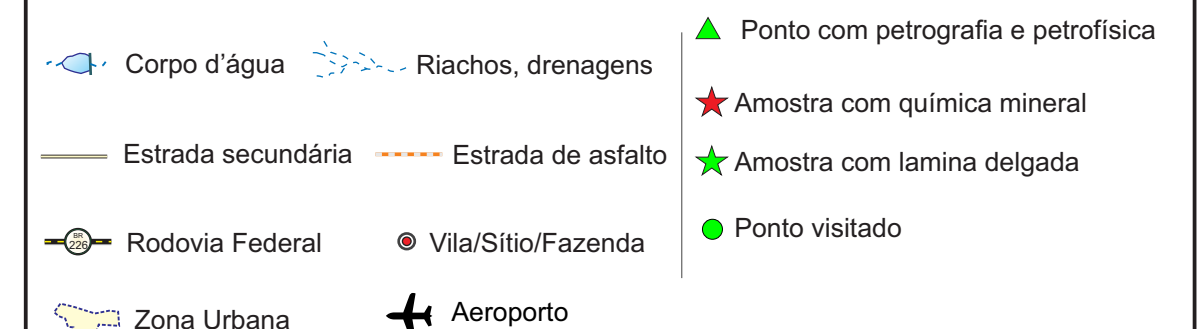
PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

Datum Horizontal: SAD 1969 - Zona 24 S

Mapa de localização



COVENÇÕES CARTOGRÁFICAS



Universidade Federal do Rio Grande do Norte
Centro de Ciências Exatas e da Terra
Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ANEXO 2

MAPA DE PONTOS DA ÁREA DO PLUTÃO TOTORÓ (RN)

Autor:
Cleber Felix das Chagas

Orientador:
Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza

