

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**ESTUDO E MODELAMENTO METAMÓRFICO DE ROCHAS
METAPELÍTICAS DA SEQUÊNCIA JUSCELÂNDIA, GOIÁS**

LUCAS COSTA MEDEIROS

ORIENTADOR: Prof. Dr. RENATO DE MORAES

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO - SP

2022

LUCAS COSTA MEDEIROS

**ESTUDO E MODELAMENTO METAMÓRFICO DE ROCHAS
METAPELÍTICAS DA SEQUÊNCIA JUSCELÂNDIA, GOIÁS**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo
para obtenção do título de Mestre em Geologia

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO - SP

2022

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP

Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:
Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Medeiros, Lucas Costa
ESTUDO E MODELAMENTO METAMÓRFICO DE ROCHAS
METAPELÍTICAS DA SEQUÊNCIA JUSCELÂNDIA, GOIÁS /
Lucas Costa Medeiros; orientador Renato Moraes. --
São Paulo, 2022.
81 p.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação
em Mineralogia e Petrologia) -- Instituto de
Geociências, Universidade de São Paulo, 2022.

1. Sequência Juscelândia. 2. Goiás. 3.
Microestrutural. 4. Termobarometria. I. Moraes,
Renato, orient. II. Título.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTUDO E MODELAMENTO METAMÓRFICO DE ROCHAS
METAPELÍTICAS DA SEQUÊNCIA JUSCELÂNDIA, GOIÁS**

LUCAS COSTA MEDEIROS

ORIENTADOR: Prof. Dr. RENATO DE MORAES

Dissertação de Mestrado

Nº 892

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Renato de Moraes

Dra. Regiane Andrade Fumes

Dr. Wagner Amaral

SÃO PAULO

2022

Dedico este trabalho primeiramente a Deus e aos meus pais João Vicente Medeiros e Dilva Medeiros pelo amor, esforço, apoio e incentivo nesta e em tantas outras caminhadas.

AGRADECIMENTOS

À Deus, por sempre estar comigo, protegendo e guiando meus caminhos.

A toda minha família, em especial aos meus pais João Vicente Serrão Medeiros e Dilva Costa Medeiros, pelo carinho, amor, educação e apoio.

Ao meu orientador Dr. Renato de Moraes pela amizade, orientação, ensinamentos e, principalmente, por não ter desistido de mim, mesmo com toda a situação caótica que a pandemia proporcionou aos nossos planejamentos, motivações e desenvolvimento da pesquisa. Agradeço demais pelos conselhos de enorme contribuição acadêmica e de vida.

Aos meus amigos da época da faculdade, os da escola, os da vida, e em especial meu amigo e irmão Carlos Pureza que esteve comigo esses anos de mestrado, nos bons momentos e nos mais complicados.

À Camila Sandy, pelas palavras, apoio, preocupação e incentivo na vida pessoal, acadêmica e profissional.

Por fim, agradeço a todos que, de alguma forma, me apoiaram e colaboraram para a conclusão deste trabalho. Obrigado!

*Quanto mais eu estudo a natureza, mais eu
fico maravilhado com as obras do Criador. A
ciência me aproxima de Deus.*

Louis Pasteur

Medeiros, L. C. **Estudo e modelamento metamórfico de rochas metapelíticas da Sequência Juscelândia, Complexo Barro Alto, Goiás.** 2022. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

RESUMO

A sequência metavulcanossedimentar Juscelândia é composta por uma variedade de litologias que sofreram influência metamórfica, em específico quanto às rochas sedimentares pelíticas e químicas. O metamorfismo que afetou essas rochas da sequência foi da fácies anfibolito, dentro da zona da sillimanita. As condições de P e T do pico do metamorfismo foram estimadas entre 600 a 680°C e 6,5 kbar com o auxílio de vários métodos termobarométricos. Os critérios texturais e microestruturais indicam que granada, estauroлита, cianita e sillimanita cristalizaram nesta ordem até o ápice do metamorfismo, quando as rochas ao serem exumadas e, sob condições de descompressão, condicionaram a cristalização da cordierita. Isso indica que o metamorfismo seguiu uma trajetória P-T horária, típica de cinturões colisionais. Os aspectos microestruturais identificados através das fases minerais, sugerem um único evento deformacional e metamórfico e evidenciam também a blastese das fases minerais para dois estágios de foliação e geração de cristais em uma fase tardi a pós-cinemática: A foliação em um estágio precoce (Sn-1), definida principalmente pela presença e orientação preferencial das micas (biotita e muscovita) sin-cinemáticas marcam um processo deformacional/metamórfico inicial; E a foliação no estágio subsequente como clivagem de crenulação (Sn), que é definida também pela presença e orientação das micas biotita e muscovita sin-cinemáticas, e marcada por microdobramentos que transpõem a foliação anterior (Sn). Além dos porfiroblastos sin-tectônicos de granada, estauroлита, cianita com suas trilhas de inclusões (Si) e os cristais sin-tectônicos de fibrolita que evidenciam um metamorfismo em desenvolvimento progressivo entre os estágios das foliações.

Palavras-chave: Sequência Juscelândia; Goiás; Microestrutural; Termobarometria.

Medeiros, L. C. **Study and metamorphic modeling of metapelitic rocks from the Juscelândia Sequence, Goiás.** 2022. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

ABSTRACT

The Juscelândia metavolcanosedimentary sequence is composed of a variety of lithologies that have suffered metamorphic influence, specifically regarding pelitic and chemical sedimentary rocks. The metamorphism that affected these sequence rocks was of amphibolite facies, within the sillimanite zone. The P and T conditions of the metamorphism peak were estimated between 600 to 680°C and 6,5 kbar with the aid of several thermobarometric methods. The textural and microstructural criteria indicate that garnet, staurolite, kyanite and sillimanite crystallized in this order until the apex of metamorphism, when the rocks were exhumed and, under decompression conditions, conditioned the crystallization of cordierite. This indicates that the metamorphism followed a clockwise *P-T* trajectory, typical of collision belts. The microstructural aspects identified through the mineral phases suggest a single deformational and metamorphic event and also evidence the blastesis of the mineral phases for two stages of foliation and crystal generation in a late to post-kinematic phase: The foliation in an early stage (Sn-1), defined mainly by the presence and preferential orientation of syn-kinematic micas (biotite and muscovite) that mark an initial deformational/metamorphic process; And the foliation in the subsequent stage as crenulation cleavage (Sn), which is also defined by the presence and orientation of syn-kinematic biotite and muscovite micas, and marked by microfolds that transpose the previous foliation (Sn). Besides the syn-tectonic porphyroblasts of garnet, staurolite, kyanite with their inclusion trails (Si) and the syn-tectonic fibrolite crystals that show a metamorphism in progressive development between the stages of the foliations.

Keywords: Juscelândia Sequence; Goiás; Microstructural; Thermobarometry.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1** - Mapa de localização e acesso a área de estudo. 17
- Figura 2** - Mapa tectônico e localização da área. Compartimentação tectônica proposta por Fuck et al. (2005). 22
- Figura 3** - Mapa geológico e metamórfico da sequência Juscelândia. São mostradas as isógradas da entrada da cianita e da sillimanita e da saída da estauroлита na sequência Juscelândia. A localização das amostras com paragêneses representativas da evolução metamórfica discutida no texto. Extraído e adaptado de Moraes e Fuck (1999). 26
- Figura 4** - A) Cordierita envolvendo as outras fases da amostra, em destaque um porfiroblasto de granada; B) Aspecto geral da foliação, definida por lamelas de biotita; C) Porfiroblasto de Granada e contato retilíneo com biotita; D) Cristal de cianita e biotita envolta por cordierita. 39
- Figura 5** - A) Porfiroblasto de granada com inclusão de clorita no núcleo; B) Aspecto geral dos porfiroblastos de granada, estauroлита e domínios de biotita; C) Porfiroblasto de granada com foliação interna crenulada; D) Aspecto geral da foliação Sn; E) Fases em equilíbrios representadas por granada, estauroлита e biotita. 42
- Figura 6** - A) Porfiroblasto de granada tardi a pós cinemático; B) Aspecto da orientação dos cristais de biotita nas foliações Sn-1 e Sn; C) Porfiroblasto de granada tardi a pós cinemático; D) Aspecto geral da rocha crenulada, com destaque para Sn-1 sendo transposta por Sn. 44
- Figura 7** - A) Aspecto geral do arranjo dos cristais e evidente foliação protomilonítica. B) Fotomicrografia com nicóis cruzados evidenciando cristais de muscovita e quartzo. C) Fotomicrografia com nicóis paralelos evidenciando a foliação e orientação preferencial dos cristais de biotita. D) Cristais de granada levemente rotacionados e com sombras de pressão ao entorno. E) Relações de contato entre estauroлита, granada e biotita. 46
- Figura 8** - A) Porfiroblasto de granada com fibrolita associada nas bordas; B) Aspecto geral da associação entre biotita, fibrolita e granada, C) Porfiroblasto de granada em

relação de desequilíbrio; D) Domínio de fibrolita em porções da amostra com crescimento sobre muscovita; E) Sobrecrescimento de fibrolita em muscovita e biotita.
.....48

Figura 9 - Pseudosseção da amostra RM106, com sistema químico adotado: NCKFMASHTO. O polígono em destaque (vermelho) representa a paragênese do pico metamórfico.....62

Figura 10 - Isopletras composicionais da amostra RM 106 de XAlm da Granada e XAn do Plagioclásio.....63

Figura 11 - Pseudosseção da amostra F29-128, com sistema químico adotado: NCKFMASHTO. O polígono em destaque (vermelho) representa a paragênese do pico metamórfico. A seta curvada em destaque (azul) representa a trajetória horária P-T.....65

Figura 12 - Isopletras composicionais da amostra F29-128 de XAlm da Granada e XAn do Plagioclásio. Linhas em destaque esverdeadas representam os valores composicionais correspondentes aos campos das paragêneses (39,7 para XAn e 0,76 a 0,75 para XAlm).66

Figura 13 - Pseudosseção da amostra RM-75, com sistema químico adotado: NCKFMASHTO. O polígono em destaque (vermelho) representa a paragênese do pico metamórfico. A seta curvada em destaque (azul) representa a trajetória horária P-T.....68

Figura 14 - Isopletras composicionais da amostra RM 75 de XAlm da Granada e XAn do Plagioclásio. Linhas em destaque esverdeadas representam os valores composicionais correspondentes aos campos das paragêneses (44,6 a 48,4 para XAn e 0,74 a 0,76 para XAlm).69

LISTA DE QUADROS E TABELAS

Tabela 1 - Identificação das amostras analisadas.	54
Tabela 2 - Dados da análise representativa de contagem modal e percentual feita na amostra RM 75.	54
Tabela 3 - Dados da análise representativa de contagem modal e percentual feita na amostra RM 106.	55
Tabela 4 - Dados da análise representativa de contagem modal e percentual feita na amostra F 29-128.	55
Tabela 5 - Dados construídos de composições em rocha total dos xistos da Sequência Juscelândia.	56

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	15
1.1 Apresentação	15
1.2 Localização e Acesso a Área	16
1.3 Justificativa	16
1.4 Objetivos do Estudo	18
1.5 Atividades e Métodos Analíticos.....	18
1.5.1 Pesquisa bibliográfica	18
1.5.2 Análises petrográficas	19
1.5.3 Análise química de rocha total / contagem modal.....	19
1.5.4 Confecção cartográfica	19
1.5.5 Confecção das pseudosseções	20
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	21
2.1 Litoestratigrafia	23
2.1.1 Embasamento.....	23
2.1.2 Complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava	23
2.1.3 Unidades litológicas da região de Juscelândia-Cafelândia	24
<i>2.1.3.1 Sequência Granulítica Serra de Santa Bárbara.....</i>	<i>25</i>
<i>2.1.3.2 Sequência Gabro-Anortosítica Serra da Malacacheta.....</i>	<i>26</i>
<i>2.1.3.3 Sequência Vulcanossedimentar Juscelândia</i>	<i>28</i>

2.2	Conhecimento do Metamorfismo da Sequência Juscelândia	30
2.3	Geologia Estrutural da Sequência Juscelândia	32
2.3.1	As fases Fn-1 e Fn	34
2.3.1.1	<i>A Fase Fn-1</i>	34
2.3.1.2	<i>A Fase Fn</i>	34
2.3.2	As fases Fn+1 e Fn+2	35
2.3.3	Falhas e zonas de cisalhamento	35
3	PETROGRAFIA DOS XISTOS PELÍTICOS DA SEQUÊNCIA JUSCELÂNDIA	36
3.1	Sillimanita/Cianita-Estauroлита-Plagioclásio-Granada-Biotita Xisto com Cordierita	36
3.2	Sillimanita-Plagioclásio-Granada-Estauroлита Micaxisto	40
3.3	Plagioclásio-Muscovita-Granada-Biotita Xisto	41
3.4	Estauroлита-Plagioclásio-Granada Micaxisto	44
3.5	Plagioclásio-Sillimanita-Granada Micaxisto	46
4	ANÁLISE MICROESTRUTURAL E MICROTTECTÔNICA	49
4.1	Microestruturas Indicativas da Relação Temporal entre Blastese e Deformação	49
4.1.1	Evidências de cristalização sin-cinemática	49
4.1.1.1	<i>Biotita</i>	50
4.1.1.2	<i>Granada</i>	50
4.1.1.3	<i>Estauroлита</i>	51
4.1.1.4	<i>Cianita e Fibrolita</i>	51
4.1.2	Evidências de cristalização tardi a pós-cinemática	51

4.1.2.1 <i>Granada</i>	51
4.1.2.2 <i>Cordierita</i>	52
4.2 Integração da Análise Microestrutural e Microtectônica	52
5 QUÍMICA MINERAL	54
5.1 Contagem Modal	54
5.2 Composição Rocha Total	55
6 METAMORFISMO DOS XISTOS DA SEQUÊNCIA JUSCELÂNDIA.....	57
6.1 Reações Metamórficas e Paragêneses Mineralis	57
6.2.1 Pseudosseções	59
6.2.2 Cálculo da pseudosseção	59
6.2.3 Pseudosseções para os xistos pelíticos da Sequência Juscelândia	60
6.3 Condições de P e T do Metamorfismo	70
7 DISCUSSÃO.....	71
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	73
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	75

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

A presente pesquisa “Estudo e modelamento metamórfico de rochas metapelíticas da Sequência Juscelândia, Goiás” faz referência ao estudo geológico da Sequência Juscelândia, através de análises petrográficas e o modelamento da evolução metamórfica, visando um melhor entendimento da evolução crustal da região.

A Petrologia Metamórfica contou com grande evolução nos últimos tempos, trabalhos pioneiros como de Thompson & England (1984), Powell & Holland (1990) trouxeram grande avanço para modelagem das trajetórias P - T - t de terrenos metamórficos, em que há processo conta com o modelamento matemático da interação e influência e dos parâmetros envolvidos na gênese e evolução do metamorfismo, tais como, velocidade de soterramento, taxa de erosão produção e fluxo de calor, em distintos ambientes tectônicos, como zonas de colisão continental ou de subducção.

Os avanços significativos no estudo do metamorfismo têm o surgimento concernente aos bancos de dados termodinâmicos internamente consistentes acoplados a programas como *THERMOCALC* (Holland & Powell, 1998) ou *Perple_X* (Connolly 1990), que permitem calcular as condições P - T e grades petrogenéticas em diversos sistemas químicos e pseudosseções (Powell *et al.*, 2005). O modelamento da evolução metamórfica é dinâmico, sendo que a interpretação textural feita em conjunto com pseudosseções torna-se ferramenta muito eficaz e importante, permitindo o traçado de trajetórias P - T complexas (Johnson & Brown, 2004).

Haja vista que o desenvolvimento de técnicas mais aprimoradas, que vem possibilitando a determinação e caracterização com maior precisão das condições P - T do pico metamórfico, caminhamentos P - T , sua relação com o tempo, além do cálculo de grades petrogenéticas e pseudosseções (grades calculadas para composições específicas). Há então uma melhor viabilização do estudo e o entendimento do contexto metamórfico de forma mais completa, precisa e dinâmica.

A aplicação dessas técnicas em terrenos com rochas das fácies anfíbolito, geram resultados interessantes e satisfatórios e que ajudam no estabelecimento da

evolução tectono-metamórfica. As rochas da Sequência vulcanossedimentar Juscelândia, em conjunto às sequências Indaianópolis (ou Coitezeiro) e Palmeirópolis, fazem parte de uma faixa metamórfica que recobre tectonicamente as rochas máfico-ultramáficas dos complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, respectivamente (Danni *et al.* 1982). Desde os trabalhos pioneiros de mapeamento e caracterização da sequência Juscelândia de Fuck *et al.* (1981), Danni *et al.* (1984) e Moraes (1992), já havia sido reconhecido que tais rochas foram afetadas por metamorfismo nas condições de fácies anfíbolito. Essas rochas serão o alvo do estudo, que apresenta investigação atualizada. Embora tenha ocorrido um avanço no conhecimento nos últimos anos, esta ainda permanece sendo alvo da extração de informações mais detalhadas quando se trata dos aspectos microestruturais e da evolução do metamorfismo. Tendo em vista isso, essa dissertação tem como finalidade principal contribuir com o contexto metamórfico da região através do modelamento do metamorfismo com uso de pseudosseções.

1.2 Localização e Acesso a Área

A área de estudo localiza-se na porção setentrional do Estado de Goiás, em que as rochas da sequência Juscelândia estão expostas próximas da localidade homônima, entre as cidades de Juscelândia, Cafelândia e Santa Rita do Novo Destino (Figura 1). Na Serra do João Baiano é onde estão as melhores exposições das rochas. Algumas amostras são de testemunhos de sondagem de furos feitos pela Companhia Anglo América, nas décadas de 1980 e 1990 e doadas à Renato de Moraes para estudo de seu doutorado e parte delas foram aqui reutilizadas.

1.3 Justificativa

O Complexo Barro Alto, mais especificamente a Sequência Juscelândia sob aspecto regional contém pesquisas de contexto metamórfico de diferentes enfoques, portanto, os estudos do metamorfismo vêm sempre a calhar na complementação e atualização de trabalhos anteriores. O conhecimento avançado e aprofundado dessa importante unidade geotectônica sob o ponto de vista estrutural-tectônico, litoestratigráfico, geocronológico, metalogenético e das petrologias ígnea e metamórfica apresentam sempre contribuições significativas no entendimento geológico da região. Nesse sentido, a importância do presente trabalho está em

caracterização das condições metamórficas dos metapelitos da Sequência Juscelândia, visando um melhor entendimento da evolução crustal da mesma.

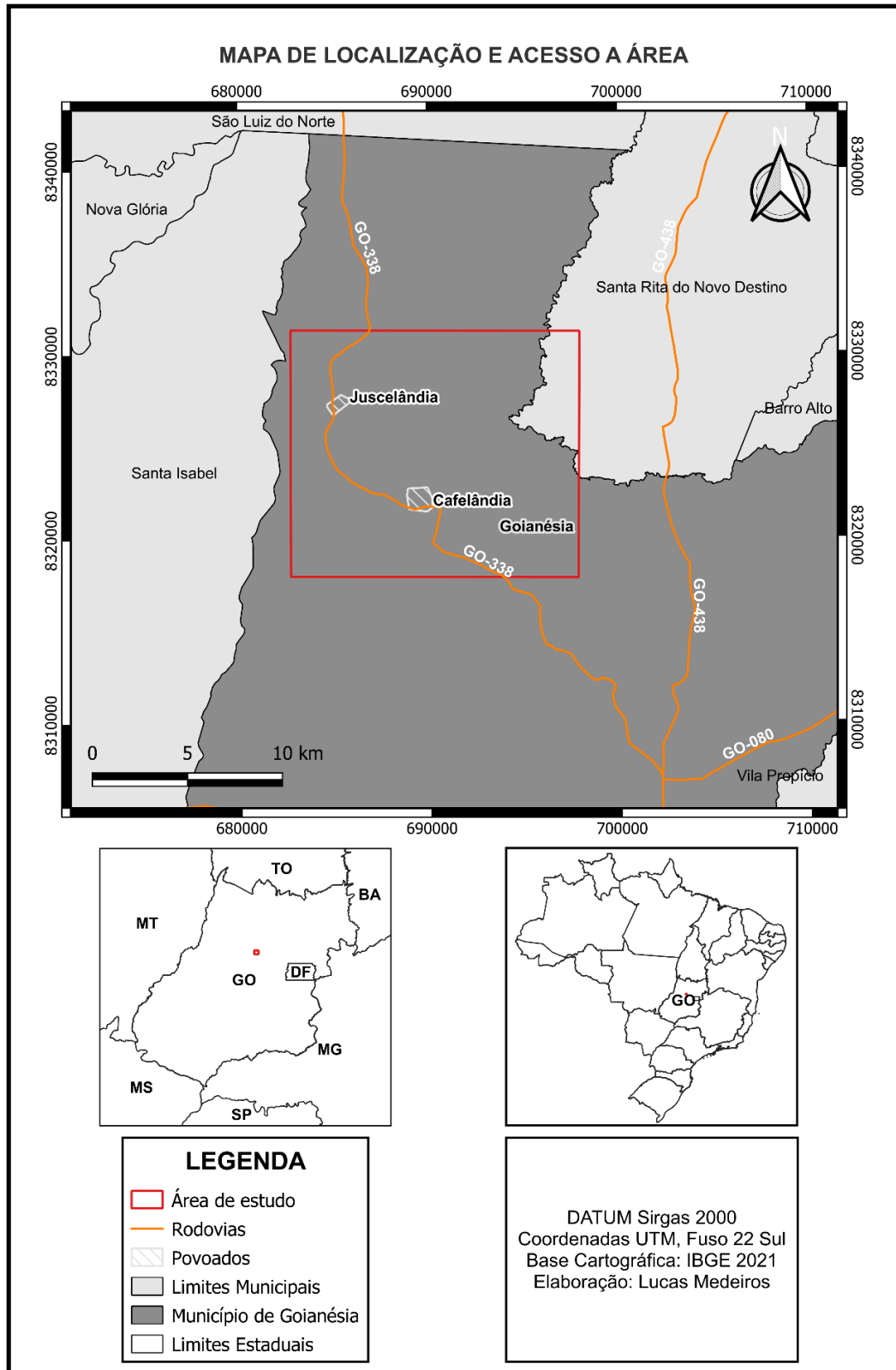


Figura 1 - Mapa de localização e acesso a área de estudo.

1.4 Objetivos do Estudo

Nesse sentido, o objetivo principal do presente trabalho está em caracterizar as condições metamórficas dos metapelitos da Sequência Juscelândia, contribuindo no entendimento da evolução crustal da mesma.

Com isso, o trabalho vem a realizar análises petrográficas em uma seleção de amostras de rochas pelíticas, envolvendo a definição de feições microtectônicas, as fases minerais metamórficas, associações e as relações de equilíbrio ou desequilíbrio, de maneira a obter de forma detalhada dados sobre os processos e transformações metamórficas e respectivas interpretações. Modelar o metamorfismo dos metapelitos da Sequência Juscelândia, utilizando-se do *Perple_X* (Connolly 1990), para o cálculo das condições e trajetória *P-T* dessas rochas, grades petrogenéticas e determinação de pseudosseções. Além de por fim, correlacionar a interpretação dos dados e resultados da evolução metamórfica com a deformação.

1.5 Atividades e Métodos Analíticos

Na pesquisa, foram realizadas análises sobre o metamorfismo, contribuindo com a caracterização das transformações/processos e as condições metamórficas que atingiram essa sequência vulcanossedimentar na área de estudo. Utilizando um enfoque petrológico, compreendendo detalhes quanto aos aspectos texturais-microestruturais e mineralógicos de uma seleção de amostras rochosas de composição pelítica.

As etapas analíticas que foram desenvolvidas nessa pesquisa estão citadas a seguir.

1.5.1 Pesquisa bibliográfica

Para a devida execução deste trabalho foi feita ampla pesquisa bibliográfica, envolvendo o levantamento de informações sobre o conhecimento geológico do Complexo Barro Alto e mais em específico da Sequência Juscelândia e sua história evolutiva. No que diz respeito à geologia regional, aspectos do metamorfismo e microestrutural característicos na região, assim como conhecimentos geológicos e métodos para modelamento metamórfico aplicados neste atual trabalho, artigos base como os de Moraes & Fuck (1994), Moraes & Fuck (1999), Moraes *et al.* (2006) e

Santos *et al.* (2019), foram de suma importância para o desenvolvimento e conclusão dos objetivos deste estudo.

1.5.2 Análises petrográficas

Consistiram na descrição de seções delgadas e contagem modal (Hutchison 1974) das amostras de rochas de composição pelítica, referentes à coleção particular do Prof. Renato de Moraes de pesquisas realizadas em anos anteriores na região, para então serem aproveitadas no presente trabalho.

Sendo assim, as análises procuravam caracterizar componentes mineralógicos microestruturais principais dos xistos identificados, além de estabelecer as relações texturais, as principais paragêneses minerais, suas relações com as feições estruturais, classificações petrológicas, estimativas de P-T quanto ao grau metamórfico e selecionar as melhores amostras para estudos termobarométricos. Para estas finalidades, foram utilizados livros textos como Passchier & Trouw (1996).

1.5.3 Análise química de rocha total / contagem modal

Não foi possível fazer química de rocha total, já que, em virtude da pandemia, não foi possível fazer trabalho de campo e coletar amostras. Aqui em São Paulo, não há amostras de mão dos pelitos estudados, apenas lâminas. A composição das rochas foi então construída. Para cada lâmina foi feita contagem modal, entre 800 a 1100 pontos. A média modal de cada mineral foi feita, multiplicada pela densidade do mesmo. Esse valor, de cada mineral, foi multiplicado pela composição em porcentagem peso de cada óxido de sua composição, dados extraídos de Moraes (1997). Depois, o valor foi normalizado a 100% e convertido em proporção molecular, para o cálculo das pseudosseções. Procedimentos e métodos tais como feitos por Ricardo *et al.* 2020.

1.5.4 Confeção cartográfica

Nesta etapa, com base nas descrições petrográficas foi adaptado um mapa geológico da região de Juscelândia, considerando o já existente publicado em Moraes (1992). Bases cartográficas e detalhes ilustrativos foram confeccionados e refinados no software *QGis* e *CorelDraw*.

1.5.5 Confeção das pseudosseções

Com posse dos valores químicos de rocha total (contagem modal) e dos minerais e utilizando o programa e *Perple_X* (Connolly 1990), foram construídas pseudosseções *P-T* nos sistemas NCKFMASHTO, com os campos de estabilidade das paragêneses observadas e a variação de XFe, em granada e estauroлита e XAn em plagioclásio.

Na construção das pseudosseções foram usados específicos modelos de atividade onde: para granada, estauroлита, mica branca, biotita foram usados os modelos de atividade de White *et al.*, 2014, enquanto que para plagioclásio, de Holland *et al.*, 2003; quartzo, rutilo, polimorfos de Al_2SiO_5 são considerados fases puras. O fluido é considerado constituído apenas por H₂O.

Os dados das pseudosseções são combinados com os dados de química e dados texturais para o melhor entendimento da evolução do metamorfismo.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região central do país é constituída por um grande cinturão de dobramentos denominado por Almeida *et al.*, (1977), como Província Tocantins. Perfazendo-se desde o norte do estado de Tocantins até Goiás, onde se subdivide nas direções sudeste e sudoeste, seguindo para Minas Gerais e Mato Grosso – Mato Grosso do Sul, respectivamente. A unidade Neoproterozóica teve sua gênese a partir da colagem de três blocos cratônicos, Amazonas, São Francisco-Congo e Paranapanema, sendo o último o embasamento da Bacia do Paraná (Mantovani & Brito Neves, 2005 e Mantovani *et al.*, 2005). A Província Tocantins é compartimentada em três faixas de dobramentos: (1): Araguaia - porção norte; (2) Brasília – porção central e sudeste; (3) Paraguai – porção sudoeste (referência).

A Faixa Brasília limita o Cráton do São Francisco à oeste e sul - sudoeste, sendo caracterizada como conjunto de terrenos e *nappes*, com vergência para o Cráton do São Francisco (Marini *et al.*, 1981, Fuck *et al.*, 1994, Dardenne 2000).

Além disso, a Faixa Brasília possui aproximadamente 1200 km de comprimento por 300 km de largura (Uhlein *et al.*, 2012), e apresenta uma evolução complexa e possivelmente diacrônica (Figura 2). A porção meridional advém da interação entre os Crátons do São Francisco e Paranapanema. A porção setentrional, por sua vez, registra a interação entre os Crátons do São Francisco e Amazônico. Neste processo orogênico, ocorreu ainda o envolvimento de outras unidades tectônicas, como o Maciço de Goiás, arcos magmáticos neoproterozóicos e sequências sedimentares meso-neoproterozóicas (Fuck *et al.*, 1994, 2017).

A Faixa Brasília Norte é subdividida com base em um zoneamento tectônico sugerido por Fuck *et al.* (1994, 2017), Pimentel *et al.* (2000), Dardenne (2000) e Valeriano *et al.* (2008):

- I. **Zona de Antepaís** que inclui sequências sedimentares autóctones ou parautóctones neoproterozoicas (grupos São João Del Rei, Carandaí e Bambuí).
- II. **Zona Externa** que engloba terrenos granito-*greenstone* Paleoproterozoicos (Terreno granito-*greenstone* de Almas-Dianópolis), sequências de riftemarinhas paleo-mesoproterozoicas (grupos Araí e Paranoá), sequências

metassedimentares neo-mesoproterozoicas de margem passiva ou de ambiente indeterminado (Andrelândia, Canastra, Vazante, Ibiá).

- III. **Zona Interna** abarca o Grupo Araxá, a porção oeste do Grupo Andrelândia e as rochas máficas toleíticas associadas, complexos ofiolíticos, fragmentos de embasamento, leucogranitos sin-colisionais e complexos neoproterozoicos de alto grau metamórfico (Anápolis-Itauçu, Socorro-Guaxupé).
- IV. **Maciço de Goiás** inclui complexos granito-gnaissicos arqueanos, seqüências meta-vulcanossedimentares e greenstone belts paleoproterozoicos, seqüências meta-vulcanossedimentares mesoproterozoicas (Juscelândia, Palmeirópolis, Indaianópolis), complexos mafico-ultramafico acamadados meso a neoproterozoicos, Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava.
- V. **Arco Magmático de Goiás** contém rochas metassedimentares, metavulcânicas, granitos e ortognaisses neoproterozoicos juvenis.

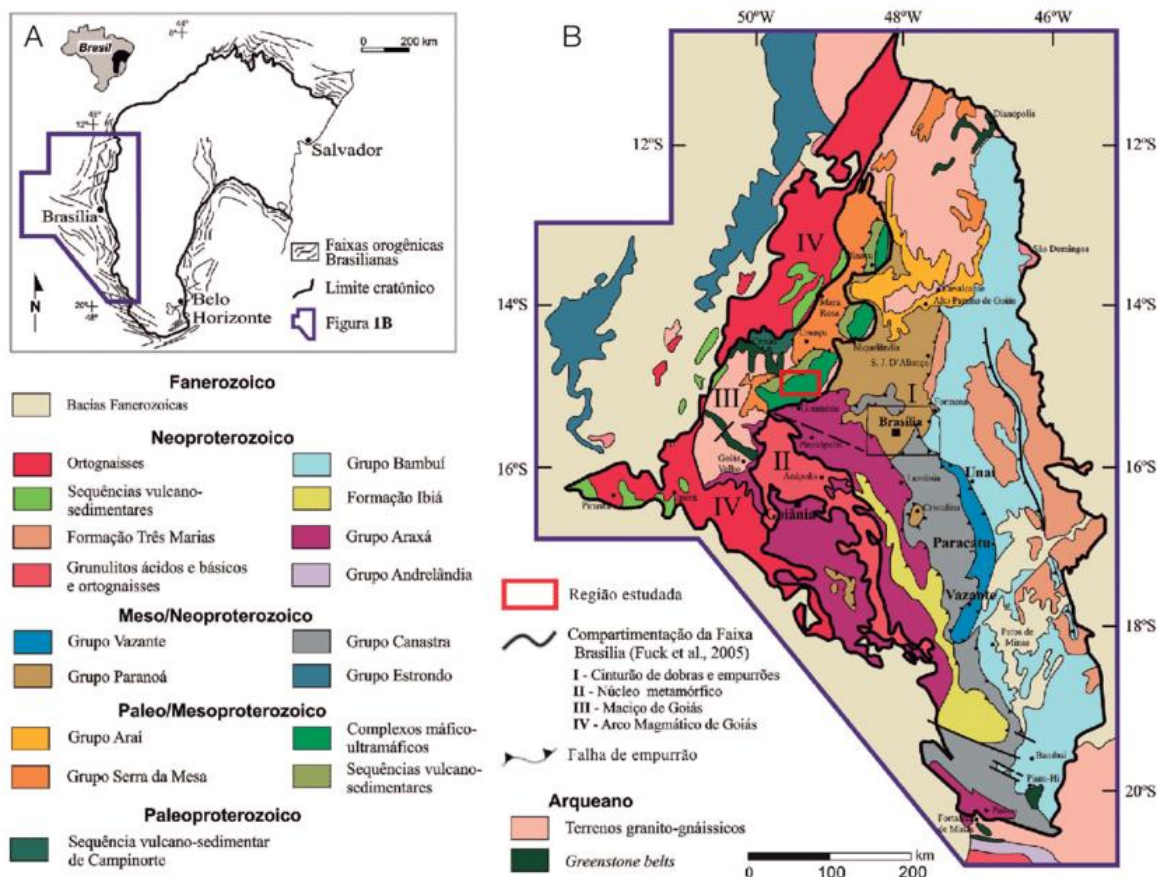


Figura 2 - Mapa tectônico e localização da área. Compartimentação tectônica proposta por Fuck et al. (2005).

O Complexo Barro Alto, posicionado na porção central do estado de Goiás, exibe a forma de um "bumerangue", com um segmento de direção NE e outro de direção EW, e que ao todo apresenta uma extensão aproximada de 150 km. Junto com os complexos Cana Brava e Niquelândia, o Complexo Barro Alto faz parte de uma extensa faixa descontínua de rochas de médio a alto grau metamórfico, que representa a borda oriental do Maciço de Goiás (Fuck *et al.*, 1994).

Junto às sequências Coitezeiro (Brod & Jost 1991, 1994) e Palmeirópolis (Araújo 1986, Araújo *et al.* 1995), a sequência Juscelândia compreende uma faixa de rochas metavulcanossedimentares dispostas, respectivamente, sobre os complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava. Tal agrupamento geológico pertence à Faixa Brasília, que ocupa a porção oriental da Província Tocantins, entre os crátons do São Francisco e Amazônico.

2.1 Litoestratigrafia

As rochas da região em questão sofreram o metamorfismo e a deformação do Ciclo Brasileiro, possuindo sua vergência para o Cráton do São Francisco (Marini *et al.* 1984). A seguinte compartimentação pode ser reconhecida na região (Fuck *et al.* 1994):

2.1.1 Embasamento

Os terrenos arqueanos tipo granito-*greenstone* constituem as rochas mais antigas da província, podendo ser consideradas como parte do embasamento da Faixa Brasília. A associação litológica foi afetada com intensidade diversa pela deformação e o metamorfismo brasileiro.

2.1.2 Complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava

Os três complexos possuem estratigrafia semelhante. A porção basal é representada por rochas acamadadas granulitizadas, as quais estão em contato tectônico com as rochas do embasamento granito-gnáissico através de falhas inversas (Fuck *et al.* 1981, Ferreira Filho & Naldret 1991, Correia 1994). Os granulitos são sobrepostos pelas sequências gabro-anortosíticas Serra da Malacacheta, no Complexo Barro Alto, e Serra dos Borges, no Complexo Niquelândia (Fuck *et al.* 1981,

Danni & Leonardos 1980). Rochas similares são encontradas no Complexo Cana Brava (Ribeiro Filho & Teixeira 1981).

Às rochas gabro-anortosíticas sobrepõem-se sequências vulcano-sedimentares. Sobre a sequência Serra da Malacacheta expõe-se a sequência Juscelândia reconhecida originalmente na região de Goianésia (Fuck *et al.* 1981), de onde se estende até Ceres-Rubiataba (Danni *et al.* 1984). A oeste da sequência Serra dos Borges e dela separada por uma extensa zona de cisalhamento dextral dispõe-se a sequência Coitezeiro (Brod 1988), originalmente definida como Indaianópolis (Danni & Leonardos 1980). No Complexo Cana Brava a sequência vulcanossedimentar foi denominada de Palmeirópolis (Ribeiro Filho & Teixeira 1981, Araújo 1986).

2.1.3 Unidades litológicas da região de Juscelândia-Cafelândia

Fuck *et al.* (1981), Moraes (1992), Moraes & Fuck (1994) ao mapearem a área de estudo determinaram que as rochas metamórficas aflorantes são derivadas de protolitos plutônicos, vulcânicos e sedimentares. As distintas unidades litológicas estão posicionadas em faixas ou extensos corpos lenticulares de direção geral EW.

Considerando uma seção de sul para norte, é possível reconhecer uma sucessão geológica composta por três sequências litológicas (Figura 3):

1. Rochas granulíticas dispostas em uma faixa, pertencentes à Sequência Granulítica Serra de Santa Bárbara;
2. Uma faixa de anfibolitos bandados, pertencentes à Sequência Gabro-Anortosítica Serra da Malacacheta. Estando incluso também um corpo lenticular exposto de gnaiss granulítico;
3. A Sequência Juscelândia, caracterizada pela ocorrência de: (i) uma faixa de granada anfibolito com metacherte; (ii) um biotita gnaiss granítico cortado por diques de anfibolito fino; (iii) uma faixa de biotita-muscovita gnaiss e xisto feldspático; (iv) e por uma faixa de granada micaxisto, com intercalações de xisto feldspático e anfibolitos finos.

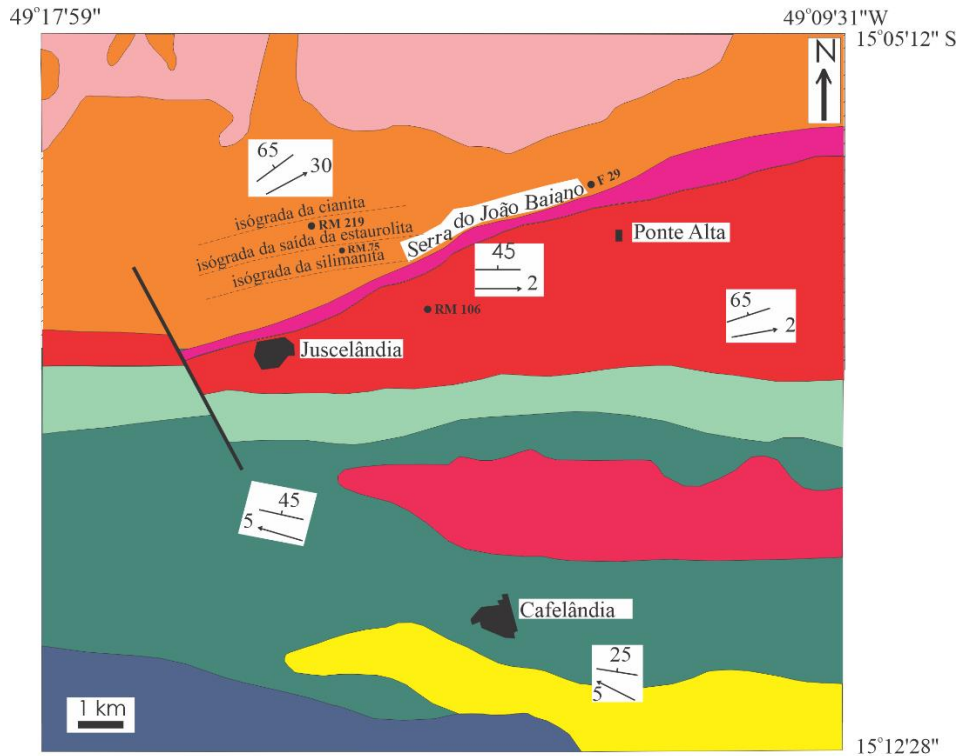
Essas rochas metamórficas definem um conjunto de unidades litodêmicas, e são caracterizadas pelo grau metamórfico de médio a alto, por terem sofrido intensa

recristalização metamórfica e a foliação milonítica obliterarem as relações de contato e os indicadores estratigráficos (Moraes & Fuck, 1994).

2.1.3.1 Sequência Granulítica Serra de Santa Bárbara

Na área de estudo a sequência é representada por granulitos félsicos de composição charnoenderbítica a enderbítica, com proporções variáveis de plagioclásio, ortoclásio, quartzo, ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda; biotita, granada, ilmenita, rutilo, zircão e apatita completam a mineralogia. A granulometria é média a grossa, com a textura variando de granoblástica foliada a protomilonítica. Xenólitos das mais variadas composições são observados nessas rochas, predominando fragmentos arredondados de granulito máfico fino, composto de plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, granada e quartzo. No Sul, os granulitos félsicos cedem lugar aos granulitos máficos acamadados, que correspondem aos litotipos mais comuns da sequência (Fuck *et al.* 1981, Danni *et al.* 1984, Oliveira & Jost 1992).

A Norte, os granulitos félsicos são sucedidos por uma faixa de sillimanita-granada quartzito. Granada constitui mais de 30% da composição modal da rocha. Os aluminossilicatos, sillimanita e cianita, aparecem em proporções reduzidas; em alguns afloramentos a sillimanita pode atingir mais de 10 cm (Moraes & Fuck, 1994).



Legenda




	cobertura laterítica		Seqüência Serra da Malacacheta
	Seqüência vulcanossedimentar Juscelândia		granada anfibolito bandado (Anfibolito Cafelândia)
	estaurolita-granada micaxisto com cianita/sillimanita, com intercalações de granada anfibolito e metacherte		gnaiss granulítico com xenólitos de rochas básicas
	biotita-muscovita gnaiss com intercalações de granada anfibolito		Seqüência granulítica Serra de Santa Bárbara
	biotita gnaiss granítico cortado por diques de granada anfibolito		silimanita-granada quartzito e granada granulitos fêlsicos e máficos
	granada anfibolito com metacherte		granada gnaiss enderbítico, charno-enderbítico e metagabro-norito
	foliação		contato geológico
	lineação de estiramento mineral		falha

Figura 3 - Mapa geológico e metamórfico da seqüência Juscelândia. São mostradas as isógradas da entrada da cianita e da sillimanita e da saída da estaurolita na seqüência Juscelândia. A localização das amostras com paragêneses representativas da evolução metamórfica discutida no texto. Extraído e adaptado de Moraes e Fuck (1999).

2.1.3.2 Seqüência Gabro-Anortosítica Serra da Malacacheta

Na porção centro-sul da área de estudo, granada anfibolitos bandados estão expostos (Fuck *et al.* 1981, Moraes 1992). A leste, os anfibolitos dão lugar a um conjunto de rochas plutônicas acamadadas, com olivina gabros coroníticos, troctolitos e anortositos (Fuck *et al.* 1981).

Moraes & Fuck (1994) descrevem os anfibolitos em questão com granulação média, cor verde escura a preta e bandamento composicional centimétrico a decimétrico. As bandas são descontínuas e boudinadas, por vezes apresentando dobras apertadas ou intrafoliais, sem raiz, com a foliação principal em posição plano axial. A rocha é constituída por hornblenda e plagioclásio; quartzo, clinopiroxênio e granada podem estar presentes. Os acessórios são ilmenita, magnetita, titanita, apatita e zircão. Cristais de ortopiroxênio são encontrados em alguns afloramentos; em geral, são alongados, apresentam lamelas de exsolução e *kink bands*.

Moraes & Fuck (1994) postulam ainda que essas feições são semelhantes aos remanescentes ígneos dos granulitos máficos da sequência Serra de Santa Bárbara, e, por isso, interpretados como reliquiares. Os anfibolitos bandados expostos entre os sillimanita-granada quartzitos e os granulitos a sudoeste de Cafelândia (Figura 1), contem ortopiroxênio em cristais equidimensionais, límpidos e com junções tríplices típicas de grãos metamórficos. Clinozoisita, epidoto, carbonato, biotita, mica branca, clorita e leucoxênio são minerais oriundos de retrometamorfismo.

A norte de Cafelândia, Moraes & Fuck (1994) apontam também que se expõem um corpo lenticular, com largura aproximada de 2 km e comprimento de cerca de 10 km, constituído por rochas gnáissicas, ricas em xenólitos. O granada-biotita gnaïsse (litotipo predominante) apresenta cor cinza, granulação média a grossa, variando a textura de granoblástica foliada a protomilonítica. Mobilizados de cor rosada são comuns, apresentando fenocristais de feldspato potássico, granada e sillimanita. A mineralogia é constituída por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, granada e sillimanita, aparecendo rutilo, apatita, zircão e opacos como acessórios. Embora raro, a presença de ortopiroxênio indica metamorfismo de fácies granulito.

A composição modal corresponde a enderbita e charnoenderbita. Xenólitos de dimensões métricas a decimétricas são comuns. São constituídos por granulitos máficos, compostos por ortopiroxênio, plagioclásio, clinopiroxênio, granada e quartzo. Xenólitos de sillimanita-granada micaxisto foram observados. As feições texturais e mineralógicas do gnaïsse, aliadas à presença de xenólitos, indicam que se trata de metamorfito derivado de material plutônico. Os contatos com os anfibolitos bandados são paralelos à foliação principal, não tendo sido possível comprovar sua natureza intrusiva original (Moraes & Fuck, 1994).

Em trabalhos recentes, a possibilidade de que o chamado anfíbolito Cafelândia, que domina a unidade entre Juscelândia e Cafelândia, possa corresponder à base da sequência Juscelândia, sendo o bandamento gerado por combinação de deformação, metamorfismo e fusão parcial, com aumento das condições *P-T* para sul (Lima, 2011).

2.1.3.3 Sequência Vulcanossedimentar Juscelândia

Os anfíbolitos finos de acordo com Moraes & Fuck (1994) constituem a base da sequência Juscelândia. Em virtude da falta de afloramentos representativos, os autores não conseguiram definir a natureza do seu contato com os anfíbolitos bandados da sequência Serra da Malacacheta. A partir dos dados de campo dos autores entende-se que são paralelos à foliação principal.

Moraes & Fuck (1994) descrevem os anfíbolitos como verde escuros, apresentando geralmente granulação fina, embora existindo porções de granulação média, são homogêneos e apresentam textura nematoblástica. São constituídos de hornblenda (45% - 70%), plagioclásio (25% - 45%), quartzo e granada. Os acessórios são titanita (até 4%), magnetita, ilmenita, pirita, apatita e esporadicamente zircão. Há também a ocorrência de alguns minerais oriundos de retrometamorfismo, tais como epidoto, alanita, leucoxênio, biotita, mica branca, clorita e carbonato.

Moraes & Fuck (1994) apontam ainda que as intercalações de metachertes são representadas por granada quartzitos finos, de cor preta. Formam lentes métricas entre os anfíbolitos finos. Os autores identificaram as rochas calcissilicáticas em dois afloramentos. Em um deles a rocha sendo preta, de granulação fina, composta por hornblenda e quartzo; plagioclásio, granada, apatita, opacos, titanita e alanita são acessórios. No outro, a rocha sendo de cor cinza claro, de granulação média-grossa, com porfiroblastos de clinopiroxênio em matriz granoblástica, constituída de diopsídio, epidoto, plagioclásio, clinozoisita e titanita.

A total recristalização metamórfica dos anfíbolitos não permite o reconhecimento de texturas ígneas; no entanto, a sua homogeneidade textural e química (Moraes, 1992) e, no campo, a sua íntima relação com metachertes e rochas calcissilicáticas indicam tratar-se de basaltos extrudidos em ambiente subaquoso.

A norte dos anfibolitos finos está exposta uma ampla faixa constituída por biotita gnaisse granítico. Apresenta cor cinza claro e granulação média. A foliação é anastomosada, sendo comum a presença de cordões de quartzo e feldspato, bem como uma forte lineação mineral marcada por biotita e muscovita. Localmente, ocorre a diminuição da granulometria, devida à intensa deformação, conferindo à rocha textura milonítica. Uma das características mais marcantes da rocha é a sua homogeneidade textural e mineralógica. Essa feição, somada à presença eventual de apófises cortando os anfibolitos, leva à conclusão de que o biotita gnaisse granítico é derivado de rochas sub-plutônicas de composição granítica, intrusivas na pilha vulcanossedimentar. Entretanto, em boa parte dos afloramentos o gnaisse é cortado por diques de anfibolitos finos, os quais apresentam bordas de resfriamento preservadas e feições de assimilação do gnaisse, evidenciando que o magmatismo básico foi, em parte, hipoabissal. Os diques foram deformados e paralelizados à foliação (Moraes & Fuck, 1994).

A norte de Juscelândia e Ponte Alta, a Serra do João Baiano é sustentada por uma camada de biotita-muscovita gnaisse. O gnaisse tem cor cinza claro e sua granulação varia de fina a média. A variação pode conferir à rocha um bandamento granulométrico e até composicional, milimétrico a centimétrico. Além do bandamento, observam-se grãos milimétricos ovalados de quartzo azulado, com feições sugestivas de golfo de corrosão, porfiroclastos de feldspato e alguns fragmentos de rocha. Afloram também muscovita xistos feldspáticos, sugerindo uma variação relacionada aos protolitos da unidade. Os xistos feldspáticos e os gnaisses têm textura granoblástica, passando a lepidoblástica nos leitos mais ricos em filossilicatos; muitas vezes a textura é milonítica. A variação granulométrica e textural, a presença de fragmentos de rocha e a identificação de grãos de quartzo com golfos de corrosão, são indicativos de que a unidade é composta por rochas vulcanoclásticas, possivelmente tufos a cristal, tufos líticos e tufos cineríticos. O biotita-muscovita gnaisse é portador de disseminações de sulfetos constituídos de pirita, pirrotita, esfalerita e galena. Em alguns lugares da Serra do João Baiano foram observados chapéus de ferro, que podem indicar a presença de lentes de sulfetos em profundidade. A área foi prospectada pela Mineração Itaimbé que identificou depósitos de sulfetos maciços de metais básicos (Moraes & Fuck, 1994).

Por fim, Moraes & Fuck (1994) postulam que a unidade mais setentrional da sequência Juscelândia é dominada por micaxistos, contendo intercalações esporádicas de (granada) anfibolito fino e xistos feldspáticos, similares aos descritos nos pacotes sotopostos. Embora ocorram variações na composição modal, a rocha mais comum é granada-muscovita-biotita xisto. Minerais opacos, apatita, zircão e turmalina são os principais acessórios. Estaurolita é amplamente distribuída, lateral e verticalmente no pacote, diminuindo sua concentração em direção ao topo e para nordeste, enquanto a cianita apresenta distribuição restrita, ocorrendo só a norte-nordeste de Juscelândia. Cordierita e fibrolita foram constatadas localmente. A leste da área estudada, os autores comentam que os xistos parecem gradar, vertical e lateralmente, para filitos, constituídos por muscovita, clorita e quartzo, com a comum presença de matéria carbonosa.

No topo ainda ocorre uma unidade de anfibolitos muito finos, que raramente afloram no campo, mas que podem ser amostras em testemunhos de sondagem. A rocha é composta por hornblenda e plagioclásio, com algum quartzo, minerais opacos e apatita (Moraes, 1997).

2.2 Conhecimento do Metamorfismo da Sequência Juscelândia

O metamorfismo na Sequência Juscelândia é compreendido a partir dos estudos do metamorfismo feitos na região.

Fuck *et al.* (1981) diz que as rochas do Complexo Barro Alto foram afetadas por metamorfismo caracterizado como do tipo barroviano, com variações entre fácies granulito na sequência Serra de Santa Bárbara, para a fácies anfibolito nas sequências Serra da Malacacheta e Juscelândia, no topo da qual as condições teriam sido da fácies xisto verde.

A Moraes & Fuck (1994, 1999) se devem os estudos mais específicos sobre o metamorfismo do Complexo Barro Alto, incluindo as Sequências Serra da Malacacheta e Juscelândia, que fez por sua vez um mapeamento e estudo regional ao longo da região, apoiado em dados petrográficos, química mineral e geotermobarometria. Nesse estudo delimitou na área mapeada a zona da cianita cuja isógrada delimitante aparece em área restrita a noroeste da área mapeada e

caracterizou o regime metamórfico atuante como sendo progressivo/barroviano e de pressão média a alta.

Moraes & Fuck (1994) postulam que a transição aparente que pôde ser observada em campo não condiz com os resultados e valores preliminares de P e T , calculados através de análises químicas de minerais obtidas em microsonda eletrônica.

Moraes & Fuck (1994, 1999) caracterizam o anfibolito descrito por eles com uma constituição por hornblenda + plagioclásio (An_{40-42}) + opacos \pm quartzo \pm clinopiroxênio (Wo_{46-49} , En_{29-32} , Fs_{19-23}) \pm granada (Alm_{57-65} , Py_{7-12} , $Gr_{,8-30}$, Sp_{4-6}) \pm titanita. O ortopiroxênio metamórfico ocorre apenas a sudoeste de Cafelândia, na porção onde as rochas da sequência Serra da Malacacheta estão sobrepostas pelo sillimanita-granada quartzito. Nelas não há quartzo coexistente. Os autores afirmam ainda que algumas bandas dessas rochas mesmo que descritas em campo como anfibolitos, apresentam paragêneses granulíticas de pressão elevada, caracterizadas pela associação granada + clinopiroxênio + quartzo (Yardley 1989).

Com isso, Moraes & Fuck (1994, 1999) utilizam dessas características do anfibolito para propor que as condições do metamorfismo alcançaram a transição entre as fácies anfibolito e granulito, o que é corroborado pelas paragêneses do gnaiss granulítico, definindo um metamorfismo ocorrido acima da curva de fusão dos granitos e, provavelmente, da segunda isógrada da sillimanita. Essa inferência é sustentada pelos dados preliminares de temperatura e pressão para a unidade, calculados em 720 °C e 8,5 kbar, respectivamente (Moraes *et al.* 1994).

Já os anfibolitos descritos (Moraes *et al.* 1999) da sequência Juscelândia são caracterizados pela associação mineral hornblenda + plagioclásio (An_{92-97}) + opacos \pm quartzo \pm granada (Alm_{65-67} , Py_{8-12} , Gr_{14-19} , Sp_6) \pm titanita. Nas lâminas delgadas estudadas pelos autores não foi constatada a presença de piroxênios nessas rochas. Sendo assim, os dados de geotermobarometria dos anfibolitos Juscelândia indicam temperaturas de 520 °C e pressões de 5,5 kbar (Moraes *et al.* 1994), concernentes as estimativas dos autores feitas através da petrografia.

O metamorfismo postulado através dos xistos associados, com a coexistência de cianita e estaurolita apresentam condições mínimas próximas a 550 °C e 5,5 kbar

(Barker, 1990). Além disso, ocorre a formação da sillimanita advinda da quebra da estauroлита, o que Carmichael (1978) diz ocorrer em temperaturas maiores que 500 °C.

No topo da sequência Juscelândia afloram alguns xistos e filitos ricos em mica branca, contendo clorita, com opacos e turmalina como acessórios. Em alguns afloramentos os filitos são carbonosos. A associação indica que o metamorfismo decresce para o topo da sequência, passando para as condições da fácies xisto verde (Moraes *et al.* 1999).

2.3 Geologia Estrutural da Sequência Juscelândia

De acordo com Moraes & Fuck (1994) a sequência Juscelândia é marcada por rochas com diversas estruturas. A foliação penetrativa (Sn) impressa nas rochas é considerada a principal, com direção próxima de EW e mergulho mediano (50°-60°) para N, acompanhada por uma lineação direcional de estiramento ou mineral. O conjunto é afetado por duas fases de dobramento, orientadas nas direções NNW e EW. São registradas também fraturas e zonas de cisalhamento empinadas.

Enquanto nos anfibolitos a foliação Sn pode ser definida por Hobbs *et al.* (1976) como uma xistosidade, nos gnaisses ela apresenta uma maior variação de texturas. Ao microscópio, a foliação dos gnaisses da sequência Juscelândia é caracterizada como uma xistosidade anastomosada, com estruturas tipo SC (tectonito tipo LS) e texturas protomiloníticas a ultramiloníticas (Mawer 1986, Wise *et al.* 1984), podendo até dar lugar a tectonitos tipo L (Davis 1984).

Nas dobras em que Sn se posiciona no plano axial, ocorre a crenulação de uma foliação pretérita (Sn-1), o que é observado principalmente nos xistos e filitos. Em afloramento de xisto feldspático, na porção leste da área mapeada, Sn-1 é definida por biotita parda de granulação fina, rotacionada até a posição de Sn, esta definida por biotita castanha de granulação mais grossa, contendo inclusões de quartzo paralelas a Sn-1. O aumento da granulação sugere um aumento do metamorfismo de Sn-1 para Sn, corroborado pelo sobrecrescimento da foliação por porfiroblastos de granada. Sn parece ter sido gerada a partir do desenvolvimento progressivo de Sn-1, que, após ter sido formada, sofreu uma rotação próxima ao plano de cisalhamento,

sendo cortada pela foliação Sn que a sucede. Como as condições de temperatura eram provavelmente mais elevadas, a nova foliação (Sn), que se colocou em posição plano axial da crenulação, é mais proeminente. Essa feição parece ter sido gerada em ambiente de deformação progressiva. Sn-1 representaria um estágio precoce da foliação, que, em estágio subsequente, evoluiria para Sn (Williams 1978, Bell & Hammond 1984, Jacobson 1984 *apud* Moraes & Fuck 1994).

Durante a formação de Sn, foram desenvolvidas dobras que deformaram Sn-1 e o bandamento presente em algumas rochas. As dobras são intrafoliais, sem raiz e fechadas. As charneiras são cilíndricas e arredondadas em todos os segmentos aflorantes. Nos anfibolitos bandados ocorrem dobras abertas e desarmônicas. Nos xistos, muitas delas são agudas. O espessamento apical e o adelgaçamento de flancos é comum; falhas paralelas ao plano axial são desenvolvidas esporadicamente. Dois tipos de lineações estão associados a Sn. O primeiro é uma lineação direcional de estiramento ou mineral (Ln), enquanto o outro é constituído pelos eixos das dobras Dn. A lineação Ln é facilmente reconhecida no campo e caracterizada como de estiramento, devido à formação de fitas e bastões de quartzo e feldspatos e de anfibólios microboudinados. Com as medidas da atitude de Ln, a lineação tem direção WNW a WSW e ENE, com caimento sub-horizontal para W e ENE; as medidas médias respectivas são N85W/25 para a sequência Juscelândia (Moraes & Fuck, 1994).

Os eixos das dobras Dn, medidos em todas as sequências da região mapeadas, possuem uma certa variação na atitude, mas apresentam caimento predominante para W. A média das medidas é N75W/25, bem próxima da média de Ln. Nas dobras observadas pelos autores, identifica-se uma relação de paralelismo entre o seu eixo e a lineação de estiramento, feição muito comum em outros cinturões, como por exemplo, na ilha de Syrus, Grécia (Ridley 1986), em Laksefjord, Kalak e Finnmark, no norte da Noruega (Williams 1978, Rhodes & Gayer 1977), nos Adirondacks, nos EUA (McLelland 1984) e na falha de empurrão de Woodroffe, na Austrália (Bell 1978).

O paralelismo entre as duas lineações pode ser explicado pela rotação do eixo da dobra dentro do plano axial até o seu posicionamento paralelo à lineação de estiramento, o que torna as dobras acilíndricas (Bell & Hammond 1984, Rhodes & Gayer 1977). A mesma feição pode ser explicada com modelo alternativo, onde uma

componente direcional é associada à deformação de baixo ângulo. Um campo compressivo é gerado e, por flambagem (buckling), dobras são nucleadas em posição oblíqua ou sub-paralela à direção de transporte. Quando a componente direcional predomina, as dobras são simétricas, cilíndricas e com o eixo paralelo à lineação de estiramento (Coward 1984, Ridley 1986). Esse modelo explica de uma forma mais precisa as relações estruturais observadas na região estudada (Moraes & Fuck, 1994).

Embora a vergência da foliação e das dobras indique um movimento de empurrão de NNW para SSE, na área de Juscelândia-Cafelândia, a componente direcional parece ser mais expressiva e é marcada por uma forte lineação de estiramento de direção EW. Estruturas assimétricas e porfiroclastos indicam uma movimentação lateral dextral, resultando em um transporte tectônico para leste. A foliação de baixo a médio ângulo com lineação de estiramento direcional, sugere que as estruturas observadas tenham sido geradas em uma rampa lateral a oblíqua (Moraes & Fuck, 1994).

2.3.1 As fases Fn-1 e Fn

2.3.1.1 A Fase Fn-1

Moraes & Fuck (1994) apontam que a foliação pretérita (Sn-1) é a estrutura afetada quando nas dobras a foliação principal (Sn) está em posição de plano axial. Considerando o ponto de vista descritivo, as duas foliações são muito semelhantes, tanto no aspecto mineralógico, quanto estrutural. No entanto, os autores não observaram dobras, lineações ou outras estruturas que pudessem ser correlacionadas à geração de Sn -1.

2.3.1.2 A Fase Fn

Moraes & Fuck (1994) postulam ainda que a estrutura de maior penetratividade é uma foliação, identificada pelo símbolo Sn. Embora possua direção geral ENE, com mergulho para NNW, observa-se uma dispersão significativa na sua atitude, com mergulho variando entre N e NW na sequência Juscelândia, onde a média das medidas é de N65E/50NE.

2.3.2 As fases Fn+1 e Fn+2

A foliação principal Sn é afetada por um conjunto de estruturas correlatas, formado por dobras centimétricas, crenulações e fraturas, impresso principalmente nos xistos, embora sem penetratividade expressiva (Moraes & Fuck, 1994).

As dobras Dn+1 são abertas, assimétricas, com plano axial mergulhando 70° para WSW e charneiras arredondadas. Não possuem foliação plano axial, embora nos anfibolitos finos exista uma clivagem de fratura com segregações de quartzo e epidoto. A atitude média dos planos axiais é N20W/70SW e dos eixos N50W/35 (Moraes & Fuck, 1994). A relação entre o plano axial e os eixos desta fase indica tratar-se de dobras inclinadas com caimento (Hobbs *et al.* 1976 - figura 4.25d, p. 180 *apud* Moraes & Fuck, 1994).

As dobras Dn+2 são muito semelhantes a Dn+1, tendo sido delas separadas em virtude da diferença de orientação dos seus planos axiais, que possuem direção EW e são subverticais, mergulhando tanto para S como para N (Moraes & Fuck, 1994).

2.3.3 Falhas e zonas de cisalhamento

Pequenas zonas de cisalhamento empinadas, de caráter rúptil-dúctil (Ramsay 1980), estão superpostas a Sn. Segundo as observações feitas por Moraes & Fuck (1994), os movimentos são variados, tanto dextrais como sinistrais. A de maior expressão tem o Córrego das Cinzas percorrendo o seu traço a oeste de Juscelândia. Nas zonas de cisalhamento, os anfibolitos são milonitizados e é gerada uma foliação muito intensa de aspecto anastomosado, com forte heterogeneidade da deformação. A deformação permitiu o acesso e circulação de fluidos, que resultou, através do arrefecimento químico (*chemical softening*), em associações mineralógicas retrometamórficas (com albita, clorita, mica branca, epidoto), facilitando a milonitização.

Considerando as associações mineralógicas presentes nas zonas de cisalhamento, verifica-se que elas ocorreram em condições de temperaturas mais baixas que Sn, dentro do intervalo da fácies xisto verde (Moraes & Fuck, 1994).

3 PETROGRAFIA DOS XISTOS PELÍTICOS DA SEQUÊNCIA JUSCELÂNDIA

Na região são identificados xistos dispostos desde a porção intermediária até a porção mais ao topo da Sequência Juscelândia. A mineralogia característica é constituída por quantidades variadas de quartzo, muscovita, biotita e plagioclásio. Minerais como granada, estaurolita e cianita são muito comuns, a fibrolita (sillimanita fibrosa) foi identificada em três amostras, enquanto a cordierita em apenas uma.

A partir de campanhas de campo, Moraes & Fuck (1999) identificaram a ocorrência de granada e estaurolita em toda a área investigada, sendo mais abundantes do norte de Ponte Alta para oeste. Os autores afirmam ainda que a cianita possui ocorrência restrita a uma faixa ao norte de Juscelândia. Já a fibrolita, é de difícil reconhecimento em campo, sua granulação fina e o estado avançado de intemperismo dos xistos na maioria dos afloramentos impediu a determinação de sua distribuição na área estudada. Mesmo assim, foi reconhecida só na porção sul da Serra do João Baiano. A cordierita ocorre em apenas um afloramento.

A descrição petrográfica dos xistos foi embasada e feita com maior detalhe na análise de cinco amostras (RM75; F29-128; RM34; RM106; RM219) representativas de cinco localidades, sendo uma delas, amostra de testemunho de sondagem (F29-128, furo 29, 128 de profundidade).

3.1 Sillimanita/Cianita-Estaurolita-Plagioclásio-Granada-Biotita Xisto com Cordierita

A amostra RM 75 representa xisto com a maior quantidade de fases minerais, contendo diversas relações de desequilíbrio, fator importante para a determinação do contexto evolutivo de reações metamórficas.

A rocha apresenta textura porfiroblástica com matriz lepidoblástica, definida pela orientação biotita, que define a xistosidade da rocha (Sn). Interessante notar a ausência de muscovita. Os porfiroblastos de granada, estaurolita e cianita apresentam dimensões variáveis, onde a granada possui em torno de 0,2 a 2,2 cm, estaurolita em torno de 5mm e cianita 3mm (Fig. 4C e 4D). Os porfiroblastos de granada e estaurolita apresentam contatos retilíneos entre si demonstrando relações de equilíbrio (Fig. 4C), enquanto que os porfiroblastos de cianita apresentam contatos irregulares

principalmente com a estaurolita, demonstrando relações de desequilíbrio (Fig. 4A e 4D).

Os porfiroblastos se apresentam, por vezes, límpidos, mas também com inclusões de quartzo, minerais opacos, clorita, biotita e fibrolita subordinadas, caracterizando a textura poiquiloblástica, contudo não há orientação preferencial das inclusões para a definição de foliação interna (Si). Textura granoblástica também ocorre em domínios na rocha que representam porções rica em quartzo e plagioclásio.

Mineralogicamente, a rocha é composta por quartzo (24%), plagioclásio (12%), biotita (21%), granada (21%) estaurolita (5%), cianita ($\cong 5\%$) e sillimanita que ocorre em quantidades de aproximadamente 7% cordierita ($\cong 3\%$) e minerais opacos (1%). Os minerais acessórios representados pela clorita com aproximadamente 2%.

Os cristais de quartzo são xenoblásticos com extinção ondulante bem marcada, ocorrem em agregados granoblásticos com contatos irregulares entre si e com as outras fases minerais. Estes cristais ocorrem na forma de lentes em algumas porções, seguindo a orientação da biotita (Fig. 4B e 4D).

O plagioclásio ocorre de duas maneiras: a) cristais com maclamento do tipo albita parcialmente; e b) outros isentos de maclamento. Os com maclamento ocorrem de forma tabular e, normalmente associados ao quartzo em forma de mosaicos. Os que não apresentam maclamento ocorrem com contatos irregulares e com processos de sericitização.

A biotita apresenta-se em sua maioria como cristais subidioblásticos, lamelares e alongados, que junto ao quartzo, definem a foliação (Sn). Se apresentam comumente intercrescidas com lamelas de clorita. O pleocroísmo da biotita varia de marrom claro a marrom castanho (Fig. 4B e 4D). Nessa rocha é identificada apenas uma geração de biotita, a primeira geração que acompanha e define a foliação principal (Sn).

A estaurolita é identificada como porfiroblastos subidioblásticos, com contatos geralmente retilíneos, principalmente com granada e biotita. Os contatos irregulares com a cianita, indicando relação de desequilíbrio, sendo possível observar que a estaurolita foi parcialmente consumida dando origem à cianita, posicionada na sua

borda. O moderado pleocroísmo varia do amarelo pálido ao amarelo dourado. Os cristais de estaurolita se encontram orientados à foliação principal, contendo inclusões sem orientação (Fig. 4A e 4B).

A granada apresenta contatos retilíneos com a estaurolita e biotita. Encontra-se como porfiroblastos subidioblásticos e xenoblásticos com inclusões de quartzo, muscovita, biotita, clorita e opacos, sem definição também de qualquer padrão. Cristais de clorita se concentram no núcleo, enquanto os de biotita e fibrolita se encontram na borda e porção mais externa dos porfiroblastos, respectivamente (Fig. 4A e 4C). Com aumento gradual da quantidade de fibrolita quando associada ao contato da granada com estaurolita e biotita.

A cianita é encontrada localmente em determinados domínios da rocha formando porfiroblastos de até 3 mm, muitas vezes associada com granada e estaurolita, com contatos irregulares. Além disso, ocorrem em alguns casos na matriz, sob forma de cristais formados ou intercrescidos com estaurolita. Ocorre também inclusões de estaurolita nos cristais de cianita (Fig. 4D).

A fibrolita (sillimanita fibrosa) ocorre na amostra sob a forma de agregados de finas agulhas, comumente associados às bordas de granada, biotita, estaurolita e cianita.

A cordierita, tem sua ocorrência quase sempre em associação com a biotita, além do envolvimento de todas as outras fases, com exceção da clorita. Forma coroas em torno dos porfiroblastos de granada, e na matriz, engloba sillimanita, cianita, estaurolita e granada (Fig. 4A; 4B e 4D).

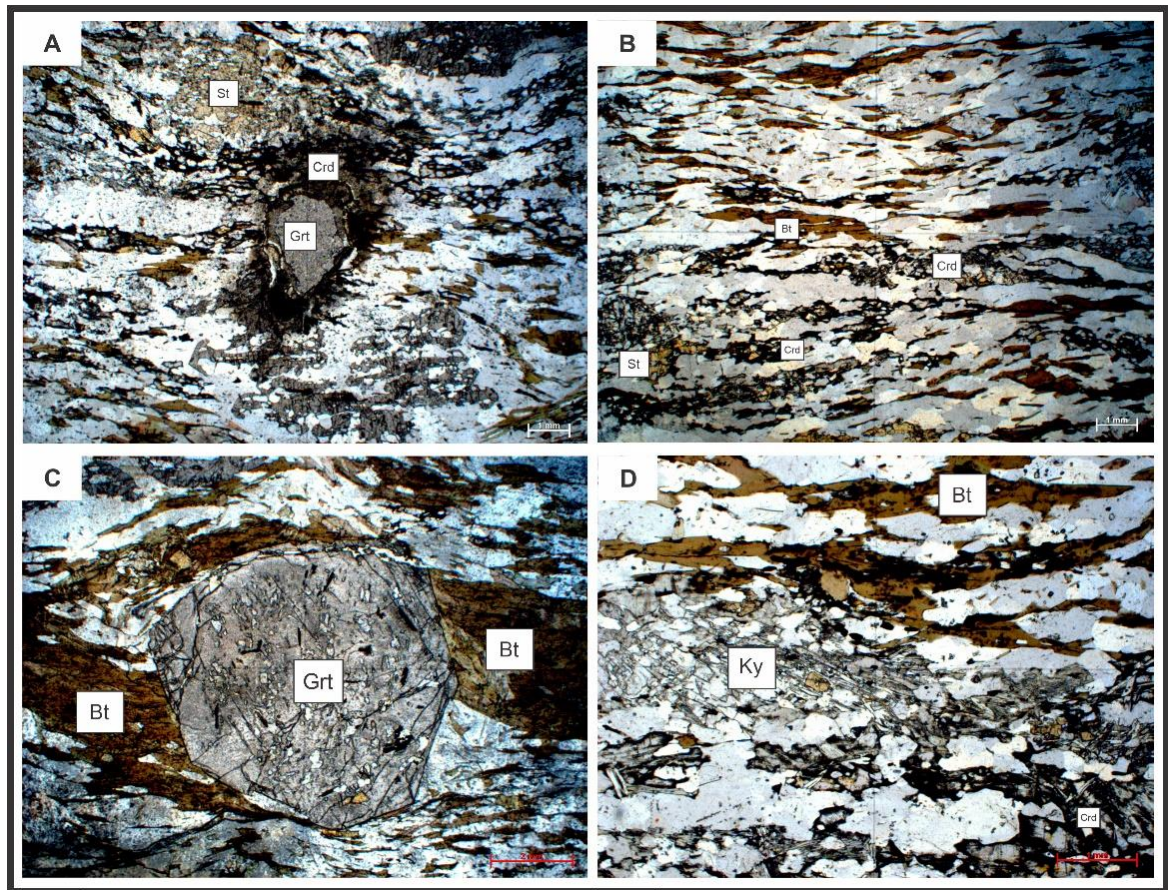


Figura 4 - A) Cordierita envolvendo as outras fases da amostra, em destaque um porfiroblasto de granada; B) Aspecto geral da foliação, definida por lamelas de biotita; C) Porfiroblasto de Granada e contato retilíneo com biotita; D) Cristal de cianita e biotita envolta por cordierita.

3.2 Sillimanita-Plagioclásio-Granada-Estauroлита Micaxisto

A amostra F29-128 representa o furo 29 na profundidade de 128m que atravessou boa partes dos xistos da sequência Juscelândia. A amostra nessa profundidade apresenta domínios aglomerados de biotita e porfiroblastos de granada e estauroлита com dimensões em torno de 9mm (Fig. 5A e 5B). As fases minerais apresentam relações de equilíbrio, identificadas por contatos retilíneos entre biotita, granada e estauroлита.

A rocha é constituída por quartzo (25%), plagioclásio (5%), biotita ($\cong 32\%$), muscovita (3%), granada ($\cong 10\%$), estauroлита (18%), sillimanita (4%) e minerais opacos (1%). Quantidade muito pequena de clorita é observada (2%).

O quartzo se apresenta de forma anédrica com extinção ondulante, constitui a matriz da rocha com agregados granoblásticos em contatos irregulares entre si e com outras fases minerais da rocha.

Os cristais de plagioclásio ocorrem também de duas maneiras: a) cristais com maclamento do tipo albita preservados; e b) outros isentos de maclamento. Os que preservam o maclamento ocorrem de forma tabular, normalmente em contato retilíneo com o quartzo. Os com maclamento obliterado ocorrem com contatos irregulares e com processos de sericitização. De uma forma geral, apresentam sua ocorrência na matriz de forma dispersa e certas vezes associados à fibrolita (Fig. 5F).

A biotita apresenta-se em sua maioria como cristais subidioblásticos, lamelares e alongados, localmente aglomerados em domínios. Nos domínios seu o tamanho possui e torno de 3mm enquanto em porções da matriz varia em torno de 0,2mm (Fig. 5A e 5B). Junto ao quartzo e muscovita, definem a foliação principal (S_n). Apresenta pleocroísmo variando de marrom claro a marrom escuro. Nessa rocha é identificada também apenas uma geração de biotita, a primeira geração que segue e define a foliação principal da rocha (S_n) (Fig. 5E).

A muscovita ocorre como finas lamelas alongadas, subédricas e relativamente orientadas, que junto da biotita e o quartzo, caracterizam a foliação principal da rocha (S_n) (Fig. 5F).

A estaurolita é identificada como notórios porfiroblastos subidioblásticos a xenoblásticos com dimensões até 9mm, e contatos comumente retilíneos, principalmente com a granada e biotita. O moderado pleocroísmo varia do amarelo pálido ao amarelo dourado. Os cristais de estaurolita contém inclusões de quartzo e minerais opacos sem qualquer padrão de orientação (Fig. 5A e 5B).

A granada apresenta porfiroblastos subidioblásticos e idioblásticos (alguns) com dimensões em torno de 9mm. Há contatos retilíneos com a estaurolita e biotita. As inclusões são de quartzo, clorita e minerais opacos, marcando a foliação interna (Si) e definição de uma clivagem de crenulação no interior do porfiroblasto. A presença gradual de clorita no núcleo e fibrolita nas bordas, esta última, concentrando-se quando associada aos contatos com estaurolita e biotita (Fig. 5A; 5B; 5C e 5D).

A fibrolita ocorre sob a forma de agregados finos, associados às bordas de granada, biotita, estaurolita e por vezes de plagioclásio (Fig. 5E).

A clorita se apresenta como pequenos cristais por vezes nos núcleos de granada ou como inclusões, definindo uma clivagem de crenulação interna dos porfiroblastos (Fig. 5C).

3.3 Plagioclásio-Muscovita-Granada-Biotita Xisto

A amostra RM 34 é um xisto com quantidades expressivas de fases minerais (granada e biotita), contendo texturas e relações de microtectônicas importantes para a determinação do contexto evolutivo dos eventos deformacionais e metamórficos. Contudo, neste tópico será abordado principalmente os aspectos texturais, deixando para o capítulo seguinte (5 ANÁLISE MICROESTRUTURAL E MICROTTECTÔNICA) a discussão e análise mais aprofundada quanto aos processos deformacionais e metamórficos evidenciados nessas rochas.

A rocha apresenta textura similar às anteriormente descritas, porfiroblástica com matriz lepidoblástica, definida pela orientação das micas biotita e muscovita, que definem a xistosidade da rocha (Sn) (Fig. 6B e 6D). Os porfiroblastos de granada apresentam dimensões variando em torno de 0,5 a 1,5 mm. Por vezes límpidos, mas a grande maioria dos porfiroblastos se apresentam com inclusões de quartzo, e minerais opacos, caracterizando a textura poiquiloblástica (Fig. 6A e 6C). Essas

inclusões e a orientação preferencial das mesmas definem a foliação interna (Si). A textura granoblástica também ocorre em domínios na rocha que representam porções rica em quartzo e plagioclásio.

A rocha é constituída por quartzo ($\cong 30\%$), plagioclásio ($\cong 10\%$), biotita ($\cong 30\%$), muscovita ($\cong 10\%$), granada ($\cong 15\%$) e minerais opacos (5%).

Os cristais de quartzo são xenoblásticos e em agregados definem a textura granoblástica com contatos irregulares entre si e com as outras fases minerais na amostra. Em algumas porções, os cristais ocorrem também na forma de lentes, seguindo a orientação da biotita.

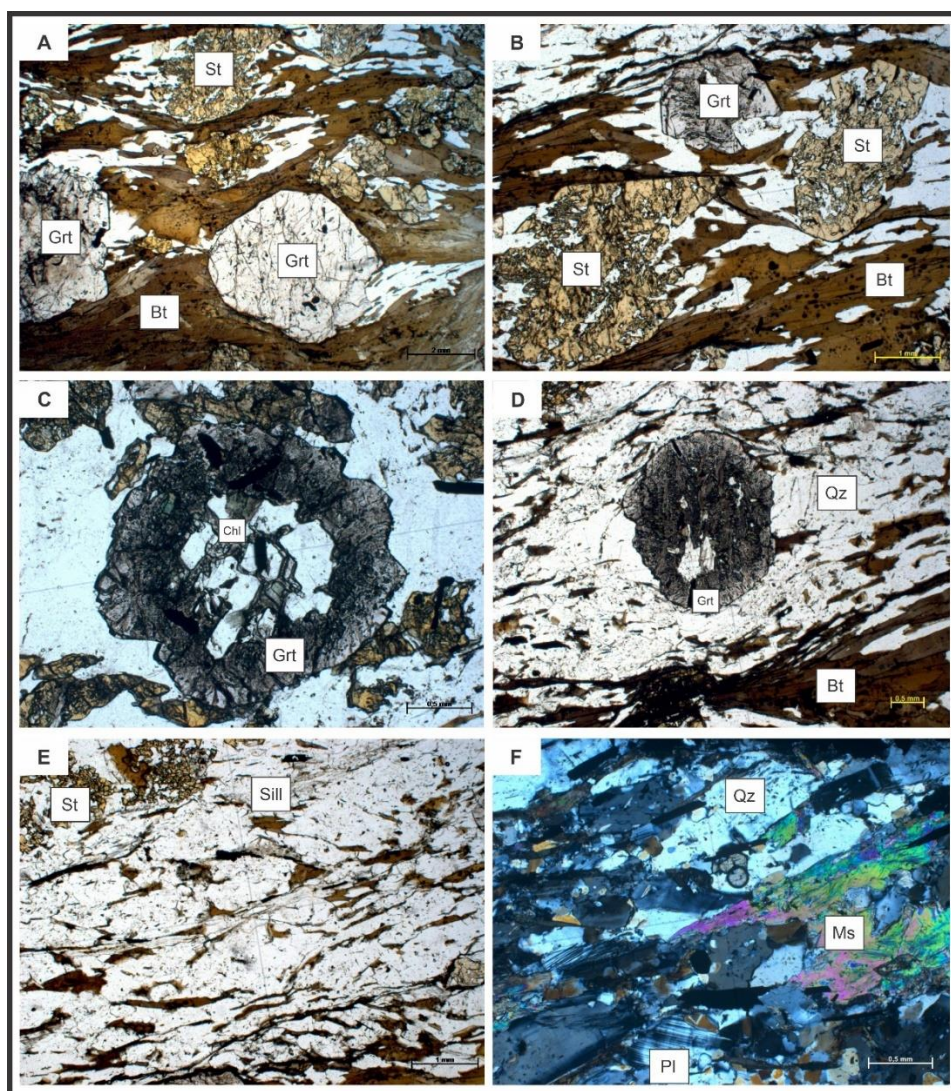


Figura 5 - A) Porfiroblasto de granada com inclusão de clorita no núcleo; B) Aspecto geral dos porfiroblastos de granada, estauroлита e domínios de biotita; C) Porfiroblasto de granada com foliação interna crenulada; D) Aspecto geral da foliação S_n; E) Fases em equilíbrios representadas por granada, estauroлита e biotita.

O plagioclásio ocorre com cristais de forma anédrica e associados ao quartzo, definindo a matriz da rocha.

A biotita apresenta-se em sua maioria como cristais subidioblásticos, lamelares e alongados, que junto com o quartzo e muscovita, definem nessa rocha uma foliação pretérita (Sn-1) e a clivagem de crenulação que representa a foliação principal (Sn). O pleocroísmo da biotita varia de marrom claro a marrom castanho. Nessa rocha são identificadas duas gerações de biotita: a primeira de granulação mais fina que acompanha Sn-1; e a segunda de granulação mais grossa que acompanha Sn (Fig. 6B e 6D).

A granada encontra-se como porfiroblastos subidioblásticos e xenoblásticos com inclusões de quartzo e opacos, com a definição de um padrão de orientação em que a foliação interna (Si) é contínua a foliação externa (Se). Os porfiroblastos dessa rocha são classificados de duas formas: Sin-tectônicos quando concernentes a foliação e com indicadores de deformação; e Pós-tectônicos quando sobrepostos à foliação, havendo Si contínua à Se, além da ausência de Se circundando o cristal, sombras de pressão, ou outras feições de deformação (Fig. 6A e 6C).

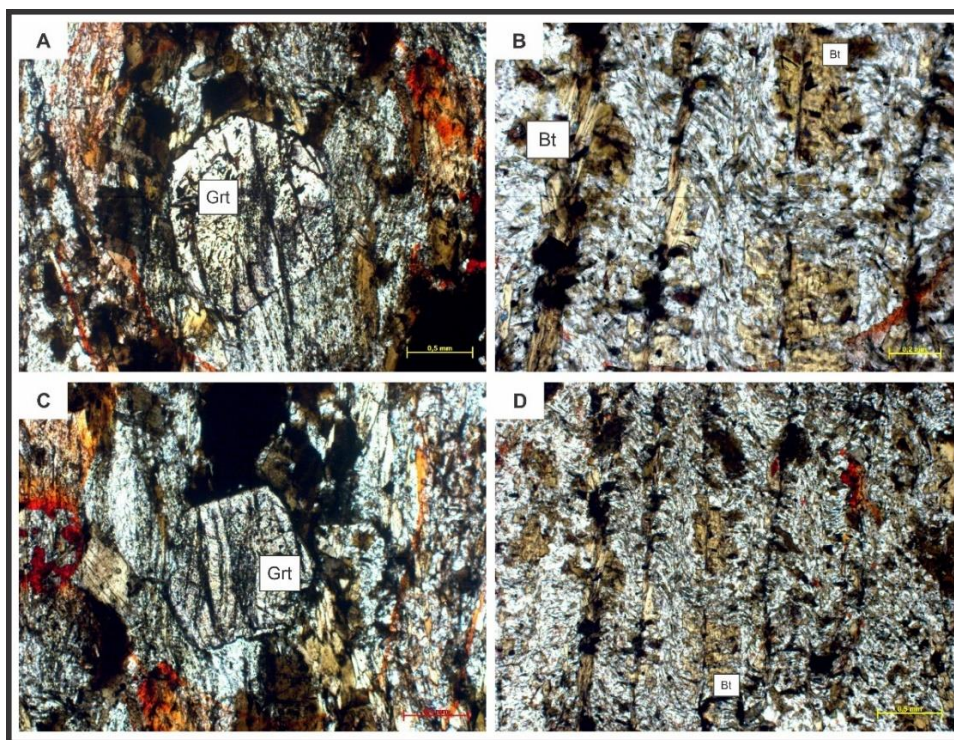


Figura 6 - A) Porfiroblasto de granada tardi a pós cinemático; B) Aspecto da orientação dos cristais de biotita nas foliações Sn-1 e Sn; C) Porfiroblasto de granada tardi a pós cinemático; D) Aspecto geral da rocha crenulada, com destaque para Sn-1 sendo transposta por Sn.

3.4 Estauroлита-Plagioclásio-Granada Micaxisto

A amostra RM 219 apresenta mineralogia semelhante a boa parte das outras amostras, contendo ainda clorita, zircão, turmalina e apatita como acessórios. A amostra apresenta como diferencial uma deformação mais intensa em relação as outras rochas analisadas, onde a evidente recristalização do quartzo e micas caracteriza uma foliação protomilonítica (Fig. 7A). Os porfiroblastos de granada e estauroлита têm dimensões em torno de 0,2 a 1,5mm (Fig. 7D).

A rocha é constituída por quartzo ($\cong 30\%$), plagioclásio ($\cong 10\%$), biotita ($\cong 30\%$), muscovita ($\cong 10\%$), granada ($\cong 10\%$), estauroлита ($\cong 7\%$) e minerais opacos ($\cong 1\%$). Quantidade muito pequena de clorita e minerais acessórios é também observada (2%).

O quartzo com extinção ondulante e o plagioclásio se apresentam de forma anédrica, por vezes estirados, alongados e associados constituem a matriz da rocha (Fig. 7B).

A biotita apresenta-se como cristais subidioblásticos, lamelares e alongados, visivelmente deformados e estirados. Seu tamanho varia em torno de 1 a 3mm enquanto em porções da matriz possuem algo em torno de 0,2mm (Fig. 7A; 7C; 7D). Apresenta pleocroísmo variando de marrom claro a marrom escuro (Fig. 7D). Como nessa rocha é identificada apenas a foliação principal (Sn), então apenas uma geração de biotita é descrita.

A muscovita assim como a biotita apresenta evidências de intensa deformação. A ocorrência como finas lamelas alongadas, subédricas e orientadas, junto da biotita caracterizam a foliação principal da rocha (Sn) (Fig. 7B).

A estaurolita é apresentada-se como porfiroblastos xenoblásticos com dimensões em torno de 1mm, e associada principalmente à granada e biotita (Fig. 7E). O moderado pleocroísmo varia do amarelo pálido ao amarelo dourado. Alguns cristais de estaurolita contém inclusões de quartzo e minerais opacos, mas sem qualquer padrão de orientação.

A granada apresenta porfiroblastos subidioblásticos e idioblásticos (alguns) com dimensões em torno de 1,5mm (Fig. 7A e 7D). As inclusões são de quartzo e minerais opacos, e apesar da observação detalhada dessas trilhas que definem a foliação interna (Si) não foi possível identificar um nítido aspecto sigmoidal que classificasse uma microestrutura do tipo bola-de-neve. Contudo, o caráter equidimensional da granada, a presença de relativas sombras de pressão ao entrono dos porfiroblastos e o relativo aspecto rotacional evidenciado pelos mesmos a classifica como Sin-cinemática (Fig. 7D).

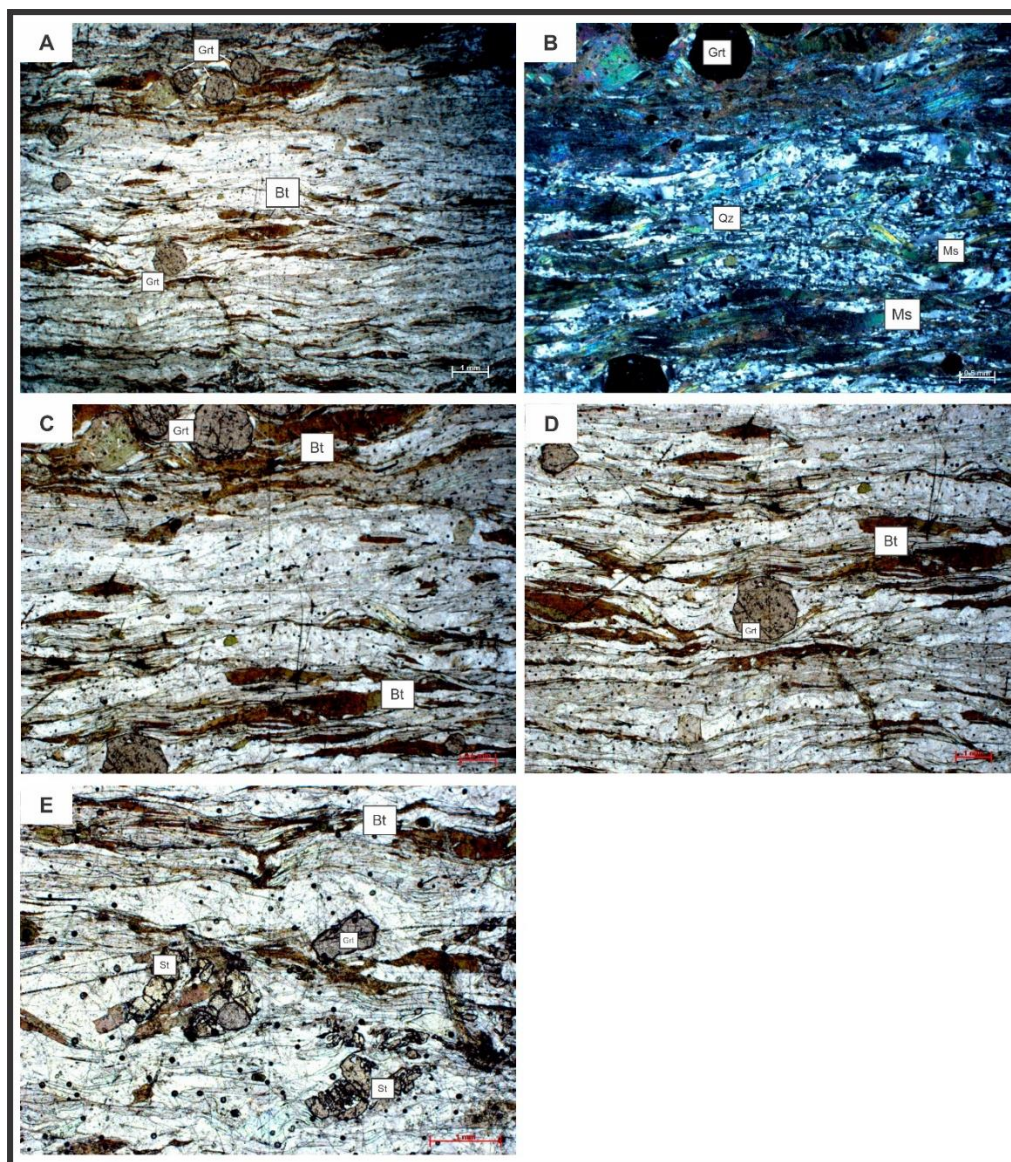


Figura 7 - A) Aspecto geral do arranjo dos cristais e evidente foliação protomilonítica. B) Fotomicrografia com nicóis cruzados evidenciando cristais de muscovita e quartzo. C) Fotomicrografia com nicóis paralelos evidenciando a foliação e orientação preferencial dos cristais de biotita. D) Cristais de granada levemente rotacionados e com sombras de pressão ao entorno. E) Relações de contato entre estaurolita, granada e biotita.

3.5 Plagioclásio-Sillimanita-Granada Micaxisto

A amostra RM 106 é um xisto que diferente das demais amostras possui a estaurolita ausente na composição da associação mineral.

A rocha apresenta textura porfiroblástica com matriz lepidoblástica, definida pela relativa orientação da biotita, definindo a xistosidade da rocha (Sn). Interessante notar a ausência de estaurolita. Os porfiroblastos em destaque são os de granada e

sillimanita, apresentando dimensões variáveis de 2 a 5 mm para a granada e 0,2 a 3 mm para sillimanita (Fig. 8A; 8B; 8C e 8D).

A rocha é composta por quartzo (37%), plagioclásio (9%), biotita (17%), muscovita (4%), granada (11%), sillimanita com aproximadamente 21% e minerais opacos (1%).

Os cristais de quartzo são granoblásticos e xenoblásticos com extinção ondulante bem marcada, apresentam contatos irregulares entre si e com as outros minerais.

O plagioclásio ocorre por vezes de forma anédrica ou tabular e, normalmente em conjunto com quartzo. Nessa rocha, é comum também por vezes a associação do quartzo à fibrolita.

A biotita apresenta-se assim como nas outras rochas como cristais subidioblásticos, lamelares e alongados (Fig. 8B). O pleocroísmo da biotita nessa rocha já varia de marrom claro a marrom escuro. Nessa rocha também é identificada apenas uma geração de biotita, a primeira geração que acompanha e define a foliação principal (Sn).

A granada encontra-se como porfiroblastos subidioblásticos e xenoblásticos com inclusões de quartzo e opacos, dispersos sobre os porfiroblastos não demonstram definição de qualquer padrão para uma foliação interna (Fig. 8A; 8B e 8C).

A fibrolita (sillimanita fibrosa) ocorre na amostra sob a forma de agregados de finas agulhas posicionadas por quase toda a rocha, mas também sob forma de agregados fibrosos comumente associados às proximidades de granada e biotita (Fig. 8B; 8C e 8D).

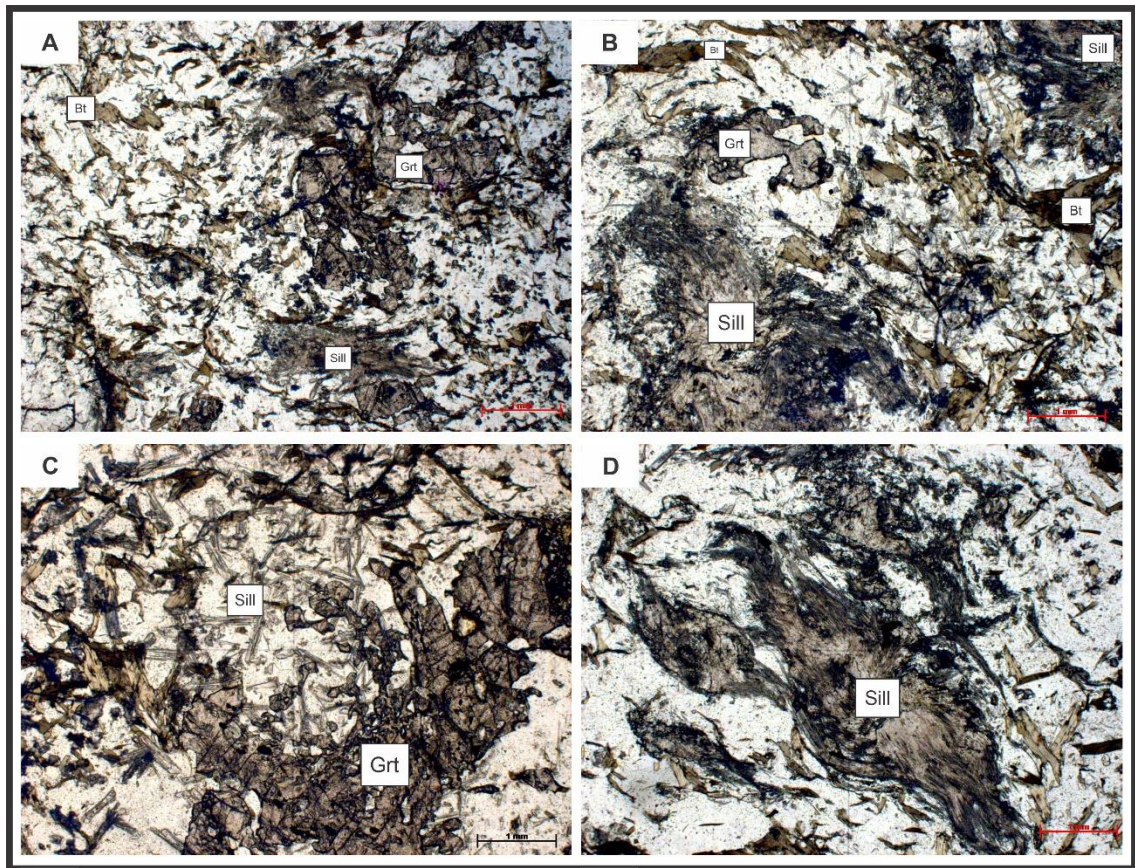


Figura 8 - A) Porfiroblasto de granada com fibrolita associada nas bordas; B) Aspecto geral da associação entre biotita, fibrolita e granada, C) Porfiroblasto de granada em relação de disequilíbrio; D) Domínio de fibrolita em porções da amostra com crescimento sobre muscovita; E) Sobrecrescimento de fibrolita em muscovita e biotita.

4 ANÁLISE MICROESTRUTURAL E MICROTTECTÔNICA

Os resultados neste capítulo apresentados consistem na retomada de dados microestruturais identificados e previamente citados nas descrições petrográficas, em rochas de composição pelítica. De modo a utilizar-se das microestruturas identificadas e respectivas relações temporais dos processos metamórficos para discutir e correlacionar ao metamorfismo e seus eventos deformacionais que afetaram a Sequência Juscelândia.

Yardley (2004) e Spear (1995) concordam entre si e sugerem que rochas de composições pelíticas e máficas respondem de forma diferente em relação as variações nas condições de temperatura e pressão dentro da escala zonal Barrowiana e as rochas de composição pelítica são mais úteis como indicadores metamórficos.

4.1 Microestruturas Indicativas da Relação Temporal entre Blastese e Deformação

Sabe-se que durante um ciclo tectonometamórfico podem ocorrer vários episódios ou fases de deformação, que podem ser registradas nas microestruturas das rochas. A identificação das microestruturas nessas rochas contendo dobras, lineações, foliações e porfiroblastos de diferentes idades junto à posterior análise das feições microestruturais permitiu deduzir-se a sequência de formação (blastese) dos minerais em relação às várias fases de deformação. Para a análise microestrutural foram escolhidas as rochas de composição pelítica (xistos), onde baseado na petrografia das mesmas, foram identificadas as fases minerais mais representativas quanto a microestruturas e descritas a seguir na forma de:

4.1.1 Evidências de cristalização sin-cinemática

Analisando as amostras entende-se que a maioria dos minerais de rochas de metamorfismo regional formam-se durante episódios de deformação. Orientações preferenciais, como o alinhamento de filossilicatos (micas, cloritas), o crescimento de grãos alongados de quartzo e o desenvolvimento de porfiroblastos contendo inclusões com orientação, foliação interna (Si), concernentes à orientação da foliação externa (Se) são típicos da blastese sin-cinemática.

4.1.1.1 *Biotita*

Os cristais de biotita definem as duas orientações preferenciais identificadas Sn-1 e Sn nas rochas. Contudo, no xisto da amostra RM 34 que é possível identificar melhor as relações microestruturais e então definir dois estágios de geração para a biotita.

A primeira geração é identificada por uma biotita de tonalidade parda a marrom claro e notável granulação fina. Esses cristais são sin-tectônicos, definem uma foliação primária (Sn-1) e marcam o estágio inicial de deformação.

A segunda geração é caracterizada por cristais de biotita de cor castanha e granulação mais grossa, contendo inclusões de quartzo orientados paralelamente à Sn-1. Os cristais também são sin-tectônicos, e definem Sn. Por tanto, o aumento da granulação seria um indicativo de aumento do metamorfismo nessa rocha de Sn-1 para Sn. Ou seja, em um único evento deformacional e metamórfico a foliação Sn-1 parece ter sido gerada, e em desenvolvimento progressivo foi rotacionada e sucedida por uma nova foliação (Sn) posicionada em plano axial da crenulação, sendo mais distinta e penetrativa. Os porfiroblastos de granada sobrecrecidos na Sn são também indicadores de aumento do metamorfismo de Sn-1 para Sn (Figura 6).

4.1.1.2 *Granada*

Os porfiroblastos de granada são presentes em todas as rochas analisadas, sendo então possível identificar boas microestruturas, principalmente através de inclusões no interior dos mesmos, e sugerir suas relações temporais de blastese.

Em quase todas as amostras analisadas a granada é identificada como porfiroblastos sin-tectônicos. No xisto da amostra RM 219 por exemplo, porfiroblastos equidimensionais rotacionados envoltos por uma foliação principal (Sn), e as relativas sombras de pressão ao entorno, indicam uma blastese à medida que os mesmos iam sendo rotacionados durante a deformação por cisalhamento simples (Figura 7).

Já no xisto da amostra F29-128 três tipos de porfiroblastos foram identificados. O primeiro tipo, mais comum, é representado por granadas sin-cinemáticas em que a Si apresenta orientação preferencial concernente à Se. O segundo tipo, caracterizado por granadas com ausência de inclusões nitidamente orientadas em relação à Se. O

terceiro tipo, mais raro, é caracterizado por porfiroblastos com microestruturas helicíticas no seu núcleo e um caráter pós-tectônico nas bordas (Figura 5).

Nesse terceiro tipo é possível identificar no núcleo da granada, como foliação interna (Si), as duas foliações anteriormente descritas (Sn-1 e Sn). Onde nesse caso específico são identificadas como Si relíctica, que através das inclusões helicíticas retratam a crenulação entre foliações. Sugere-se então que certos porfiroblastos ao crescerem durante a fase de deformação que crenulou a rocha (entre o desenvolvimento progressivo da foliação Sn-1 para Sn), acabaram de maneira progressiva gravando no seu núcleo como foliação interna (Si) as foliações externas (Se) contemporâneas à sua blastese. De modo que o núcleo do porfiroblasto é sintectônico em relação à fase de deformação que crenulou a rocha, mas sua borda é pós-cinemática em relação ao estágio que gerou a foliação principal (Sn) (Fig. 5D).

4.1.1.3 Estauroлита

Os porfiroblastos de estauroлита estão presentes em quase todas as rochas analisadas, as microestruturas identificadas se tratam principalmente de inclusões no interior dos mesmos. A Si é identificada com orientação preferencial por vezes paralela a foliação principal (Sn). Sendo assim um indicativo de sua blastese ser contemporânea (sin-cinemática) à formação e desenvolvimento de Sn.

4.1.1.4 Cianita e Fibrolita

Os cristais de cianita e fibrolita se apresentam como porfiroblastos e cristais fibrosos, respectivamente. Esses polimorfos de Al_2O_3 se apresentam comumente associados à granada, estauroлита e biotita sin-cinemáticas, onde as relações de desequilíbrio com essas fases e o fato de estarem posicionados paralelamente à Sn, acabam sendo indicadores de contemporaneidade quanto à blastese das fases minerais sin-cinemáticas à Sn. Para os porfiroblastos de cianita a Si orientada paralelamente à Sn é também um indicativo da sua relação temporal sin-cinemática.

4.1.2 Evidências de cristalização tardi a pós-cinemática

4.1.2.1 Granada

Além dos porfiroblastos discutidos no tópico anterior, o xisto da amostra RM 34 apresenta também evidências de cristalização pós-cinemática. No caso em questão,

os porfiroblastos pós-tectônicos identificados, cresceram em rochas já foliadas, e não apresentam a deformação desta xistosidade, além de suas faces não apresentarem deflexão. Ou seja, observa-se nas amostras que eles não afetam a morfologia da foliação nas suas adjacências (Fig. 6A e 6C).

4.1.2.2 *Cordierita*

Os cristais de cordierita foram identificados em uma única amostra (RM 75) e são classificados como tardi-tectônicos muito mais pelos seus aspectos texturais que indicam condição de desequilíbrio e cristalização tardia quando associados com as fases minerais granada, estauroilita, cianita e sillimanita, pois envolvem a todos (Figura 4).

4.2 Integração da Análise Microestrutural e Microtectônica

Considerando que a Sequência Juscelândia faz parte da porção norte da Faixa Brasília, ocupando a porção oriental da Província Tocantins, entende-se que essas rochas foram submetidas a metamorfismo regional.

Neste tipo de metamorfismo, é comum que múltiplos episódios de deformação e, às vezes, térmicos, sejam responsáveis pela formação de várias gerações de minerais. No caso em questão, as foliações e as características dos porfiroblastos serviram como microestruturas típicas evidenciadoras de processos e estágios deformacionais. As análises das lâminas delgadas desses xistos estabeleceram as fases de deformação a que foram submetidos e quais minerais formaram-se antes, durante ou depois de cada fase de deformação.

A petrografia dos xistos de Juscelândia, considerando os aspectos microestruturais identificados através das fases minerais, sugere que essas rochas sofreram um único evento deformacional e metamórfico. Contudo, as relações texturais, microestruturais e microtectônicas evidenciam também a blastese das fases minerais para dois estágios de foliação e geração de cristais em uma fase tardi a pós-cinemática:

a) A foliação em um estágio precoce (Sn-1), definida principalmente pela presença e orientação preferencial das micas (biotita e muscovita) sin-cinemáticas marcam um processo deformacional/metamórfico inicial;

b) A foliação no estágio subsequente como clivagem de crenulação (Sn), que é definida também pela presença e orientação das micas biotita e muscovita sin-cinemática, e marcada por microdobramentos que transpõem a foliação anterior (Sn). Além dos porfiroblastos sin-tectônicos de granada, estaurolita, cianita com suas trilhas de inclusões (Si) e os cristais sin-tectônicos de fibrolita que evidenciam um metamorfismo em desenvolvimento progressivo entre os estágios das foliações.

Entende-se que as feições microestruturais representadas pelo arranjo das micas e porfiroblastos parecem ter sido geradas em ambiente de deformação progressiva. Sn-1 representaria um estágio precoce da foliação, que, em estágio subsequente com condições de temperaturas provavelmente mais elevadas, evoluiria para Sn.

As relações de blastese mineral junto ao evento metamórfico sugerido é compilado no quadro 1 a seguir:

Quadro 1 - Blastese mineral de acordo com eventos metamórfico/deformacionais da amostra RM75 que tem a evolução mais complexa e representativa da Sequência Juscelândia.

FASES MINERAIS	D1		M2
	M1		
	Sin - Sn-1	Sin - Sn	Tardi a Pós - Sn
QUARTZO			
MUSCOVITA			
BIOTITA			
GRANADA			
ESTAUROLITA			
CIANITA			
FIBROLITA			
CORDIERITA			

5 QUÍMICA MINERAL

Foram escolhidas para contagem modal e subsequente construção das composições em rocha total, três amostras de rochas que melhor caracterizam a variação de fases e o contexto metamórfico da Sequência Juscelândia. A relação das amostras e respectivas associações minerais consta da tabela 1.

Tabela 1 - Identificação das amostras analisadas.

AMOSTRA	LITOTIPO	ASSOCIAÇÃO MINERAL
RM 75	xisto	quartzo, plagioclásio, biotita, granada, estauroлита, cianita, fibrolita, clorita, cordierita, titanita/monazita e opacos
RM 106	xisto	quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita, granada, fibrolita e opacos
F 29-128	xisto	quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita, granada, estauroлита, fibrolita, clorita e opacos

5.1 Contagem Modal

Utilizando-se das seções delgadas (RM 75; RM 106; F 29-128) dos pelitos estudados, a composição das rochas pôde ser construída. Abaixo, seguem as tabelas referentes aos dados obtidos na contagem de pontos de cada amostra, e porcentagem representativa para cada fase mineral descrita.

Tabela 2 - Dados da análise representativa de contagem modal e percentual feita na amostra RM 75.

RM 75		
MINERALOGIA	PONTOS	(%)
Qz	240	24,00
Pl	120	12,00
Bt	213	21,30
Grt	208	20,80
St	50	5,00
Ky	44	4,40
Sill	69	6,90
Chl	15	1,50
Crd	26	2,60
Titanita/Monazita	4	0,40
Opacos	11	1,10
TOTAL	1000	100,00

Tabela 3 - Dados da análise representativa de contagem modal e percentual feita na amostra RM 106.

RM 106		
MINERALOGIA	PONTOS	(%)
Qz	298	37,25
Pl	77	9,63
Bt	138	17,25
Ms	167	20,88
Grt	85	10,63
Sill	27	3,38
Opacos	8	1,00
TOTAL	800	100,00

Tabela 4 - Dados da análise representativa de contagem modal e percentual feita na amostra F 29-128.

F 29-128		
MINERALOGIA	PONTOS	(%)
Qz	279	25,36
Pl	56	5,09
Bt	348	31,64
Ms	32	2,91
Grt	106	9,64
St	202	18,36
Sill	47	4,27
Chl	14	1,27
Opacos	16	1,45
TOTAL	1100	100,00

5.2 Composição Rocha Total

Utilizando-se dos valores obtidos por contagem modal (pontos e percentual) dos pelitos estudados, a composição das rochas pôde ser construída. Segue abaixo na tabela 5 referente aos dados de composição química construídos para cada amostra estudada (RM 75; RM 106; F 29-128), usados em sequência para a análise do metamorfismo e cálculo das pseudosseções.

Tabela 5 - Dados construídos de composições em rocha total dos xistos da Sequência Juscelândia.

AMOSTRAS ÓXIDOS	RM 75		RM 106		F 29-128	
	Composição %	% Molar	Composição %	% Molar	Composição %	% Molar
<i>SiO₂</i>	49,73	56,092	58,46	65,453	48,29	54,545
<i>TiO₂</i>	1,42	1,204	1,25	1,049	2,05	1,745
<i>Al₂O₃</i>	25,44	16,908	24,54	16,192	26,41	17,578
<i>Fe₂O₃</i>	0,40	0,170	0,25	0,106	0,27	0,113
<i>FeO</i>	15,20	14,340	9,35	8,755	14,73	13,910
<i>MnO</i>	0,13	0,126	0,07	0,066	0,06	0,062
<i>MgO</i>	2,81	6,379	2,06	4,633	3,58	8,135
<i>CaO</i>	2,00	2,421	1,26	1,508	0,91	1,103
<i>Na₂O</i>	0,81	0,890	0,72	0,184	0,41	0,447
<i>K₂O</i>	2,04	1,470	2,04	1,454	3,28	2,363
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Os dados de química dos minerais foram extraídos de Moraes (1997).

6 METAMORFISMO DOS XISTOS DA SEQUÊNCIA JUSCELÂNDIA

6.1 Reações Metamórficas e Paragêneses Minerais

A partir da caracterização petrográfica, foi possível definir as seguintes paragêneses:

- A) quartzo + biotita + granada + estauroлита + cianita + plagioclásio (RM 75);
- B) quartzo + muscovita + biotita + granada + estauroлита + cianita + plagioclásio (F29-128);
- C) quartzo + muscovita + biotita + granada + estauroлита + plagioclásio (RM 219);
- D) quartzo + muscovita + biotita + granada + sillimanita + plagioclásio (RM 106).

As relações petrográficas permitem inferir a existência de 3 isógradas na área de estudo: entrada da cianita, entrada da sillimanita e saída da estauroлита. As texturas descritas permitem ainda propor o provável sequenciamento de reações que acometeram as rochas da região estudada.

Nas seções delgadas os cristais de estauroлита apresentam evidências texturais significativas nesse contexto, alguns em transição para cianita outros sobrecrecidos pela mesma, além de por vezes alguns cristais estarem envolvidos por fibrolita. A estauroлита sendo então peça chave para proposta das isógradas (Moraes, 1997; Moraes & Fuck, 1999).

Entende-se que a reação **estauroлита + muscovita + quartzo = Al_2SiO_5 + biotita + granada + H_2O** provavelmente teve sua etapa inicial no campo de estabilidade da cianita, até o seu fim já no campo de estabilidade da sillimanita. Comparando com as grades petrogenéticas de Spear & Cheney (1989) e Powell & Holland (1990) estima-se inicialmente que as condições de *P-T* para a quebra da estauroлита e desenvolvimento da reação ficam entre 615 e 680 °C e entre 3 e 6,5 kbar (variação de $\pm 5^\circ$ de *T* e ± 1 kbar de *P* entre as grades).

Essas reações estão relacionadas ao desenvolvimento metamórfico progressivo que pode ser visto através de texturas e a composição química dos minerais em certas rochas, que foram determinadas previamente (Moraes, 1997;

Moraes & Fuck, 1999). Tendo como resposta os possíveis intervalos de $P-T$ que essas rochas foram submetidas, assim como o caminamento das associações minerais e respectivas reações ao longo dos campos das pseudosseções.

6.2 Modelamento Metamórfico e Geotermobarometria

Dentre os principais objetivos da petrologia metamórfica, está a determinação das condições $P-T$ do pico metamórfico em que as rochas metamórficas foram geradas. Há então uma considerável complexidade na determinação destas condições, já que depende, entre outros fatores, do gradiente geotérmico, das taxas de resfriamento e erosão, da difusão dos diversos elementos químicos nos minerais e da temperatura de fechamento de cada elemento nos minerais, cujos valores podem apresentar variação durante o processo metamórfico ao qual a rocha foi submetida.

A geotermobarometria está embasada na identificação de associações minerais que possam ser usadas para definição de pressão e temperatura correspondentes a momentos específicos da história metamórfica da rocha. As associações precisam ser formadas por minerais em equilíbrio químico, que possam representar tanto o pico metamórfico quanto o retrometamorfismo. A determinação da pressão e temperatura é diretamente relacionada às composições químicas dos minerais. Dentre as técnicas utilizadas na geotermobarometria está o cálculo de pseudosseções, utilizada no atual estudo.

O grande avanço para a determinação com maior precisão das condições $P-T$ do metamorfismo está no desenvolvimento ao longo da história de programas para computador como THERMOCALC (Powell & Holland, 1988) e Perple_X (Connolly 1990). Estes programas utilizam os bancos de dados internamente consistentes para calcular variáveis intensivas como pressão e temperatura.

O programa utilizado neste trabalho, Perple_X, permite a partir da escolha de variáveis, construir as pseudosseções, estimar valores de razões catiônicas em minerais (X_{Ca} e X_{Fe} em granada), além de calcular condições $P-T$, a partir dos dados construídos de composições de rocha total e de minerais. A independência do Perple_X para a construção dos diagramas e o fato de precisar de apenas de algumas informações para montar as pseudosseções e exibir determinadas propriedades

minerais ou de rochas, o classifica como bastante vantajoso para assumir todos os cálculos e no final apresentar o resultado.

6.2.1 Pseudosseções

O principal produto que o *Perple_X* pode calcular e oferecer são as pseudosseções (Hensen & Green, 1970). Onde são representadas as associações minerais que aquela composição química permite ocorrer, ou seja, somente as fases minerais que aquela rocha pode apresentar dentro de certa janela *P-T*.

A pseudosseção é composta por linhas e pontos que delimitam os campos de estabilidade de associações minerais. As linhas representam curvas univariantes ou curvas em que a moda de uma determinada fase mineral chega a zero. A construção parte de uma curva univariante, ou dos limites de um campo de menor variância possível, que pode representar a principal reação da rocha estudada, passando gradualmente para as demais associações com variância superior (Powell *et al.*, 1998).

6.2.2 Cálculo da pseudosseção

Para o cálculo da pseudosseção três prerrogativas principais são consideradas:

- I. A descrição petrográfica detalhada da amostra estudada;
- II. A escolha do sistema químico a ser utilizado;
- III. A obtenção da composição de rocha total da amostra;

A escolha do sistema químico levou em consideração as fases presentes na paragênese metamórfica, levando-se em conta não apenas os elementos principais (NCKFMASHTO), como também outros componentes menores que possam afetar a estabilidade dos minerais.

De posse da composição (nesse estudo, construída) de rocha total e identificando as fases minerais que estão em equilíbrio, a construção da pseudosseção está embasada no estudo das associações minerais e na variância (ou graus de liberdade) dos campos de estabilidade. Isso será usado para definir a topologia do diagrama, seguindo as regras das fases e usando o método de Schreinemakers (Zen, 1966).

Com isso, após o cálculo da pseudosseção, as condições *P-T* do pico metamórfico já são definidas pelo campo, no qual a paragênese do pico metamórfico da amostra em questão é estável.

6.2.3 Pseudosseções para os xistos pelíticos da Sequência Juscelândia

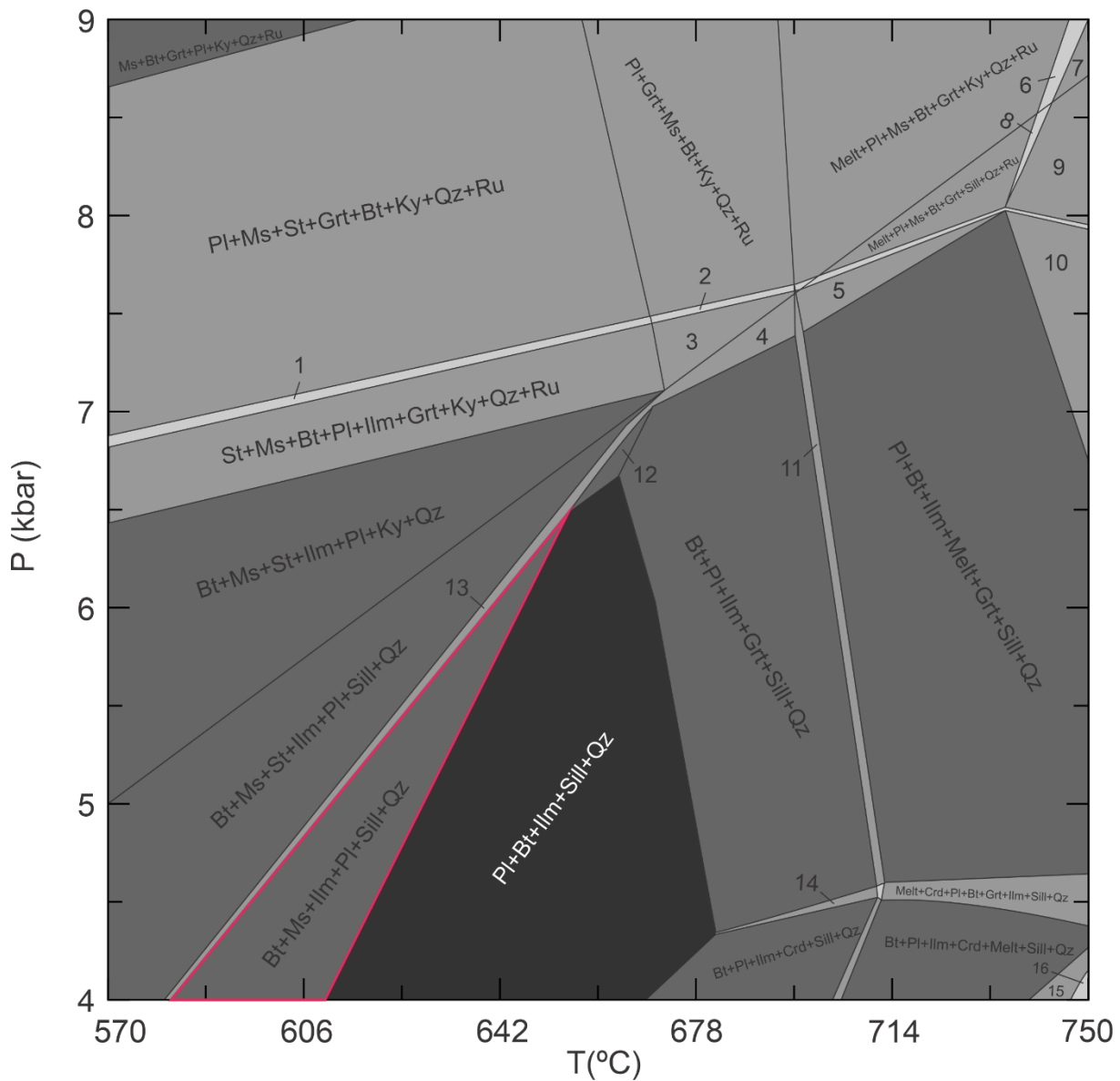
Para o estudo do metamorfismo dos xistos da Sequência Juscelândia, foram construídas pseudosseções no intervalo de 4,0 a 9,0 kbar e 570 a 750 °C, janela *P-T* que engloba as reações metamórficas e campos de estabilidade referentes às principais paragêneses identificadas na petrografia.

O sistema químico adotado foi o NCKFMASHTO (Na₂O - CaO - K₂O - FeO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O - TiO₂ - O₂). Sendo esse selecionado por ser o mais completo para representar pelitos, possibilitando a comparação de composições químicas distintas.

Para as pseudosseções construídas, quartzo e H₂O são considerados em excesso. Admite-se isso já que dado que o quartzo é observado em todas as amostras estudadas e fluido rico em água provavelmente esteve presente ao longo de toda a história metamórfica dessas rochas, considerando que os filossilicatos são abundantes.

A primeira amostra modelada com pseudosseção é a RM 106 (Figura 9), um fibrolita-plagioclásio-granada micaxisto. A partir de descrição petrográfica, essa rocha apresenta como paragênese do pico metamórfico: quartzo + muscovita + biotita + granada + sillimanita + plagioclásio (campo vermelho em destaque). Na pseudosseção, o campo 13 marca a entrada da sillimanita, o campo logo a frente (à direita) demonstra a paragênese de pico metamórfico com valores *P-T* até 642 °C e 6,5 kbar, esse campo por sua vez evolui da quebra da estauroлита. No entanto, não há estauroлита nessa rocha, uma hipótese para o surgimento da sillimanita nessa paragênese do pico metamórfico, seria que reações contínuas anteriores ao seu campo de entrada fossem as responsáveis, o que encaixaria com as relações texturais de intercrescimento de fibrolita e biotita ou muscovita. Os valores químicos obtidos pelas isopletras de X_{Alm} de granada e plagioclásio (Figura 10) foram inconscientes e distantes dos valores químicos determinados por Moraes (1997), não podendo usar dos mesmos para estimativas de *P-T* através dessa rocha. No entanto, as

determinações *P-T* feitas via geotermobarometria por Moraes & Fuck (1999) são coincidentes com as estimativas de *P* e *T* do campo em que a paragênese da rocha ocorre na pseudosseção (Figura 9).



- | | |
|----------------------------------|------------------------------------|
| 1) St+Bt+Pl+Ms+Ilm+Grt+Ky+Qz+Ru | 11) Pl+Melt+Bt+Ms+Grt+Ilm+Sill+Qz |
| 2) Pl+Ilm+Grt+Bt+Ms+Ky+Qz+Ru | 12) Ilm+Bt+Pl+St+Sill+Qz |
| 3) Pl+Ilm+Grt+Bt+Ms+Ky+Qz | 13) Pl+St+Bt+Ilm+Ms+Sill+Qz |
| 4) Pl+Ilm+Grt+Bt+Ms+Sill+Qz | 14) Pl+Bt+Crd+Grt+Ilm+Sill+Qz |
| 5) Melt+Pl+Ilm+Bt+Grt+Ms+Sill+Qz | 15) Pl+Crd+Bt+Ilm+Melt+Sill+Qz |
| 6) Melt+Pl+Bt+Grt+Ms+Ky+Qz+Ru | 16) Bt+Grt+Pl+Melt+Crd+Ilm+Sill+Qz |
| 7) Melt+Pl+Bt+Grt+Ky+Qz+Ru | |
| 8) Melt+Pl+Bt+Grt+Ms+Sill+Qz+Ru | |
| 9) Melt+Pl+Bt+Grt+Sill+Qz+Ru | |
| 10) Melt+Pl+Bt+Grt+Ilm+Sill+Qz | |

Figura 9 - Pseudosseção da amostra RM106, com sistema químico adotado: NCKFMASHTO. O polígono em destaque (vermelho) representa a paragénesse do pico metamórfico.

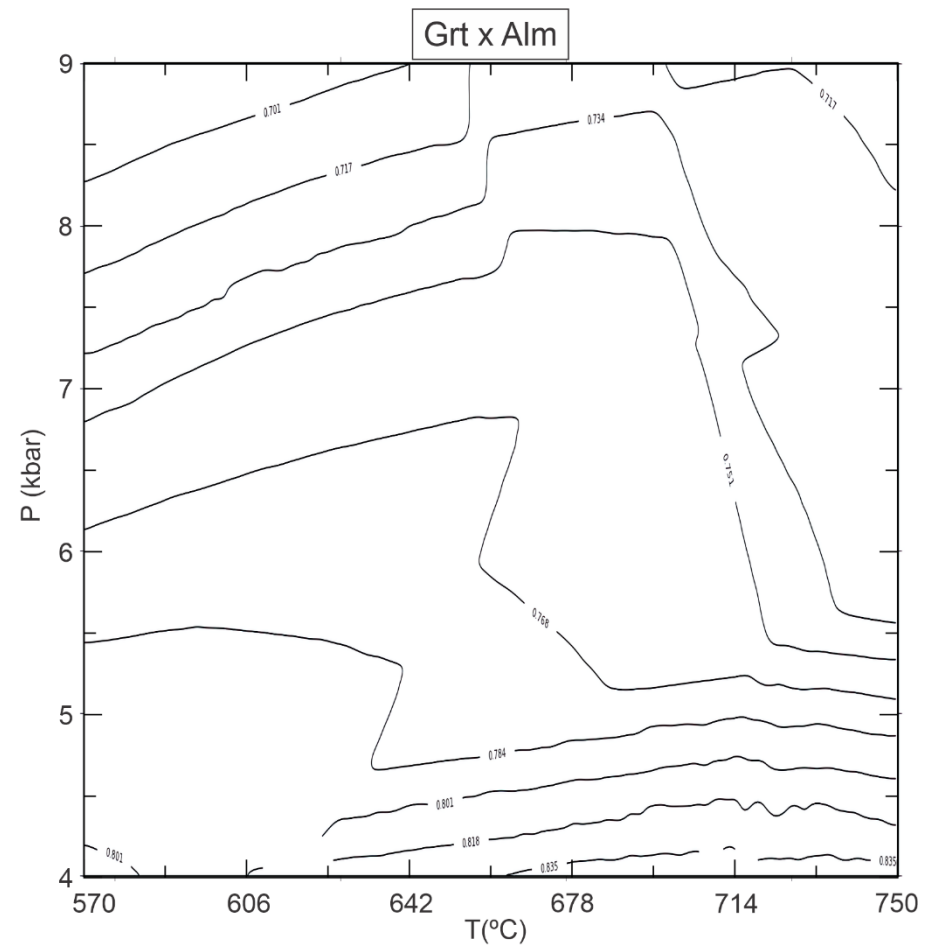
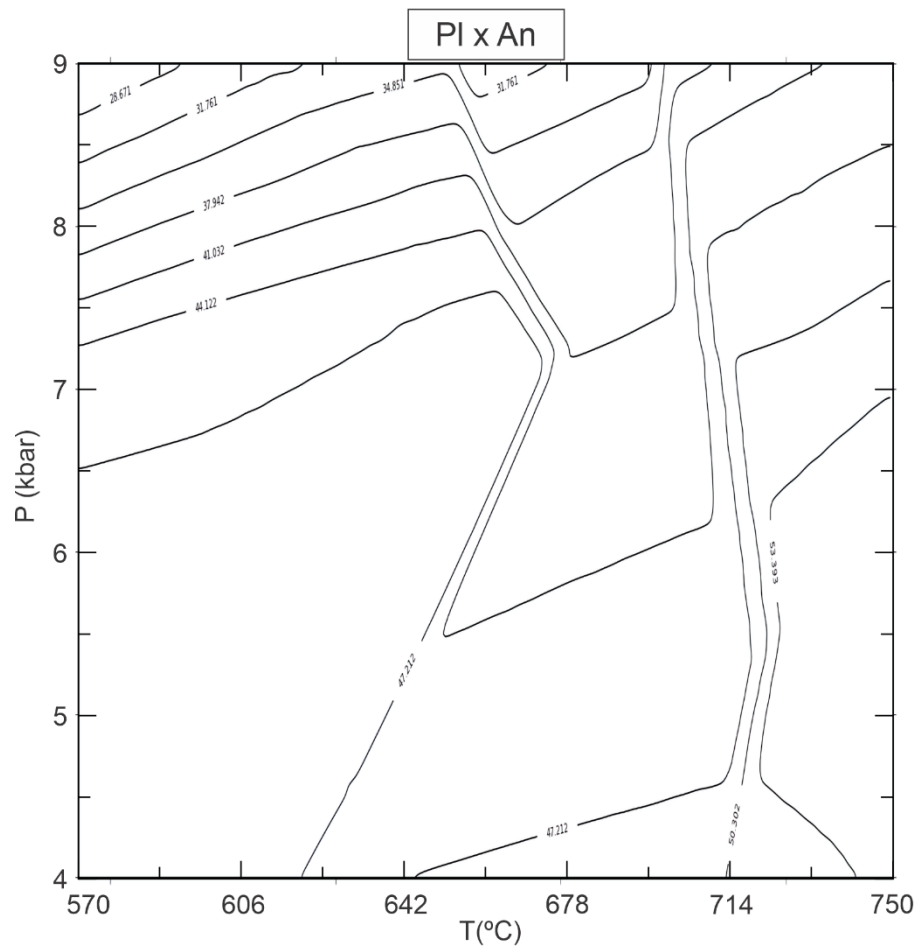
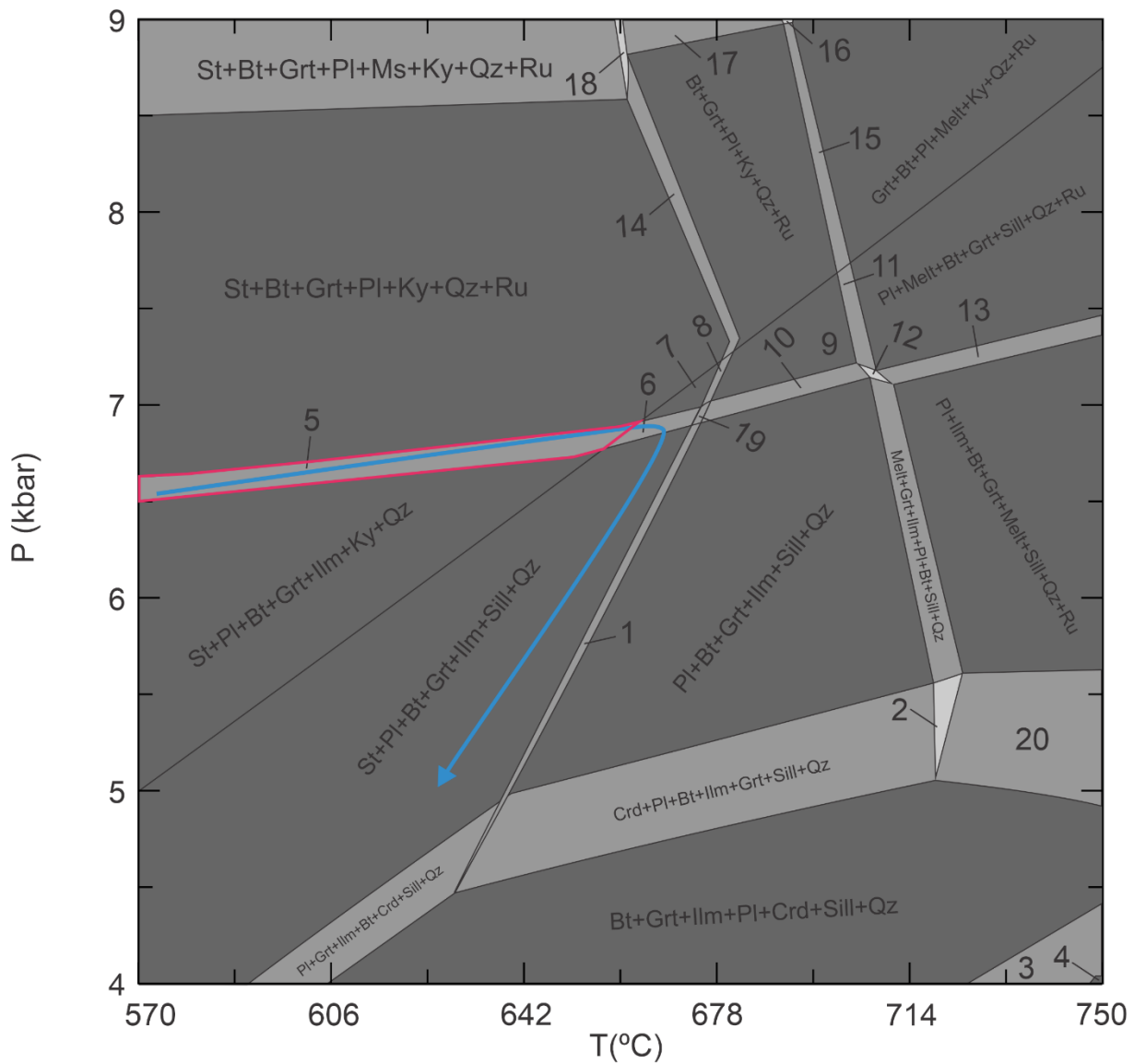


Figura 10 - Isopletas composicionais da amostra RM 106 de XAlm da Granada e XAn do Plagioclásio.

A segunda amostra modelada com pseudosseção é a F29-128 (figura 11), apresenta como paragênese do pico metamórfico: quartzo + muscovita + biotita + granada + estaurolita + cianita + plagioclásio (campo 5), marcando valores $P-T$ de 650 °C e 6,7 kbar. Antes de chegar nessas condições, há o desenvolvimento de reações, onde a partir do campo 5 com estaurolita e cianita há uma progressão para o campo 6 com sillimanita, evidenciando a quebra da estaurolita. Essa quebra da estaurolita originando sillimanita garante as condições dos processos de pressão barrovia, já que o teto para esse processo é em torno de 7 kbar. As análises de isopleias para granada e plagioclásio foram equivalentes aos dados determinados por Moraes (1997), enquanto a isopleia de granada (figura 12) para X_{Alm} apresenta valores entre 0,75 e 0,76 (linha verde) compatíveis aos 0,76 a 0,81 do autor, o mesmo ocorre com os valores obtidos nas isopleias para teor de anortita nos plagioclásios (figura 12), com valores aproximados de An_{40} , enquanto os de Moraes (1997) são de An_{39} . Sendo assim, é possível traçar uma trajetória horária para essa rocha, assim como propor as estimativas $P-T$ do pico metamórfico como próximas das estimadas por Moraes (1997), em torno de 612 °C e 5,9 kbar para temperatura e pressão respectivamente. As texturas em que sillimanita ocorre na borda da estaurolita e cianita corroboram para metamorfismo tipicamente barrovia, com pressões mais baixas que 7 kbar, como observado na pseudosseção e, possivelmente, implicando em decompressão após a rocha atingir o pico metamórfico no campo da cianita.



- | | |
|-----------------------------------|------------------------------------|
| 1) Pl+St+Bt+Grt+Ilm+Sill+Qz | 11) Melt+Bt+Grt+Pl+Sill+Qz+Ru |
| 2) Pl+Crd+Melt+Bt+Grt+Ilm+Sill+Qz | 12) Grt+Melt+Bt+Ilm+Pl+Sill+Qz+Ru |
| 3) Pl+Ilm+Bt+Grt+Crd+Sill+Qz | 13) Bt+Pl+Grt+Melt+Ilm+Sill+Qz+Ru |
| 4) Pl+Grt+Bt+Crd+Ilm+Qz | 14) Grt+St+Bt+Pl+Ky+Qz+Ru |
| 5) Pl+Bt+St+Ilm+Grt+Ky+Qz | 15) Melt+Bt+Pl+Grt+Ky+Qz+Ru |
| 6) Pl+Bt+St+Ilm+Grt+Sill+Qz+Ru | 16) Melt+Bt+Pl+Ms+Grt+Ky+Qz+Ru |
| 7) Pl+Bt+St+Grt+Sill+Qz+Ru | 17) Grt+Bt+Pl+Ms+Ky+Qz+Ru |
| 8) Bt+St+Pl+Grt+Sill+Qz+Ru | 18) Grt+Bt+Pl+St+Ms+Ky+Qz+Ru |
| 9) Bt+Pl+Grt+Sill+Qz+Ru | 19) Pl+Bt+Grt+St+Ilm+Sill+Qz+Ru |
| 10) Pl+Grt+Bt+Ilm+Sill+Qz+Ru | 20) Bt+Pl+Crd+Melt+Ilm+Grt+Sill+Qz |

Figura 11 - Pseudosseção da amostra F29-128, com sistema químico adotado: NCKFMASHTO. O polígono em destaque (vermelho) representa a paragênese do pico metamórfico. A seta curvada em destaque (azul) representa a trajetória horária P-T.

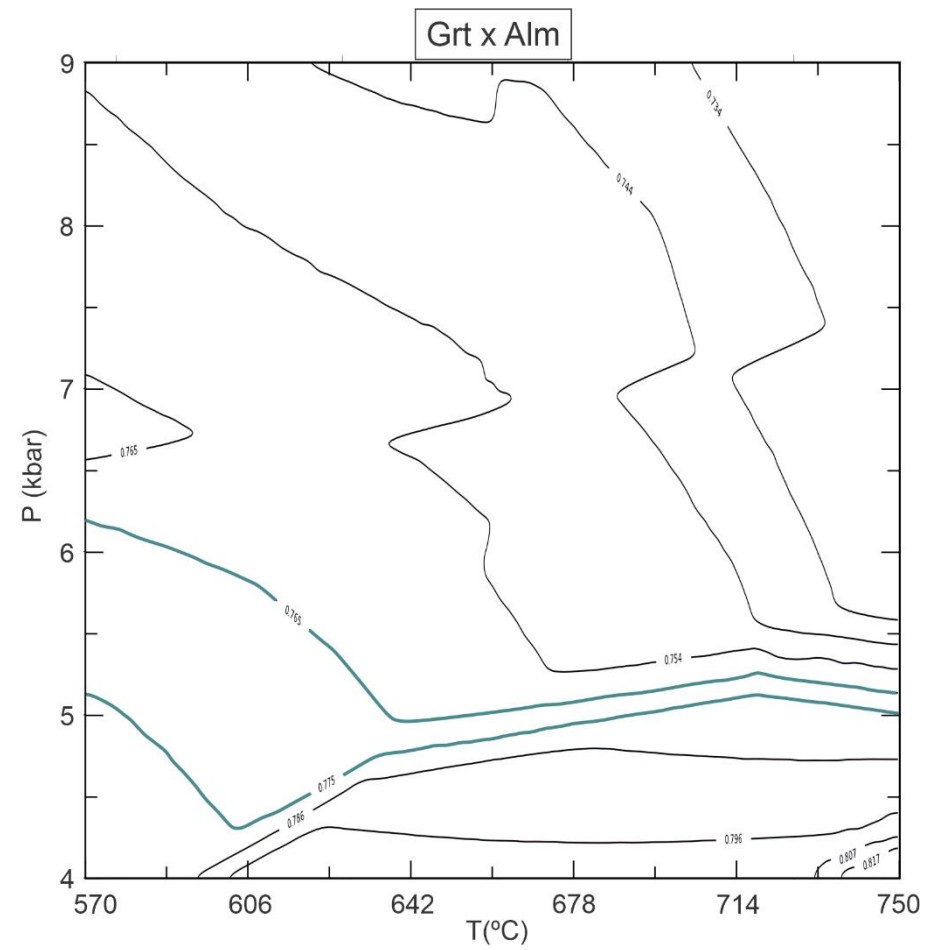
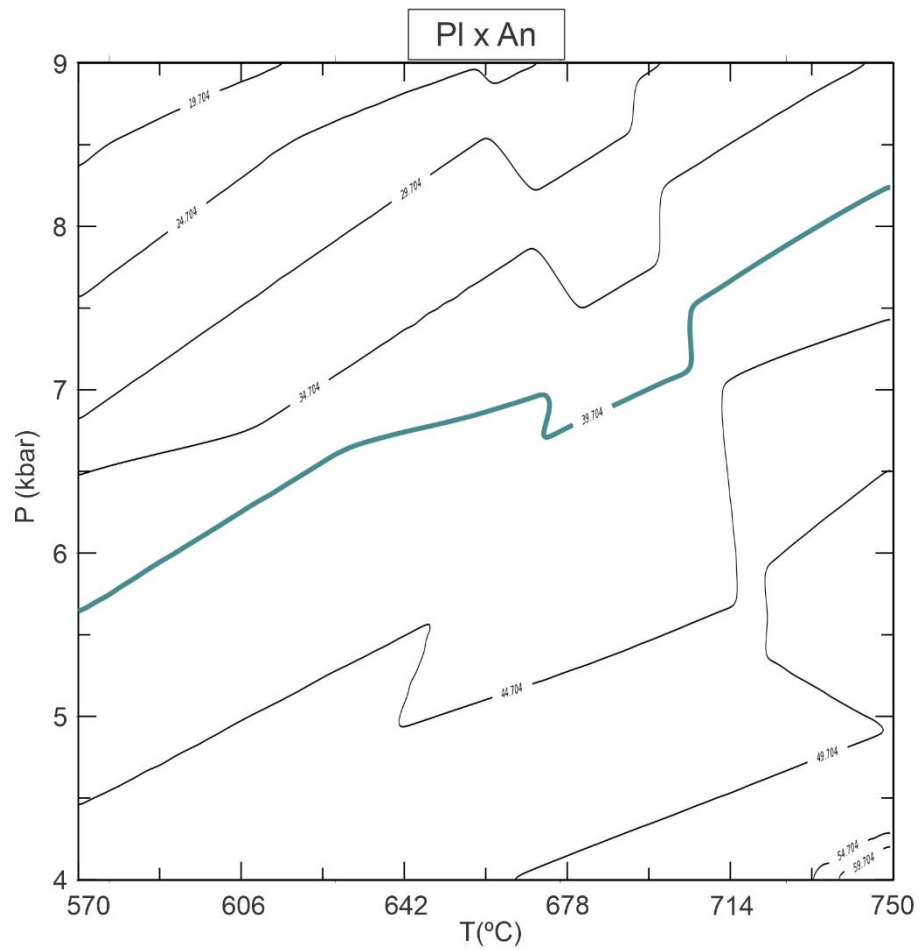
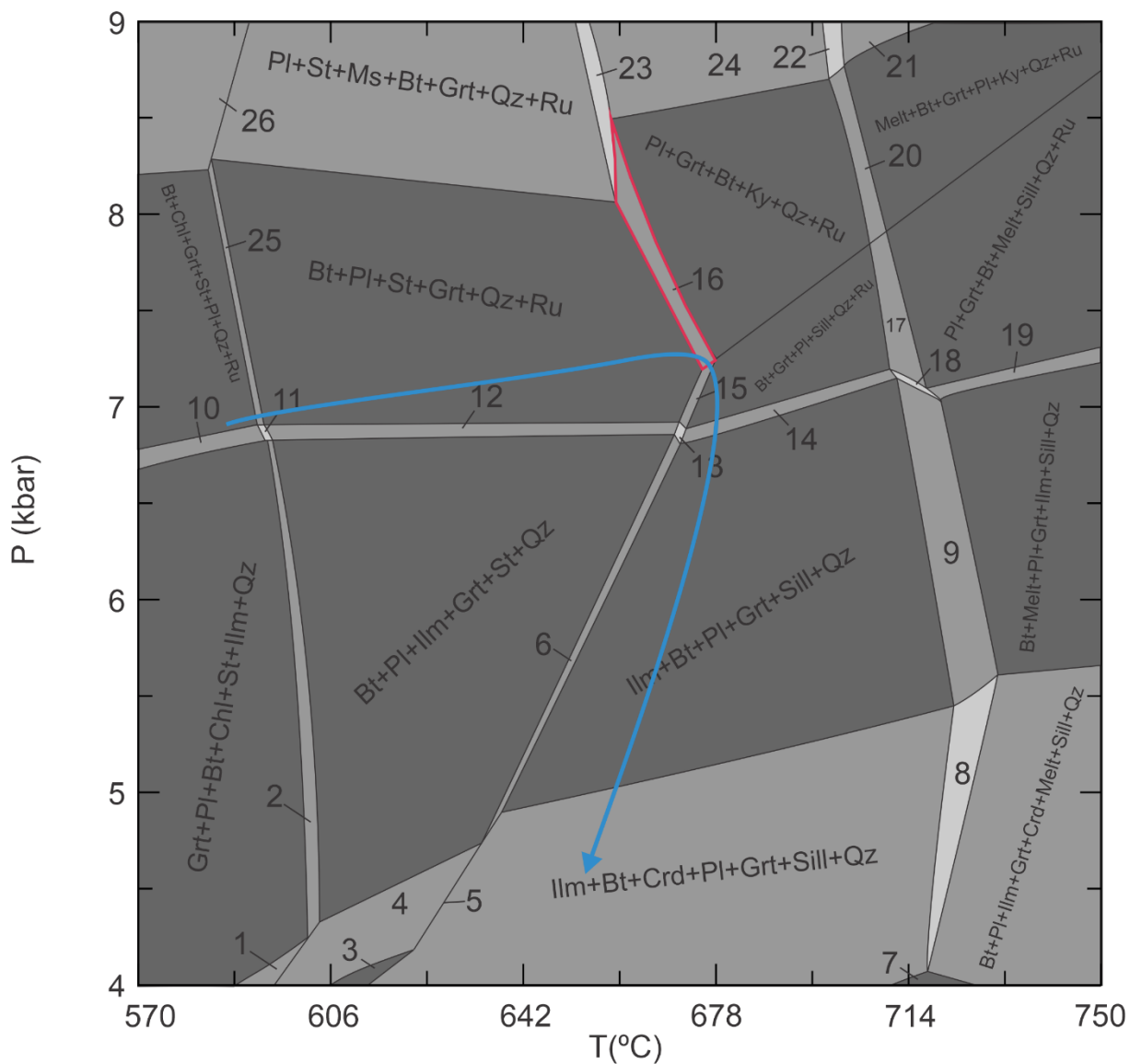


Figura 12 - Isopletas composicionais da amostra F29-128 de XAlm da Granada e XAn do Plagioclásio. Linhas em destaque esverdeadas representam os valores composicionais correspondentes aos campos das paragênese (39,7 para XAn e 0,76 a 0,75 para XAlm).

A terceira amostra modelada com pseudosseção é a RM 75 (figura 13), a paragênese do pico metamórfico é: quartzo + biotita + granada + estaurolita + cianita + plagioclásio, com valores P - T de no máximo 680°C e 7,2 kbar (campo 16). Contudo, as evidências texturais apontam desequilíbrio entre as fases com desenvolvimento de reações, além dos dados químicos das isopleias geradas (figura 14) indicarem para X_{Alm} de granada valores entre 0,74 a 0,76, e isopleias de plagioclásio (figura 14) apontarem valores de An_{44} . Valores próximos aos das análises químicas de Moraes (1997), com teor de anortita An_{42} e 0,76 a 0,77 para X_{Alm} de granada. Sendo assim a quebra da estaurolita ficaria na transição entre os campos com valores de P e T entre 620 a 680 °C e 3 a 6,5 kbar. Ocorrendo primeiramente a quebra da estaurolita para origem de cianita e transição entre campos na passagem da estaurolita e cianita para origem da sillimanita, tendo como referência o campo 16 da pseudosseção. As feições texturais de cordierita em desequilíbrio e envolvendo outras fases minerais, indica uma continuidade do processo metamórfico, mas dentro de um processo de descompressão, onde isso implica pressão característica do metamorfismo barroviense para o pico metamórfico, seguido de quebra da estaurolita em pressões mais baixas em torno de 7 kbar e cristalização da fibrolita e cordierita durante um processo de descompressão das rochas da região.

Sendo assim, é possível primeiro traçar uma trajetória horária para essa rocha, e como propor as estimativas P - T do pico metamórfico como próximas das estimadas por Moraes (1997), com pressão menor em torno de 7 kbar e temperatura em torno de 670 °C.



- | | | |
|-----------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------|
| 1) Pl+Crd+Bt+St+Grt+Ilm+Chl | 11) St+Pl+Chl+Grt+Bt+Ilm+Qz+Ru | 21) Pl+Melt+Grt+Bt+Ms+Ky+Qz+Ru |
| 2) Grt+St+Pl+Bt+Ilm+Chl+Qz | 12) St+Pl+Grt+Bt+Ilm+Qz+Ru | 22) Pl+Bt+Grt+Ms+Mel+Ky+Qz+Ru |
| 3) Bt+Ilm+Grt+St+Pl+Crd+Qz | 13) Bt+Grt+Pl+St+Ilm+Sill+Qz+Ru | 23) Grt+Pl+Bt+Ms+St+Ky+Qz+Ru |
| 4) Crd+Pl+St+Grt+Ilm+Bt+Qz | 14) Ilm+Pl+Bt+Grt+Sill+Qz+Ru | 24) Grt+Pl+Bt+Ms+Ky+Qz+Ru |
| 5) Grt+Crd+St+Bt+Ilm+Pl+Sill+Qz | 15) Pl+Bt+Grt+St+Sill+Qz+Ru | 25) Grt+Bt+Pl+Chl+St+Qz+Ru |
| 6) Pl+Ilm+Grt+Bt+St+Sill+Qtz | 16) Pl+Grt+Bt+St+Ky+Qz+Ru | 26) Bt+Pl+St+Ms+Grt+Chl+Qz+Ru |
| 7) Bt+Ilm+Pl+Crd+Grt+Sill+Qz | 17) Bt+Grt+Melt+Pl+Sill+Qz+Ru | |
| 8) Melt+Crd+Ilm+Bt+Grt+Pl+Sill+Qz | 18) Melt+Grt+Bt+Pl+Ilm+Sill+Qz+Ru | |
| 9) Melt+Ilm+Bt+Grt+Pl+Sill+Qz | 19) Pl+Melt+Grt+Ilm+Bt+Sill+Qz+Ru | |
| 10) Pl+Ilm+Chl+Bt+St+Grt+Qz+Ru | 20) Melt+Bt+Grt+Pl+Ky+Qz+Ru | |

Figura 13 - Pseudosseção da amostra RM 75, com sistema químico adotado: NCKFMASHTO. O polígono em destaque (vermelho) representa a paragênese do pico metamórfico. A seta curvada em destaque (azul) representa a trajetória horária P-T.

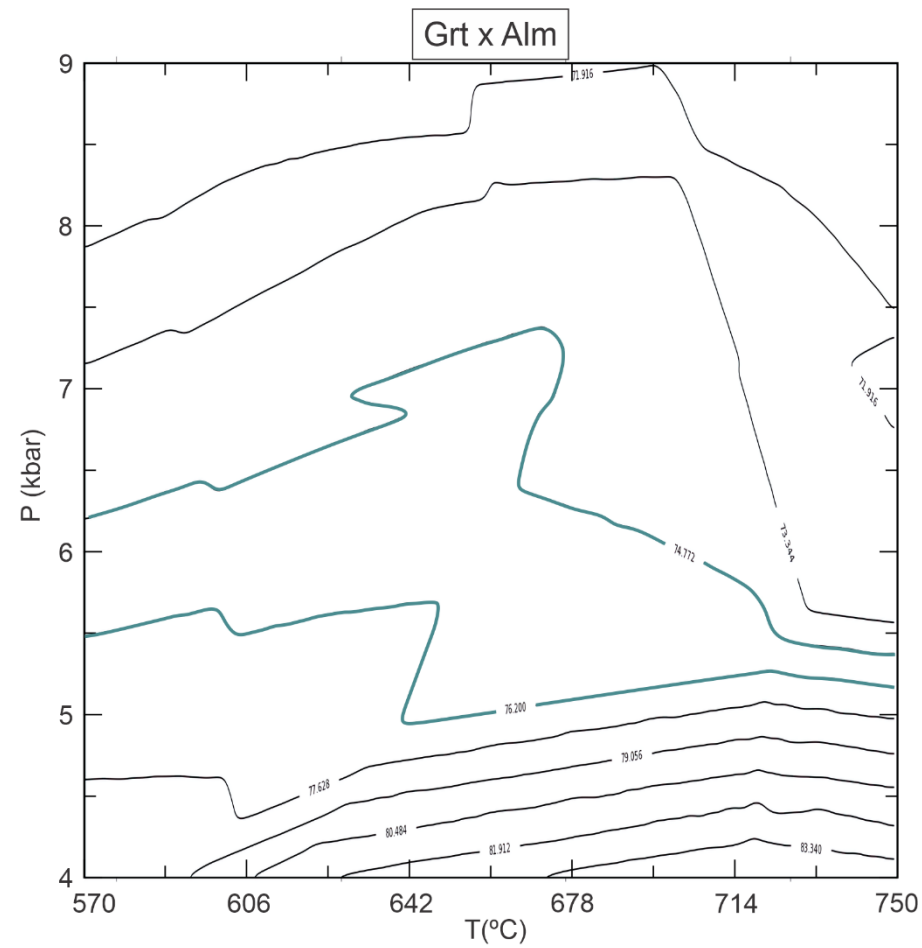
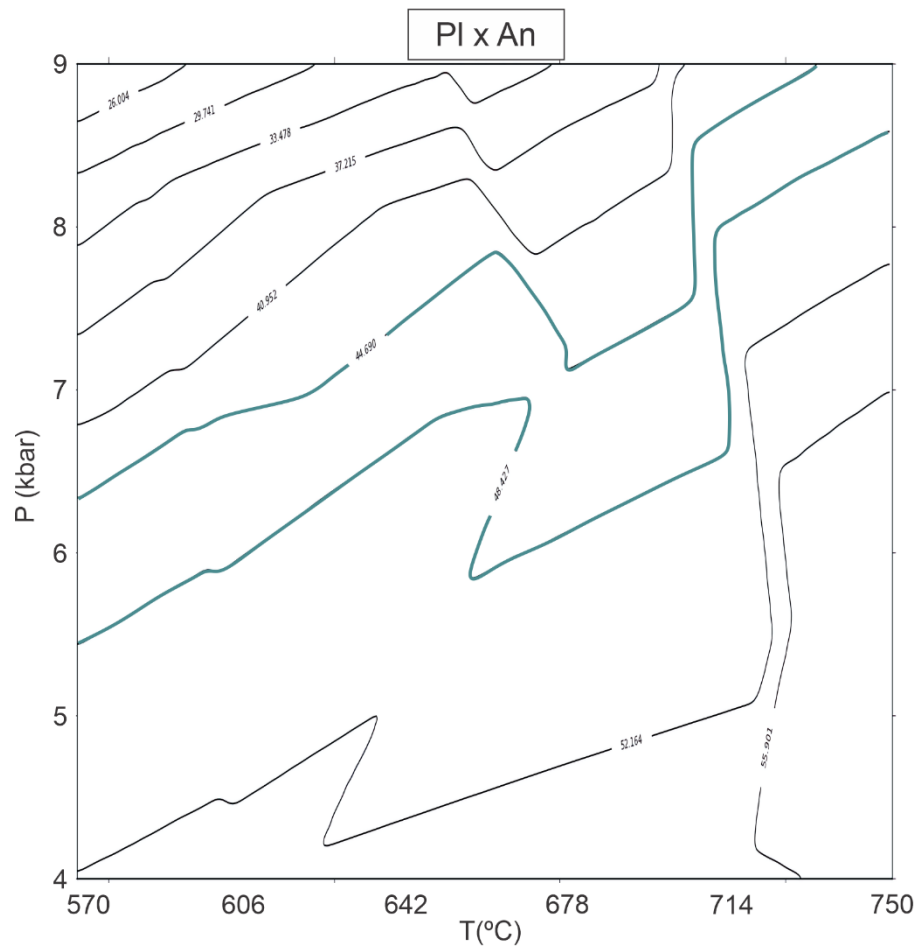


Figura 14 - Isopletas composicionais da amostra RM 75 de XAlm da Granada e XAn do Plagioclásio. Linhas em destaque esverdeadas representam os valores composicionais correspondentes aos campos das paragêneses (44,6 a 48,4 para XAn e 0,74 a 0,76 para XAlm).

6.3 Condições de P e T do Metamorfismo

As condições *P-T* puderam ser estimadas através de um compilado de meios, desde as paragêneses, feições de desequilíbrio, os intervalos mínimos e máximos dos campos dentro das pseudosseções, dados químicos obtidos via isopleias composicionais, até as condições para ocorrência de determinadas reações ou quebras de fases como a estauroлита. Desse modo, esse estudo propõe que os xistos da Sequência Juscelândia sofreram metamorfismo com temperaturas entre 600 a no máximo 680°C e pressões menores que 6,5 kbar.

A amostra RM 75 apresenta evidências de um caminamento e evolução metamórfica mais completas, podendo então ser estabelecida uma trajetória horária, a partir de relações texturais, identificando junto com as pseudosseções a passagem por entre os campos ser proporcional à passagem dos minerais e suas respectivas zonas metamórficas.

Entende-se de uma forma geral que os xistos da região foram submetidos as condições *P-T* progressivas da zona da estauroлита, para a zona da cianita até findar na zona da sillimanita, marcando assim o ápice do metamorfismo. As evidências texturais nas rochas estudadas apontam que boa parte dos xistos passaram por reações metamórficas “padrões” dentre essa sequência metamórfica barrovia. Contudo algumas amostras apontam divergências quanto à paragênese e consequentemente o caminho percorrido na sua história metamórfica. A amostra RM 106 com a ausência de estauroлита, instiga a concluir que a formação da sillimanita ocorreu a partir da sua quebra e que representa a rocha de temperatura mais elevada da sequência, como sugerem Moraes e Fuck (1999).

Por tanto, as análises petrográficas/texturais e subsequentes interpretações metamórficas, propõem o ápice do metamorfismo na zona da sillimanita. Os xistos pelíticos após percorrerem os campos de estabilidade de granada, estauroлита e cianita, findaram esse processo coma cristalização da cordierita. Foi proposto também que essa sucessão de minerais evidencia uma trajetória horária para o metamorfismo ocorrido na região, o que dentro de um contexto orogênico de cinturões, sugere um ambiente colisional, característico de fases de soterramento seguido de aquecimento até a fase de exumação e descompressão do pacote rochoso.

7 DISCUSSÃO

Primeiramente, os dados petrográficos através das relações texturais, associações minerais e paragêneses identificadas postulam para o metamorfismo da sequência Juscelândia condições de P - T acima de 550°C e 5,5 kbar, que concerne aos valores calculados por Moraes *et al.* (1994) para os xistos e anfibolitos da sequência. As relações texturais então identificadas nos xistos da sequência Juscelândia nesse estudo, indicam uma evolução metamórfica semelhante especialmente nas amostras RM-75 e na F29-128, cuja as associações minerais apresentam maior quantidade de fases em relação às outras amostras, indicam ainda uma ordem de cristalização dos minerais metamórficos, indo de granada, estaurolita, cianita, sillimanita e findando na cordierita. As condições P - T para essas duas amostras ficam em torno de 660°C e 7 kbar. A amostra RM 106 foi a que apresentou valores P - T mais baixos com 642 °C e 6,5 kbar.

Essa configuração de sucessão na cristalização dos minerais indica então que o processo metamórfico ocorreu inicialmente em uma etapa de pressão mais elevada (soterramento), onde as evidências são a cristalização de granada, estaurolita, cianita e sillimanita, seguida de uma etapa de decompressão isothermal (exumação), evidenciada pela cristalização de cordierita como uma fase tardia. Essa configuração de sucessão por sua vez, sugere um padrão de trajetória P - T horária durante o metamorfismo, como ilustrado nas pseudosseções das amostras RM 75 e F29-128.

No contexto de cinturões metamórficos, essas trajetórias P - T por serem reflexo do ambiente tectônico em que o metamorfismo ocorreu, têm importância substancial na revelação de importantes configurações evolutivas quanto a história tectono-metamórfica das rochas. Para esses cinturões que apresentam trajetórias P - T com sentido horário, em geral, estão associados a ambientes colisionais. Por sua vez, a associação litológica da sequência Juscelândia é formada por metassedimentos químicos e pelíticos e rochas metavulcânicas, indicando uma deposição em ambiente subaquoso, entende-se então que a sequência da história tectônica, através da configuração da trajetória identificada e projetada nas pseudosseções, passa pelo metamorfismo afetando as rochas da sequência, devendo estar associado justamente a um ambiente colisional, e provavelmente originado durante o evento de colisão da Placa São Franciscana a leste e o Maciço de Goiás a oeste.

Apesar desse tipo de metamorfismo ser comum a ocorrência de múltiplos episódios de deformação e, às vezes, térmicos, os dados petrográficos (aspectos microestruturais) sugerem ainda a ocorrência de um único evento deformacional e metamórfico, tendo dois estágios de foliação além da geração de cristais em uma fase tardi a pós-cinematográfica.

Os dados obtidos através da contagem modal e construção de química mineral feita no presente estudo, quando trabalhados e apresentados mostraram resultados que apesar de menos precisos quanto a valores das estimativas de pressão e temperatura, chegam mesmo assim a resultados similares e com uma boa coerência com os resultados apresentados em trabalhos anteriores como o de Moraes *et al.* (1994). O presente estudo então, mostra uma solução alternativa de se chegar em resultados similares aos adquiridos por métodos tradicionais de química mineral.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os xistos da sequência Juscelândia foram submetidos a análises e cálculos realizados no *Perple_X* (Connolly 1990), apresentando como resultado temperaturas entre 600 a 680°C e pressões em torno de 6,5 kbar. Os xistos pelíticos após percorrerem os campos de estabilidade de granada, estaurolita e cianita, findaram esse processo com a cristalização sillimanita e cordierita. É proposto também que essa sucessão de minerais evidencia uma trajetória horária para o metamorfismo ocorrido na região, o que dentro de um contexto orogenético de cinturões, sugere um ambiente colisional, característico de fases de soterramento seguido de aquecimento até a fase de exumação e descompressão do pacote rochoso.

Entende-se de uma forma geral que os xistos da região foram submetidos as condições *P-T* progressivas da zona da estaurolita, para a zona da cianita até findar na zona da sillimanita. As evidências texturais nas rochas estudadas apontam que boa parte dos xistos passaram por reações metamórficas “padrões” dentre essa sequência metamórfica barrovia. Contudo algumas amostras apontam divergências quanto à paragênese e conseqüentemente o caminho percorrido na sua história metamórfica. A amostra RM 106 com a ausência de estaurolita, instiga a concluir que ela representa a rocha de temperatura mais elevada, como sugerem Moraes e Fuck (1999).

A análise microestrutural indica que é comum que múltiplos episódios de deformação e, às vezes, térmicos, sejam responsáveis pela formação de várias gerações de minerais. No caso em questão, as foliações e as características dos porfiroblastos serviram como microestruturas típicas evidenciadoras de processos e estágios deformacionais. No caso, dos xistos de Juscelândia, os aspectos microestruturais identificados através das fases minerais, sugerem um único evento deformacional e metamórfico e evidenciam também a blastese das fases minerais para dois estágios de foliação e geração de cristais em uma fase tardi a pós-cinemática: A foliação em um estágio precoce (*S_{n-1}*), definida principalmente pela presença e orientação preferencial das micas (biotita e muscovita) sin-cinemáticas marcam um processo deformacional/metamórfico inicial; E a foliação no estágio subsequente como clivagem de crenulação (*S_n*), que é definida também pela presença e orientação das micas biotita e muscovita sin-cinemáticas, e marcada por

microdobramentos que transpõem a foliação anterior (S_n). Além dos porfiroblastos sin-tectônicos de granada, estaurolita, cianita com suas trilhas de inclusões (Si) e os cristais sin-tectônicos de fibrolita que evidenciam um metamorfismo em desenvolvimento progressivo entre os estágios das foliações.

Por tanto, as análises petrográficas/texturais, composicionais e subsequentes interpretações metamórficas, propõem o ápice do metamorfismo na zona da sillimanita. Os valores químicos/ composicionais dos minerais, junto das paragêneses estão de acordo com a zona barroviana proposta e as fácies metamórfica anfibolito.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B. & FUCK, R. A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio De Geologia Do Nordeste, Pp. 363 - 391, Campina Grande.

ALMEIDA, F.F.M.de 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 36p (Boletim 241).

ARAÚJO S.M. 1986. *Petrologia e mineralizações sulfetadas da sequência vulcanosedimentar de Palmeirópolis - Goiás*. Inst. de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 1% p.

ARAÚJO S.M., FAWCETT J.J, SCOTT S.D. 1995. Metamorphism of hydrothermally altered rocks in a volcanogenic massive sulfide deposit: the Palmeirópolis, Brazil example. *Revista Brasileira de Geociências*, 25: 173 - 184.

BARKER, AJ. 1990. *Introduction to metamorphic textures and microstructures*. Glasgow. Blackie & Son. 162p.

BELL, T.H.& HAMMOND, R.L. 1984. On the internal geometry of mylonite zones./ *Geology*, 92:667-686.

BROD, J.A. 1988. *Geologia das rochas vulcano-sedimentares da região de Indaianópolis, GO e lineamentos adjacentes*. 267 p. (Dissertação de Mestrado - IG/UnB)

BROD J.A. & JOST H. 1991. Características estruturais, litológicas e magmáticas da zona de cisalhamento dúctil do Rio Traíras, bloco do Complexo Niquelândia, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*. 21: 205 - 217.

BROD J.A. & JOST H. 1994. Revisão estratigráfica da região de Indaianópolis. In: SBG / Núcleo Brasília, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Brasília, *Anais*, 138-141.

CORREIA, C.T. 1994. *Petrologia do Complexo Máfico-ultramáfico de Cana Brava, Goiás*. 151 p. (Tese de Doutorado. IG/USP).

CONNOLLY, J. A. D., 1990. Multivariable Phase-Diagrams - An Algorithm Based On Generalized Thermodynamics. *American Journal Of Science*, 290(6), 666-718. Danni J.C.M., Fuck R.A., Kuyumjian R.M., Leonardos O.H., Winge M. 1984.0 Complexo De Barro Alto Na Região De Ceres-Rubiataba, Goiás. *Revista Brasileira De Geociências*, 14: 128-136.

DARDENNE, M. A., 2000. The Brasilia Fold Belt. In: *Tectonic Evolution Of South America* (Eds Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. & Campos, D. A.), Pp. 231 - 263, Rio De Janeiro.

DANNI J.C.M., FUCK R.A., LEONARDOS O.H. 1982. Archean and lower Proterozoic units in central Brazil. *Geologische Rundschau*. 71: 291 - 317. Fuck, R.A.; Danni, J.C.M., Winge, M.; Andrade, G.F., Barreira, C.F., Leonardos, O.H. & Kuyumjian, R.M. 1981. Geologia da Região de Goianésia. In: SBG / Núcleos Centro Oeste e Brasília, Simp. Geol. Centro-Oeste, I, Goiânia, Ata, 447 - 467.

DANNI J.C.M., FUCK R.A., KUYUMJIAN R.M., LEONARDOS O.H., WINGE M. 1984.0 Complexo de Barro Alto na região de Ceres-Rubiataba, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 14: 128-136.

DANNI, J.C.M. & LEONARDOS, O.H. 1980. The Niquelândia maficultramafic granulites and gabbro-anortosites-metavolcanic associations (inédito).

DAVIS, G.H. 1984. *Structural Geology of Rocks and Regions*. New York, John Wiley & Sons. 492p.

FERREIRA FILHO, C.F. & NALDRETT, A. J. 1991. O Complexo Máfico- Ultramáfico de Niquelândia, Goiás: Novos dados geológicos e estruturais - Implicações para um modelo tectônico-petroológico. Goiânia, SBG, Núcleo Centro-Oeste. p. 1-26 (Boletim Informativo 14).

FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M., WINGE, M.; ANDRADE, G.F., BARREIRA, C.F., LEONARDOS, O.H. & KUYUMJIAN, R.M. 1981. Geologia da Região de Goianésia. In: SBG / Núcleos Centro Oeste e Brasília, Simp. Geol. Centro-Oeste, I, Goiânia, Ata, 447 - 467.

FUCK R.A.; PIMENTEL M.M. & D'EL - REY SILVA L.J. 1994. Compartimentação Tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú (SC), Anais, p.215-216.

HENSEN, B. J. & GREEN, D. H., 1970. Experimental Data On Coexisting Cordierite And Garnet Under High Grade Metamorphic Conditions. *Physics Of The Earth And Planetary Interiors*, **3**, 431 - 440.

HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. 1976. *An Outline of Structural Geology*. Singapore, John Wiley & Sons. 571 p.

HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R., 1998. An Internally Consistent Thermodynamic Data Set For Phases Of Petrological Interest. *Journal Of Metamorphic Geology*, **16**(3), 309-343.

HUTCHISON, C. S., 1974. *Laboratory Handbook Of Petrographic Techniques*. John Wiley & Sons, Ny.

MANTOVANI, M. S. M., QUINTAS, M. C. L., SHUKOWSKY, W. & BRITO NEVES, B. B., 2005. Delimitation Of The Paranapanema Proterozoic Block: A Geophysical Contribution. *Episodes*, 28(1), 18 - 22.

MANTOVANI, M. S. M. & BRITO NEVES, B. B., 2005. The Paranapanema Lithoferic Block: Its Importance For Proterozoic (Rodinia, Gondwana) Supercontinent Theories. *Gondwana Research*, 8(3), 303 - 315.

MARINI, O. J., FUCK, R. A. & DANNI, J. C., 1981. A Evolução Geotectônica Da Faixa Brasília E Do Seu Embasamento. In: Simpósio Do Cráton Do São Francisco E Suas Faixas Marginais, Pp. 100 - 113, Salvador.

McLELLAND, J.M. 1984. The origin of ribbon lineation in the Greenville Province, Ontario, Canada. *J. Structural Geology*, 6(1/2):147-157.

MAWER, C.K. 1986. What is a Mylonite? *Geoscience Canada*, 13(1):33-34.

MORAES, R. et al. Sequência vulcanossedimentar relacionada ao rift bimodal de Juscelândia no Brasil central: extensão mesoproterozóica e metamorfismo

neoproterozóico. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 20, n. 4, pág. 287-301, 2006.

MORAES, R.; FUCK, REINHARDT A. Trajetória P–T Horária para o Metamorfismo da Sequência Juscelândia, Goiás: Condições do Metamorfismo e Implicações Tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p. 603-612, 1999.

MORAES R., VASCONCELLOS A.C.B.C., FUCK R.A. 1994. Uma descontinuidade metamórfica no Complexo Barro Alto: Evidência para a sua compartimentação? In: SBG / Núcleo Brasília e Centro Oeste, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, Brasília, Anais, 135-137.

MORAES R. 1997. Condições e evolução do metamorfismo no Complexo Barro Alto e litogeoquímica do vulcanismo bimodal da sequência Juscelândia, Goianésia, Goiás. Inst. de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 385 p.

MORAES R. & FUCK R. A. 1994. Deformação e metamorfismo das sequências Juscelândia e Serra da Malacacheta, Complexo Barro Alto, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 24: 189- 197.

MORAES R. & FUCK R. A. 1998. Temperatura e pressão do metamorfismo do anfibolito Cafelândia, Complexo Barro Alto, Goiás. In: SBG. Cong. Brás. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais de Resumos Expandidos*, 495.

MORAES R. 1992. Metamorfismo e Deformação da Sequência Vulcano-Sedimentar Juscelândia, Goiás, e Geoquímica de seus Anfibolitos. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 171 p.

OLIVEIRA, A. M. & JOST, H. 1992. Estratigrafia da Seqüência Granulítica do Complexo Barro Alto na região de Goianésia, Goiás. In: CONG. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Boletim Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG. v.I, p. 446-447.

PASSCHIER, C. W.; TROUW, R.A.J. 1996. *Microtectonics*, Berlin, Springer Verlag, p. 289.

PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., JOST, H., FERREIRA FILHO, C.F., ARAÚJO, S.M., 2000. The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani,

U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds) Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 195–229.

POWELL R. & HOLLAND T.J.B. 1990. Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K₂O - FeO - MgO – Al₂O₃ – SiO₂ – H₂O). *American Mineralogist*, 75: 367-380.

POWELL, R., HOLLAND, T. & WORLEY, B., 1998. Calculating Phase Diagrams Involving Solid Solutions Via Non-Linear Equations, With Examples Using Thermocalc. *Journal Of Metamorphic Geology*, **16**(4), 577-588.

POWELL, R. & HOLLAND, T. J. B., 1988. An Internally Consistent Dataset With Uncertainties And Correlations; 3, Applications To Geobarometry, Worked Examples And A Computer Program. *Journal Of Metamorphic Geology*, **6**(2), 173-204.

POWELL, R., GUIRAUD, M. & WHITE, R. W., 2005. Truth And Beauty In Metamorphic Phase Equilibria: Conjugate Variables And Phase Diagrams. *The Canadian Mineralogist*, 43, 21-33.

RAMSAY, J.G. 1980. Shear zone geometry: A review. *J. Structural Geology*, 2(1/2):83-99.

RHODES, S. & GAYER, R.A. 1977. Non-cylindrical folds, linear structures in the X direction and mylonite Nappe Complex - Finnmark. *Geol. Mag.*, 114(5):329-408.

RICARDO, B. S. et al. Implicações tectônicas de rochas de gradiente de campo metamórfico de alta e baixa pressão justapostas na Formação Turvo-Cajati, Terreno Curitiba, Faixa Ribeira, Brasil. *Precambrian Research* , v. 345, p. 105766, 2020.

RIDLEY, J. 1986. Parallel stretching lineations and fold axes oblique to a shear displacement direction - a model and observations. *J. Structural Geology*, 8(6):647-653.

SANTOS, C. A.; MORAES, R.; SZABÓ, Gergely AJ. Uma comparação entre modelagem de diagramas de fases de rochas metamáficas e dados termobarométricos experimentais e independentes. *Lithos* , v. 340, p. 108-123, 2019.

SPEAR, F.S. 1995. Metamorphic phase equilibrium and pressure-temperature-time paths: Mineralogical Society of America. Monograph. 799f.

SPEAR F.S., KOHN MJ., PAETZOLD S. 1995. Petrology of the regional sillimanita zone, westcentral New Hampshire, U.S. A., with implications for the development of inverted isograds. *American Mineralogist*, **80**: 361- 376.

THOMPSON A.B. & ENGLAND P.C. 1984. Pressure-Temperature-time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 929 - 955.

VALERIANO C.M., PIMENTEL M.M., HEILBRON M., ALMEIDA J.C.H., TROUW R.A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit (eds) West Gondwana: pre Cenozoic correlations Across the South Atlantic region. Geological Society, London, Special Publication, 294:197-210.

WISE, D.U.: DUNN, D.E.; ENGELDER, J.T.; GEISER, P.A.; HATCHER, R.D.; KISH, S.A.; ODOM, A.L. & SCHAMEL, S. 1984. Fault-related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, 12:391-394.

WILLIAMS, G.D. 1978. Rotation of contemporary folds into X Direction during overthrust processes in Laksefjord, Finnriark. *Tectonophysics*, 48:29-40.

YARDLEY B.W.D. 1989. *An Intruduction to Metamorphic Petrology*. Singapore. Longman Earth Science Series. 248 p.

YARDLEY, B. W. 1994. Introdução À Petrologia Metamórfica. Ed. Universidade de Brasília. P. 434.

YARDLEY, B. W. D. 2004. Introdução à petrologia metamórfica. 2. Ed. Revista. – Brasília: Editora Universidade de Brasília, 432p.

ZEN, E., 1966. *Construction Of Pressure-Temperature Diagrams for Multi Component Systems After The Method Of Schreinemakers: A Geometric Approach*.