

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO METAMÓRFICA DOS METAPELITOS DA ANTIFORME SERRA  
DOS PEDROSAS: CONDIÇÕES E IDADES DO METAMORFISMO**

*Cristine Lenz*

**Orientador: Luís Alberto Dávila Fernandes**

**Co-orientadora: Carla Cristine Porcher**

**Comissão examinadora:**

**Prof. Dr. Edinei Koester**

**Prof. Dr. Ivo Dussin**

**Prof. Dr. Rômmulo Conceição**

Dissertação de mestrado apresentada como  
requisito parcial para a obtenção do título de  
Mestre em Geociências

**Porto Alegre-2006**

## AGRADECIMENTOS

Agradeço à Universidade Federal do Rio Grande do Sul, por todo o ensino de graduação e pós-graduação, pelo constante investimento na formação de profissionais de qualidade. Ao programa de pós-graduação em Geociências, á todos os integrantes da coordenação do programa, muito obrigado pelas mais diversas ajudas.

Agradeço aos meus orientadores, Carla e Luis Alberto por terem contribuído das mais diversas formas no meu crescimento como profissional e como pessoa nesses seis anos de convivência.

Agradeço ao pessoal do laboratório de microsonda, Márcia Gomes e Fabrício, por conseguirem colocar a máquina em rotina para que eu obtivesse os meus dados. Não há palavras para agradecer todo o esforço de vocês.

Agradeço á coordenação do Laboratório de Isótopos, em especial do Prof. Farid pela disponibilidade para a obtenção dos dados. Ao pessoal do laboratório, em especial ao Edinei Koester, um exemplo de profissional na geologia, á Andréia Gross pela grande amizade e constates ajudas na parte de metamorfismo, à Anelise pela simpatia e diversas ajudas. Ao pessoal do laboratório de moeção, Sandra e Fabrício, por sempre me auxiliarem mesmo nos momentos mais críticos da minha dissertação.

Agradeço ainda ao Luiz Fernando Morales, pelas duas semanas divertidíssimas de trabalho de campo em Encruzilhada, por todo o aprendizado em geologia estrutural e pelas mais diversas ajudas ao longo desses seis anos de convivência na sala 202 e da pós-graduação.

*“Os verdadeiros amigos são a poesia da vida. Eles enchem nossos dias de cores, rimas e risos, e nos seguram a mão quando caminhar parece difícil”.* Obrigada Lisi por seres essa pessoa iluminada, por me fazer rir quando na verdade eu queria chorar, por me dar força para continuar a lutar. Obrigada também Miriam, por seres essa pessoa tão especial, tão dedicada. Lu, Paty, Mirela e Dudu por compartilharem tantos momentos bons comigo e por sempre me incentivarem. Lua (minha gata), por ser tão amada, carinhosa e por me dar tantas alegrias.

*“A família é uma semente, da qual brotam raízes e ramos que se espalham pelo mundo”.* Não tenho e nunca terei palavras para expressar todo o amor e orgulho que

sinto por vocês pai e mãe. Vocês criaram um ambiente favorável para brotarem raízes fortes que se espalharam pelo mundo, amo vocês mais que tudo nessa vida. Obrigado aos meus manos por toda a convivência maravilhosa, por me darem sobrinhos tão lindos, e obrigado Guido por existires na minha vida por ser pai, irmão, amigo, incentivador.

Ao povo brasileiro que chora e que luta e que mesmo em frente às maiores batalhas não desiste nunca.

E é claro agradeço a Deus, por ter criado o amor, a amizade, por ter me dado a minha família, os meus amigos, por ter colocado tantos anjos na minha trajetória e por me dar a vida.

## DEDICATÓRIA

*Dedico essa dissertação ao meu irmão Guido, pelo apoio e carinho incondicionais e por ser um exemplo de profissional nesse país.  
.....diese these iss für dich liebe bruder.....*

## EPÍGRAFE

*“Algún día en cualquier parte, en cualquier lugar indefectiblemente te encontrarás a ti mismo, y ésa, sólo ésa, puede ser la más feliz o la más amarga de tus horas” Pablo Neruda*

## RESUMO

Na região central do Escudo Sul Rio-grandense aflora uma seqüência de rochas supracrustais -metassedimentares e metavulcânicas -de idade Neoproterozóica (Complexo Metamórfico Porongos- CMP) intercaladas com gnaisses e granitóides milonitizados de idade Paleoproterozóica (Gnaisses Encantadas e Granitóides Milonitizados de Santana da Boa Vista). Neste trabalho foram estudados os xistos pelíticos do extremo leste do CMP, nas proximidades do contato com as rochas da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SIES). Nessa região aflora a Antiforme Serra dos Pedrosas, uma dobra tardia de escala quilométrica que controla a distribuição das unidades do CMP denominadas Cerro Cambará, Rincão do Maranhão e Cerro do Facão. A deformação principal dessas rochas, marcado pelas foliações S1 e S2 foi originada em zonas de cisalhamento tangenciais de idade Neoproterozóicas. Durante esse evento é atingido o pico metamórfico na região (M1) marcado pela assembléia mineral em equilíbrio Ms-Bt-Chl-Grt-St-Pl-Qz, estável em condições de pressão intermediária (6 kbar) e temperatura em torno de 590°C. As condições de PT da assembléia M1 foram estimadas com base nas grades petrogenéticas do sistema MnNCKFMASH (Tinkham *et al.*, 2001) e foram confirmadas por dados de geotermobarometria, obtidos através do programa Thermocalc. Uma estreita faixa de rochas no extremo leste da unidade Cerro do Facão registra evidências de um metamorfismo de contato (M2), relacionado á intrusões dos magmas graníticos da SIES. Esse evento está registrado na cristalização da assembléia mineral Ms-Bt-Chl-And-Grt-Qz e ocorre predominantemente em veios que cortam a foliação S2. A assembléia M2 é estável em baixas pressões (em torno de 2.7 kbar) e temperaturas variando de 550-560 °C, condições de PT essas também estimadas através das grades petrogenética sistema MnNCKFMASH (Tinkham *et al.*, 2001) e confirmadas pelos cálculos de geotermobarometria. O evento metamórfico M3 está registrado apenas nas rochas da unidade Cerro do Facão. Esse está provavelmente relacionado ao processo de soerguimento da região, sendo registrado por pseudomorfos de clorita e muscovita á partir da estauroлита e andalusita e de clorita á partir da granada. As idades de  $658 \pm 26$  Ma do evento metamórfico M1 foram obtida pelo método Rb-Sr, através da construção de isócronas minerais internas de muscovita e rocha total. As idades TDM dos metassedimentos revelaram uma fonte Paleoproterozóica e os dados de

End revelaram uma grande contribuição crustal nas rochas da área fonte dos metassedimentos. As idades TDM obtidas para as rochas metassedimentares do CMP variaram entre 1.6 e 2.0 Ga, o que representa que a área fonte dessas rochas foi originada de uma fonte Paleoproterozóica. Os valores de ENd variaram entre -13,4 to -16,7 e revelando uma grande contribuição crustal para as rochas da área fonte desses metassedimentos.

## **ABSTRACT**

In the central part of the Sul-Rio-Grandense Shield crops out a sequence of supracrustal rocks of Neoproterozoic ages (Porongos Metamorphic Complex-PMC) tectonic interleaved with its Palaeoproterozoic basement composed by gnaisses and mylonitic granitoids belonging to Encantadas Complex and Santana da Boa Vista Milonitic Granitoids, respectively. The focus of this study are the metapelitic schists that occur in the eastern part of the area of outcrop of the PCM, adjacent to granitic rocks of the Encruzilhada do Sul Intrusive Suite (ESIS). Exposures of the Cerro Cambará, Rincão do Maranhão and Cerro do Facão schists of the PMC in this area are controlled by the Serra dos Pedrosas Antiform, a km-scale late-tectonic fold. The main deformation (D1) that affected these rocks gave rise to flat-lying shear zones at the regional scale and is marked by the S1-S2 foliation in the samples studied. During this tectonic episode peak metamorphic conditions (M1) were achieved and is marked by the mineral assemblage Ms-Bt-Chl-Grt-St-Pl-Qz, stable under intermediate conditions (6 kbar) and temperatures around 590°C. These P-T conditions were estimated through equilibrium conditions of these mineral phases in petrogenetic grid of the MnNCKFMASH system and were confirmed by thermobarometric calculations using the program Thermocalc. A narrow strip of rocks that crops out in the East of the Cerro do Facão unit shows evidence of contact metamorphism (M2) related to intrusion of granitic magmas of the SIES. This event is registered by crystallization of the assemblage Ms-Bt-Chl-And-Grt-Qz and occurs predominantly in veins that cut across the S2 foliation. This assemblage is stable under conditions of low pressure (2.7 kbar) and temperature around 550°C. These P-T conditions were also estimated by equilibrium of mineral phases in petrogenetic grids and confirmed by thermobarometric calculations. The M3

metamorphic event is registered only in rocks of the Cerro do Facão unit. It is probably related to uplift of rocks of this region being marked by pseudomorphs of chlorite and muscovite on staurolite and andalusite and chlorite on garnet. Ages of  $658 \pm 26$  Ma were obtained for the M1 metamorphic event using the Rb-Sr method with mineral isochrons of muscovite and whole-rock. TDM ages of 1.6 to 2.0 Ga and ENd values between -13,4 and -16,7 indicate that crustal rocks of Palaeoproterozoic ages are the main source for these metasediments





## LISTA DE ABREVIATURAS

Ab: albita

Alm: almandina

An: anortita

And: andalusita

Ann: anita

Bt: biotita

CDF: Cinturão Dom Feliciano

Chl: clorita

CMP: Complexo Metamórfico Porongos

Ctd: cloritóide

ESRG: Escudo Sul Rio-grandense

Grs: grossulária

Grt: granada

Ms: muscovita

Ph: flogopita

Pl: plagioclásio

Py: piropo

Qtz: quartzo

SIES: Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul

Spss: espessartina

St: estaurolita

## SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	iv
EPÍGRAFE .....	v
ABSTRACT .....	vii
LISTA DE ABREVIATURAS.....	x
SUMÁRIO.....	xi
LISTA DE FIGURAS .....	xiii
LISTA DE TABELAS .....	xvii
LISTA DE GRÁFICOS.....	xviii
CAPÍTULO 1 .....	1
-Introdução- .....	1
CAPÍTULO 2 .....	6
-Evolução de Cinturões Metamórficos.....	6
Conceitos Teóricos e Metodologia- .....	6
2.1 Introdução.....	6
2.2 Geologia estrutural .....	6
2.3 Petrologia Metamórfica .....	7
2.4 Química Mineral e Geotermobarometria.....	11
2.4.1 A química dos minerais e o zonamento em minerais metamórficos	11
2.4.2 Geotermobarometria .....	12
2.5 Geologia Isotópica .....	14
-Datação de eventos metamórficos através dos métodos Rb-Sr e Sm-Nd- .	14
2.5.1 Conceitos Teóricos.....	14
2.5.2 O Método Rb-Sr .....	17
2.6 Metodologias utilizadas.....	19
2.6.1 Geologia estrutural e de campo .....	19
2.5.2 Petrologia Metamórfica .....	20
2.5.3 Geologia Isotópica – Tratamento das amostras.....	21
CAPÍTULO 3 .....	23
-Geologia Regional- .....	23
3.1 Introdução.....	23
3.2 Domínio Central-Oeste do CDF.....	26
3.2.3 Complexo Metamórfico Porongos (CMP) .....	32
3.4 Eventos tectono-metamórficos da região estudada e regiões adjacentes	
.....	37
CAPÍTULO 4 .....	41
-Geologia da área- .....	41
4.1 Localização da área de estudo.....	41
-Microestruturas e assembléias minerais- .....	50
5.1 Introdução.....	50
5.2 Microestruturas e assembléias minerais.....	51
5.2.1 Cerro Cambará .....	51
□ Assembléia mineral (M1) .....	51
5.2.2 Rincão do Maranhão.....	53
□ Assembléia mineral (M1) .....	53
5.2.3 Unidade Cerro do Facão.....	54

□	Assembléia mineral (M1) .....	55
□	Assembléia mineral (M2) .....	58
□	Assembléia (M3) .....	62
	CAPÍTULO 6 .....	63
	- Química Mineral - .....	63
	6.1 Introdução .....	63
	6.2 Granadas .....	64
□	Granada Grt <sub>1</sub> (cristalizada em condições de M1).....	64
□	Granada Grt <sub>2</sub> (cristalizada em condições de M2).....	66
	(a) Mica branca .....	68
	(b) Biotita.....	70
	(c) Clorita.....	71
	(d) Estaurolita e Plagioclásio.....	72
	CAPÍTULO 7 .....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
	- Condições de metamorfismo e geotermobarometria- .....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
	7.1 Introdução.....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
	7.2 Evento Metamórfico M1 .....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
	7.2.1 Reações e campo de estabilidade da assembléia M1 nas rochas da unidade Cerro Cambará .....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
	7.2.2 Reações e campo de estabilidade da assembléia M1 nas rochas da unidade Rincão do Maranhão.....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
	7.2.3 Reações e campo de estabilidade da assembléia mineral M1 nas rochas da unidade Cerro do Facão .....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
	7.3 Evento Metamórfico M2 .....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
	7.4 Evento Metamórfico M3.....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
	7.5 Geotermobarometria.....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
	7.2 Geotermobarometria do evento M1 (CMP 54 e CMP 13).....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
	7.3 Geotermobarometria do evento M2 .....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
	CAPÍTULO 8 .....	95
	-Geologia Isotópica- .....	95
	8.1 Introdução.....	95
	8.2 Idades Rb-Sr em Muscovitas.....	95
	8.5. Idades TDM, ENd e isótopos de Nd-Sr.....	97
	CAPÍTULO 9 .....	101
	-Conclusões- .....	101

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** (a) Mapa do Cinturão Dom Feliciano com os Domínios Leste, Central e Oeste, o retângulo destaca o Domínio Central-Oeste deste cinturão (Extraído de Fernandes *et al.*, 1995 a ); (b) Mapa do Domínio Central-Oeste, com as principais litologias aflorantes (Extraído de Porcher,1992); (c) Mapa da região de afloramento da Antiforme Serra dos Pedrosas, com a subdivisão das unidades, CF: Cerro do Facão, RM: Rincão do Maranhão e CC: Cerro Cambará e a localização de alguns pontos representativos da região. .... 5
- Figura 2:** Geometria de porfiroblastos sintectônicos afetados por regimes deformacionais diferentes. **a)** porfiroblasto de granada em forma de espiral, evidenciando a atuação de uma tectônica não coaxial (Extraída de Passchier e Trouw, 1996). **b)** porfiroblasto de granada que sofreu processo de boudinagem, provavelmente em decorrência de uma tectônica coaxial (CMP 21). .... 8
- Figura 3:** Nomenclatura dos porfiroblastos em matriz associada que será usada neste trabalho (Modificado de Passchier e Trouw 1996)..... 9
- Figura 4:** Pseudomorfose de muscovita e clorita a partir de porfiroblasto de estauroлита em rocha metapelítica (CMP 54). .... 11
- Figura 5:** Curva de resfriamento hipotética com temperaturas de fechamento de alguns minerais de acordo com os diferentes métodos. Em vermelho, temperatura de fechamento da muscovita pelo método Rb-Sr: 550° C (Modificado de Cliff, 1985). .... 16
- Figura 6-** Isócrona  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ . (Extraído de Faure, 1986). .... 18
- Figura 7:** Gráfico da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus tempo ilustrando o comportamento do sistema Rb-Sr em rocha total e em minerais (Biotita e K-Feldspato) em três tempos distintos,  $t_0$ : idade da rocha,  $t_M$ : idade do metamorfismo e  $t_P$ : tempo presente (Mofidificada de Faure, 1986). .... 19
- Figura 8:** Mapa do Escudo Sul-rio-grandense e Uruguai com as associações petrotectônicas principais e subdivisões em domínios gravimétricos (Modificado de Fernandes *et al.*, 1995 a). .... 26
- Figura 9:** Mapa do Domínio Central Oeste, com as rochas no embasamento na região central e as rochas supracrustais do CMP (Extraído de Porcher *et al.*, 1992). .... 28
- Figura 10:** Mapa do flanco sul da Antiforme de Santana, região de afloramento do Gnaiss Encantadas e GMSBV, e alguns dados isotópicos dessas rochas (Modificado de Fernandes *et al* 1995a). .... 31
- Figura 11:** Imagem de satélite retirada do site [www.googleearth.com](http://www.googleearth.com) visualizando a área estudada e indicadas as principais litologias e estruturas. A flecha vermelha indica o contato das rochas da SIES com as rochas do CMP, marcado pela Falha Passo do Marinheiro. A escarpa de falha indicando um provável plano de empurão ou de transpressão que marca o contato com a unidade Cerro Cambará e Rincão do Maranhão, e na imagem de satélite é indicando por uma flecha branca. ....42
- Figura 12:** Mapa da região da Antiforme Serra dos Pedrosas, com as principais litologias, ponto de coleta de amostras e atitudes da foliação e lineação. 44
- Figura 13:** Rochas metassedimentares do Cerro do Facão. Na parte inferior da figura, um xisto pelítico com coloração acinzentada e na parte central da

- figura um xisto pelítico de coloração marrão acinzentada e mais quartozoso que o primeiro. Na parte superior da figura um xisto quartzoso, de coloração marrão e com composição predominante de quartzo. .... 45
- Figura 14: a)** Cristais de andalusitas em veios de quartzo com muscovita, clorita, biotita e granada, os cristais são muito grande (de 10 a 15 cm) e não tem uma orientação definida. A muscovita associada também apresenta textura decussada. **b)** Cristais de andalusitas crescendo sobre a foliação S2 e também apresentando dimensões avantajadas..... 46
- Figura 15:** Granadas pós-tectônicas que cresceram em locais próximos aos veios ricos em andalusita. .... 47
- Figura 16:** Na figura da esquerda lente de quartzo dobrada isoclinalmente, na figura da direita dobra apertada marcada pela S1 e transposição dessa foliação gerando S2, xistosidade principal (a seta preta indica a posição da charneira da dobra). .... 48
- Figura 17:** Vista em perfil da foliação principal (S2). Na região assinalada pela seta rosa pode ser visualizado um microlitton preservando a foliação S1. Note que a foliação principal circunda porfiroblastos de granada sintectônica. .... 48
- Figura 18:** Clivagem de fratura em rocha metapelítica preenchida por muscovita e turmalina. A turmalina em muitos casos cresce com o eixo maior perpendicular ao plano da fratura. .... 49
- Figura 19: a)** CMP 23: porfiroblasto de cloritóide sintectônico à foliação principal (S2), luz polarizada **b)** CMP 4: S1(marcada por muscovita e quartzo) preservada em charneira de dobras com flancos transpostos por S2 (composta por muscovita). Base da fotografia mede 1,75 mm, luz polarizada. c) CMP 6, assembléia mineral M1 preservada na foliação S1, que é transposta e é gerada a foliação S2, que é a foliação principal. Base da fotografia mede 3,5 mm. .... 53
- Figura 20: a)** CMP 1: Transposição de foliação S1-muscovita- originando a S2, que é composta por granada, quartzo, muscovita (M1), luz polarizada **b)** CMP 1: No centro da foto observa-se porfiroblasto sintectônico de granada, crescendo sobre a foliação S1 e circundado pela foliação S2. Luz natural, base da fotografia mede 3,5 mm. .... 54
- Figura 21: a)** CMP 44 com assembléia mineral da S1 preservada em micróliton. Base da fotografia mede 3,5 mm. **b)** CMP 41, porfiroblasto sintectônico de granada com rotação de aproximadamente 270°, evidenciando atuação de deformação não coaxial, base da fotografia mede 3,5 mm..... 55
- Figura 22: a)** CMP 54, níveis ricos em plagioclásio na forma de subgrãos e novos grãos, o grão original está completamente recristalizado, porém a forma reliquiar do mesmo ainda pode ser visualizada (circunferência), base da fotografia com 1,75 mm. **b)** CMP 41, assembléia mineral pós-tectônica registrando o evento M1, representada pela ChI<sub>3</sub>. Na foliação S2 pode ser visualizada a ChI<sub>2</sub> (seta branca), base da fotografia com 1,75 mm. **c)** CMP 54, assembléia mineral pós-tectônica M1, representada pela biotita Bt<sub>3</sub>, note que paralelamente a S2 ocorre a Bt<sub>2</sub>, base da fotografia com 1,75 mm. .... 57
- Figura 23: a)** CMP 54, assembléia mineral do evento metamórfico M1, porfiroblastos de estaurolita e granada, e foliação marcada por muscovita, clorita e biotita e ilmenita. Ocorre uma borda na estaurolita (retângulo

- tracejado) marcada por clorita ( $Chl_5$ ) e muscovita. ( $Ms_4$ ). A seta branca na granada indica uma borda de clorita ( $Chl_5$ ). A base da fotografia mede 1 cm..... 58
- Figura 24: a)** CMP 43, assembléia mineral do M2 associado a veios, granada, andalusita com granulação grande, biotita e muscovita com textura decussada, base da fotografia com 3,5 mm. **b)** CMP 43, fotografia em luz natural, revelando uma granada zonada, com um núcleo cheio de inclusões e uma borda com menos inclusões, indicando que a mesma foi formada durante condições de M1 e teve crescimento posterior (borda) em condições de M2. Base da fotografia com 3,5 mm. .... 60
- Figura 25: a)** Porfiroblasto de andalusita crescendo sobre a S2 e apresentando pseudomorfos de clorita + muscovita. Base da fotografia com 3,5 mm (CMP 42). **b)** Porfiroblasto de granada, com um núcleo formado durante o evento metamórfico M1, apresentando inclusões orientadas e rotadas, e a borda formada durante o evento metamórfico M2, sem inclusões, base da fotografia com 3,5 mm (CMP 42) **c)** Porfiroblasto de granada euédrica e pós-tectônica à foliação S2, base da fotografia com 3,5 mm (CMP 22) **d)** Porfiroblasto de andalusita crescendo sobre a foliação S2 e apresentando uma borda marcada por muscovita e clorita retrogressivas, base da fotografia com 3,5 mm (CMP 22). .... 61
- Figura 26: a)** Porfiroblasto sintectônico de granada com borda de clorita ( $Chl_5$ ), o que representa a instabilização da assembléia mineral M1 e geração da assembléia M3. Base da fotografia com 1,75 mm (CMP 54) **b)** Porfiroblasto de estauroлита quase totalmente substituída por muscovita e clorita, marcando a instabilização da assembleia M1 e crescimento da assembleia mineral M3. Base da fotografia 1,75 mm (CMP 54)..... 62
- Figura 27:** Perfil composicional borda-núcleo-borda, em duas granadas sintectônicas da amostra CMP 54, mostrando um formato em sino, típico do fácies anfíbolito. Na parte inferior da figura são apresentadas as granadas e os locais dos pontos de análise. .... 65
- Figura 28:** Perfil composicional em granada com núcleo sintectônico (M1) e borda póstectônica (M2). Note o aumento do Mn do ponto 5 para o ponto 6, o que indica um novo núcleo de crescimento de granada (início do M2) e uma grande abundância de Mn no sistema, já que o maior pico de Mn da granada pós tectônica (ponto 6) é maior que o da granada sintectônica (ponto 3). O comportamento do Fe e do Mg é o inverso do comportamento do Mn e do Ca, o que é típico no zonamento de granadas no metamorfismo de fácies anfíbolito e xisto verde..... 67
- Figura 29:** Gráfico de classificação de micas, no qual foram plotados os dados das micas brancas da unidade CF e CC e das biotitas da unidade CF. (Extraído de Deer *et al.*, 1990). .... 69
- Figura 30:** Reações e relações entre fases dentro do campo de estabilidade da biotita no sistema MnNVKFMASH. A assembléia mineral M1 ocorre em equilíbrio no campo de estabilidade demarcado por uma circunferência (Modificado de Tinkham *et al.*, 2001). ..... **Erro! Indicador não definido.**
- Figura 31:** Reações e relações entre fases dentro do campo de estabilidade da granada no sistema MnNVKFMASH. A assembléia mineral M1 ocorre em equilíbrio no campo de estabilidade demarcado por uma circunferência (Modificado de Tinkham *et al.*, 2001). ..... **Erro! Indicador não definido.**

- Figura 32:** Diagrama AFM com a assembléia mineral do evento M1 das rochas da unidade Cerro do Facão. Projeção a partir da muscovita.**Erro! Indicador não definido.**
- Figura 33:** Reações e relações entre fases dentro do campo de estabilidade da estauroлита no sistema MnNVKFMASH. A linha azul representa a curva univariante de estabilidade da assembléia mineral do evento metamórfico M1 (Modificado de Tinkham *et al.*, 2001).....**Erro! Indicador não definido.**
- Figura 34:** Diagrama AFM com a assembléia mineral do evento M2 das rochas da unidade Cerro do Facão. Projeção a partir da muscovita.**Erro! Indicador não definido.**
- Figura 35:** Reações e relações entre fases dentro do campo de estabilidade da andalusita no sistema MnNVKFMASH. O campo vermelho representa o campo de estabilidade da assembléia mineral do evento metamórfico M2 (Modificado de Tinkham *et al.*, 2001). .....**Erro! Indicador não definido.**
- Figura 36:** Grade petrogenética de assembléia mineral M1 (pelítica) plotadas no sistema MnNCKFMASH. A reta preta representa os pontos do geotermômetro granada-biotita, enquanto que a linha cinza representa os pontos do geotermômetro granada-clorita. O círculo laranja representa o campo de média PT e os pontos brancos representam todos os dados da amostra **CMP 54** plotados na grade petrogenética. (Modificado de Tinkham *et al.*, 2001) .....**Erro! Indicador não definido.**
- Figura 37:** Grade petrogenética de assembléia mineral M1 (pelítica) plotadas no sistema MnNCKFMASH. A linha azul representa os pontos do geotermômetro granada-biotita, enquanto que a linha rosa representa os pontos do geotermômetro granada-clorita. O círculo laranja representa o campo de média PT e os pontos brancos representam os dados de média T com P fixo da amostra **CMP 13** plotados na grade petrogenética (Modificado de Tinkham *et al.*, 2001). .....**Erro! Indicador não definido.**
- Figura 38:** Grade petrogenética de assembléia mineral M2 (pelítica) plotadas no sistema MnNCKFMASH. A linha azul representa os pontos do geotermômetro granada-biotita, enquanto que a linha rosa representa os pontos do geotermômetro granada-clorita. O círculo laranja representa o campo de média PT e os pontos brancos representam os dados de medi T com P fixo da amostra **CMP 42** plotados na grade petrogenética. (Modificado de Tinkham *et al.*, 2001). .....**Erro! Indicador não definido.**
- Figura 39:** Grade petrogenética de assembléia mineral M2 (pelítica) plotadas no sistema MnNCKFMASH. A linha azul representa os pontos do geotermômetro granada-biotita, enquanto que a linha rosa representa os pontos do geotermômetro granada-clorita. O círculo laranja representa o campo de média PT e os pontos brancos representam os dados da média T com P fixo da amostra **CMP 22** plotados na grade petrogenética. (Modificado de Tinkham *et al.*, 2001). .....**Erro! Indicador não definido.**
- Figura 40:** Todas as amostras da unidade CC plotadas em um mesmo gráfico. Essa isócrona construída utilizando os pares muscovita-rocha total das amostras CMP 32, CMP 34, CMP 35, CMP 4 e CMP 6..... 97
- Figura 44:** Gráfico ENd versus TDM, onde se visualiza o campo de ocorrência dos xistos do CMP. A área em azul escuro, dentro do campo dos xistos são as metavulcânicas, possível área fonte. Em rosa o campo de ocorrência dos metassedimentos da SMVC, que tem uma grande área em



comum com os xistos do CMP. A reta representa a amostra do GMSBV e as tracejadas os Gnaisses Encantadas.....	99
<b>Figura 45:</b> Bloco diagrama com as principais feições estruturais da Antiforme Serra dos Pedrosas, e as principais microestruturas e assembléias minerais das rochas das três unidades estudadas. ....	103

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1:</b> Principais termômetros para reações de troca catiônica em condições de baixo a médio grau metamórfico. ....	13
<b>Tabela 2:</b> Tabela com as principais temperaturas de fechamento dos diferentes minerais nos sistemas isotópicos K-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd. ....	17
<b>Tabela 3:</b> Principais características e idades das diferentes litologias que afloram no Domínio Central-oeste do CDF. ....	39
<b>Tabela 4:</b> Características litológicas e isotópicas das principais unidades do Domínio Central-leste do CDF. ....	40
<b>Tabela 5:</b> Principais características das rochas metapelíticas das unidades aflorantes na região da Antiforme Serra dos Pedrosas do CMP. ....	51
<b>Tabela 6:</b> Dados de química mineral de um perfil realizado em granada com núcleo registrando o evento M1 e borda registrando o evento M2 nos metapelitos da unidade Cerro do Facão. ....	73
<b>Tabela 7:</b> Dados de química mineral das micas brancas dos eventos M1, M2 e M3 da unidade Cerro do Facão e Cerro Cambará. ....	74
<b>Tabela 8:</b> Dados de química mineral das biotitas dos eventos M1 e M2 da unidade Cerro do Facão. ....	75
<b>Tabela 9:</b> Dados de química mineral das cloritas dos eventos M1 e M2 da unidade Cerro do Facão. ....	76
<b>Tabela 10:</b> Estimativas de P-T para a assembléia M1, amostra CMP 54, obtidos com o programa THERMOCALC (Holland e Powel, 1998). ..... <b>Erro! Indicador não definido.</b>	
<b>Tabela 11:</b> Estimativas de P-T para a assembléia M1, amostra CMP 13, obtidos com o programa THERMOCALC (Holland e Powel, 1998). ..... <b>Erro! Indicador não definido.</b>	
<b>Tabela 12:</b> Cálculos de P-T para a amostra CMP 42, representado o M2. Cálculos realizados no programa THERMOCALC (Holland e Powel, 1998). ..... <b>Erro! Indicador não definido.</b>	
<b>Tabela 13:</b> Cálculos de P-T para a amostra CMP 22, representado o M2, realizados no programa THERMOCALC (Holland e Powel, 1998). ..... <b>Erro! Indicador não definido.</b>	
<b>Tabela 15:</b> Tabela com dados de Rb-Sr e idades metamórficas calculada com o programa Isoplot/Ex 2.06. Amostras da unidade Cerro Cambará. ....	95
<b>Tabela 15:</b> Dados de Rb-Sr para as muscovitas da unidade Cerro Cambará..	96
<b>Tabela 17:</b> Dados de Sm-Nd em rocha-total das amostras da unidade Cerro do Facão, Rincão do Maranhão e Cerro Cambará. ....	98

## LISTA DE GRÁFICOS

- Gráfico 1:** Dados de química mineral de micas brancas da foliação S1 e S2 da unidade Cerro Cambará, mostrando uma diminuição do componente fengita da S1 para a S2, indicando que a S2 provavelmente é de temperatura um pouco mais alta que a S1 ..... 69
- Gráfico 2:** Dados de química mineral de micas brancas da unidade Cerro do Facão, mostrando uma similaridade composicional entre as diferentes micas brancas analisadas. .... 69
- Gráfico 3:** Gráfico Ti versus  $Fe/(Fe+Mg)$  com dados plotados das biotitas das rochas da unidade Cerro do Facão. .... 71
- Gráfico 4:** Gráfico de  $Al_{vi} + 2Ti + Cr$  versus  $Al_{iv}$  com os dados das cloritas da unidade Cerro do Facão. .... 71
- Gráfico 5:** Gráfico da razão  $^{143}Nd/^{144}Nd$  versus a razão  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , revelando dois grupos com diferentes afinidades químicas, um deles com razão  $^{143}Nd/^{144}Nd$  mais alta e o outro com a mesma mais baixa, porém ambos com valores de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  similares. Foram plotados também as respectivas idades TDM e valores de ENd para cada amostra, os quais indicaram idades TDM mais jovens e valores de ENd inferiores para o grupo com mais alto  $^{143}Nd/^{144}Nd$ , comparado ao grupo com valores menores de  $^{143}Nd/^{144}Nd$ . ..... **Erro! Indicador não definido.**
- Gráfico 6 :** Gráfico de  $^{143}Nd/^{144}Nd$  ratio versus  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ratio mostrando as amostras do Cerro Cambará, Rincão do Maranhão and Cerro do Facão e do embasamento paleoproterozóico samp (GMSBV eand GE), para a verificação de similaridades químicas. .... 100

# CAPÍTULO 1

## -Introdução-

A partir da composição dos seus minerais e das texturas as rochas metamórficas registram os processos envolvidos na sua formação, assim como parte da trajetória de pressão, temperatura e tempo, desenvolvida durante a evolução do cinturão metamórfico a que pertence.

Com o objetivo de entender a evolução metamórfica do Complexo Metamórfico Porongos (*sensu* Hartmann *et al.*, 2000) na região da Antiforme Serra dos Pedrosas, foi realizado um trabalho de geologia metamórfica, a qual incluiu desde os estudos em macroescala, até os estudos de microtectônica, de assembléia minerais em equilíbrio, geotermobarometria e geologia isotópica.

O Complexo Metamórfico Porongos (CMP) (Fig. 1b) aflora no Domínio Central-Oeste do Cinturão Dom Feliciano (*sensu* Fernandes *et al.*, 1995) (Fig. 1a) e é composto predominantemente por metassedimentos tectonicamente intercalados com metavulcânicas. Neste trabalho foi dada uma ênfase as rochas metapelíticas das unidades Cerro Cambará, Rincão do Maranhão e Cerro do Facão (*sensu* Jost e Bittencourt, 1980) aflorantes na região da Antiforme Serra dos Pedrosas (Fig. 1c).


Nas rochas dessa região foram identificados três eventos metamórficos. O evento metamórfico **M1**, de metamorfismo regional, está associado a uma trama  $S_1$  transposta para  $S_2$ , originada em zonas de cisalhamento tangenciais de idade Neoproterozóica. A unidade Cerro Cambará é a de mais baixo grau metamórfico ( fácies xisto verde médio) e aflora na parte externa da Antiforme Serra dos Pedrosas. A unidade Rincão do Maranhão registra temperaturas de fácies xisto verde superior e aflora no núcleo da Antiforme. A unidade Cerro do Facão é a de mais alto grau, marcando temperaturas de fácies anfíbolito inferior a médio e aflora na forma de uma cunha, ocupando o flanco leste da antiforme supracitada. As condições de metamorfismo do evento M1 são de média pressão e fácies anfíbolito inferior.


O evento metamórfico **M2** é restrito às rochas da unidade Cerro do Facão nas proximidades da intrusão dos granitóides da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul e foi originada por metamorfismo de contato. As assembléias de metamorfismo de contato ocorrem em veios que cortam a foliação  $S_2$  e nas proximidades destes


veios crescendo sobre a foliação S2. As condições de metamorfismo desse evento é de baixa pressão e a temperatura aproximada deste evento metamórfico é de fácies xisto verde superior.


O evento metamórfico **M3** é registrado apenas nas rochas da unidade Cerro do Facão, sendo marcado por uma assembléia mineral de condições retrogressivas. Estas assembléias estão provavelmente associadas ao processo de exumação dessas rochas.


Os resultados dessa investigação serão apresentados com a seguinte estruturação:


 No **Capítulo 2** são apresentados os principais conceitos teóricos e os métodos utilizados nos estudos de evolução de cinturões metamórficos de baixo a médio grau, incluindo a geologia de campo e estrutural, petrologia metamórfica, química mineral e geotermobarometria, e geologia isotópica.


 No **Capítulo 3** são apresentadas as principais características da geologia do Domínio Central-Oeste do CDF, região de afloramento das rochas do CMP.


 No **Capítulo 4** são descritas as principais características estruturais e composicionais dos xistos pelíticos da Antiforme Serra dos Pedrosas.

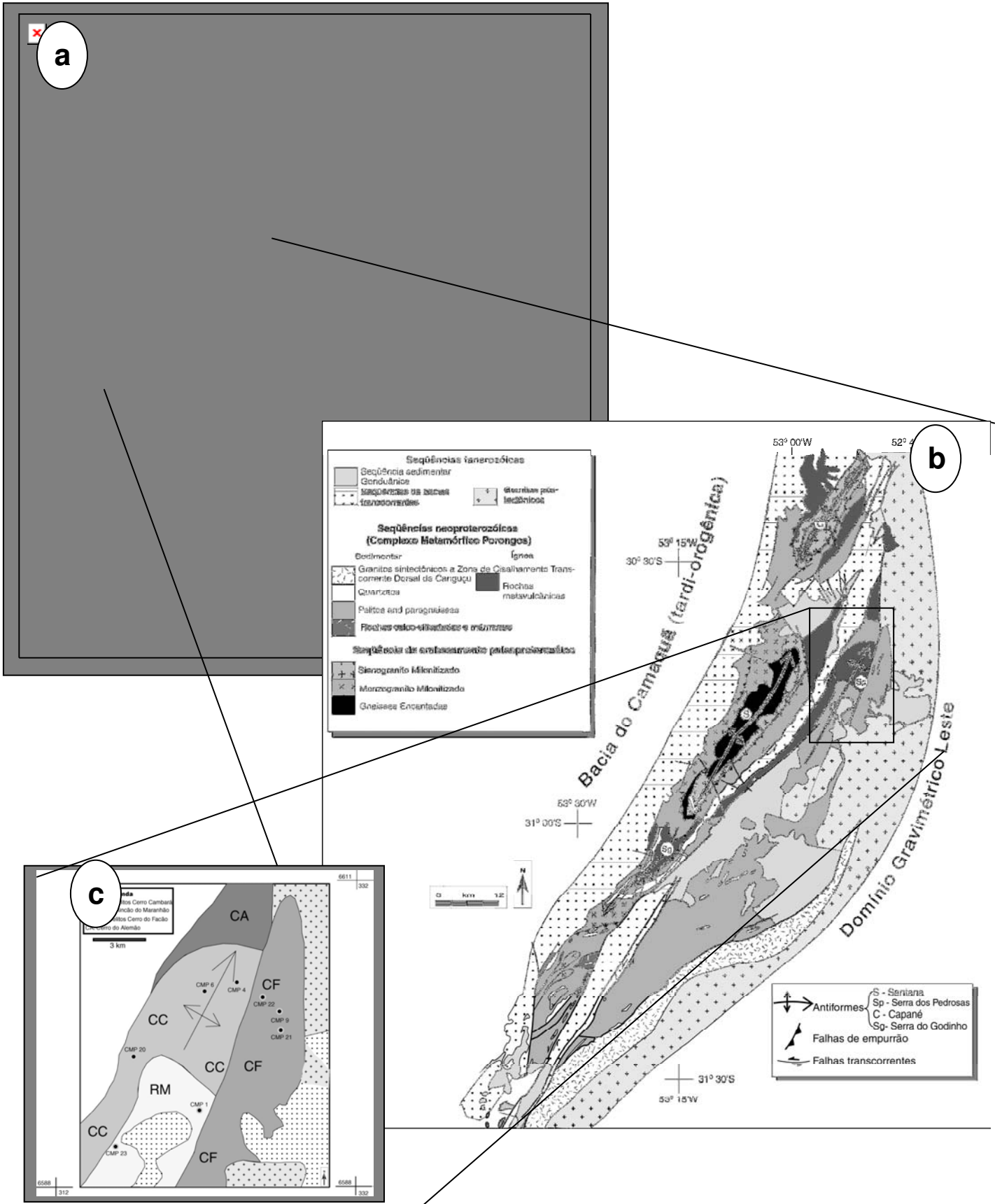
 O **Capítulo 5** retrata as principais microestruturas e assembléias minerais dos diferentes eventos metamórficos que afetaram os metapelitos das unidades Cerro do Facão, Rincão do Maranhão e Cerro Cambará.

 No **Capítulo 6** são apresentados os dados de química mineral obtidos para os metapelitos e discutidas as principais diferenças composicionais entre os minerais dos diferentes eventos metamórficos que afetaram a região.

 No **Capítulo 7** são apresentados as condições de PT do metamorfismo, os dados de geotermobarometria e a trajetória de PT do metamorfismo.

 **Capítulo 8** são apresentados os dados de isótopos, ou seja, a idade do metamorfismo, idades TDM, ENd e Sr-Nd para as rochas da região estudada.

 No **Capítulo 9** serão integrados e discutidos os principais resultados obtidos neste trabalho.



**Figura 1:** (a) Mapa do Cinturão Dom Feliciano com os Domínios Leste, Central e Oeste, o retângulo destaca o Domínio Central-Oeste deste cinturão (Extraído de Fernandes *et al.*, 1995 a ); (b) Mapa do Domínio Central-Oeste, com as principais litologias aflorantes (Extraído de Porcher,1992); (c) Mapa da região de afloramento da Antiforme Serra dos Pedrosas, com a subdivisão das unidades, CF: Cerro do Facão, RM: Rincão do Maranhão e CC: Cerro Cambará e a localização de alguns pontos representativos da região.

## **CAPÍTULO 2**

### **-Evolução de Cinturões Metamórficos**

### **Conceitos Teóricos e Metodologia-**

#### **2.1 Introdução**

O estudo da evolução de rochas metamórficas reúne diferentes áreas da geologia, como por exemplo, a geologia de campo e estrutural, a petrologia metamórfica, química mineral, geotermobarometria e estudos de geocronologia.

A integração desses estudos possibilita o entendimento da evolução da crosta através da construção de trajetórias de P-T-t. Abaixo serão apresentados os principais conceitos teóricos que serviram de base para elaboração deste trabalho.

#### **2.2 Geologia estrutural**

As rochas deformadas revelam características essenciais para a reconstrução da evolução tectônica de uma região. A geometria das diversas estruturas geradas durante um determinado evento de deformação são indicativas das características físicas e cinemáticas que, muitas vezes representa apenas o último evento deformacional importante sofrido pelas rochas. Processos tectônicos mais jovens, freqüentemente caracterizados pelo predomínio de deformação coaxial, ocasionam achatamento e conseqüente obliteração dos registros dos eventos antigos (Passchier *et al.*, 1990).

Para a reconstrução da trajetória completa da evolução metamórfica de um cinturão é importante interligar os estudos estruturais de macroescala aos estudos de microtectônica, já que muitas vezes nessa escala há uma maior preservação do registro das diferentes deformações (*e.g.* inclusões orientadas em porfiroblastos de granada) (Passchier e Trouw, 1996).

As diferentes deformações representam os diversos episódios tectônicos sofridos pelas rochas, possivelmente separados por intervalos de tempo com pequena ou nenhuma deformação, durante a qual as condições de metamorfismo e orientação do campo de tensão podem ser modificadas (Passchier e Trouw, 1996).



## 2.3 Petrologia Metamórfica

Para investigações da evolução de cinturões metamórficos geralmente são usadas as subdivisões de eventos metamórficos, que é um evento na qual houve a formação de uma assembléia mineral particular (Passchier and Trouw, 1996). Algumas texturas metamórficas características podem revelar diferentes eventos metamórficos, como por exemplo, inclusões de minerais reliquiares em porfiroblastos ou bordas de reações. A relação dos porfiroblastos com a matriz revela a seqüência de idades relativas da formação dos mesmos (Passchier and Trouw, 1996).

Porém é importante enfatizar que um evento metamórfico é de natureza diferente de um evento deformacional. Um evento deformacional é um período entre intervalos de pequena ou nenhuma deformação, enquanto que um evento metamórfico reflete as modificações nas condições de P-T suficientes para iniciar reações metamórficas e produzir uma nova assembléia mineral em equilíbrio (Passchier and Trouw, 1996).

A deformação é muitas vezes catalizadora das reações metamórficas, sendo que muitas vezes os eventos metamórficos coincidem com os deformacionais. Um exemplo de como a deformação pode acelerar os processos metamórficos é justapondo grãos minerais reagentes (Yardley, 1994). Além disso, a recristalização induzida pela deformação é um mecanismo efetivo de reinicialização do sistema isotópico (Yund and Tullis, 1991).

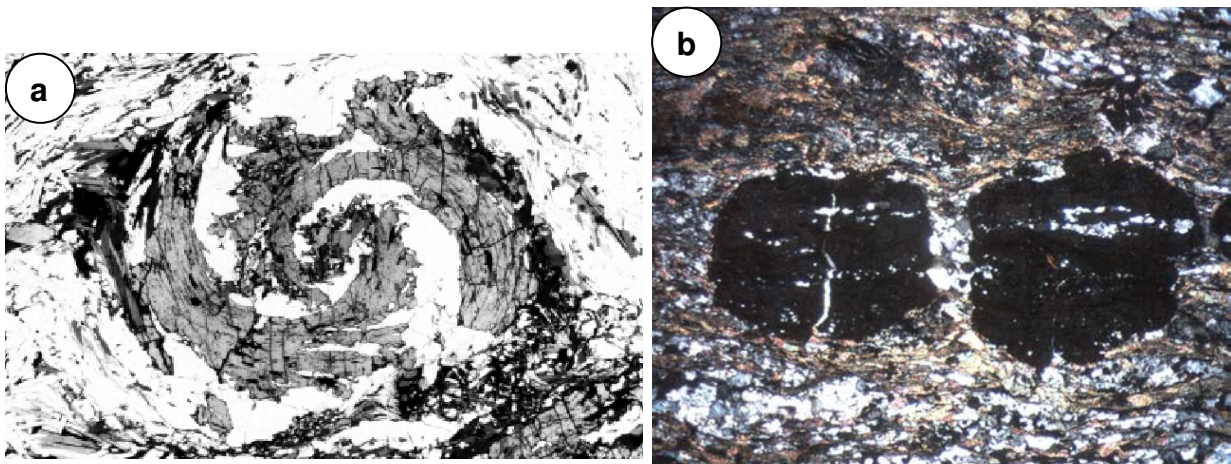
Após será feita uma breve discussão das microestruturas mais importantes para os estudos de eventos metamórficos de baixo a médio grau, as características das inclusões em porfiroblastos, suas relações com a matriz e um tipo de bordas de reação (pseudomorfose) serão apresentados.

Padrões de inclusões nos porfiroblastos podem revelar a estrutura da rocha na época da formação do mesmo e permite a reconstrução do tempo, ou seja, quando cresceu o mineral, além das condições metamórficas e deformacionais da época. Em muitos casos e especialmente em condições metamórficas de baixo a médio grau, os minerais que não participaram da reação não são removidos completamente, mas são cercados por porfiroblastos como inclusões passivas. Se a rocha adjacente ao crescimento do porfiroblasto tiver um acamamento

composicional ou uma orientação preferencial dos grãos, esta trama pode ser parcialmente preservada. Isso possibilita a investigação das características de foliações antigas.

As inclusões também são importantes para a caracterização das condições de metamorfismo e da natureza das reações que geraram o porfiroblasto, já que muitas vezes as inclusões são fases reagentes que participaram da reação de geração do porfiroblasto.

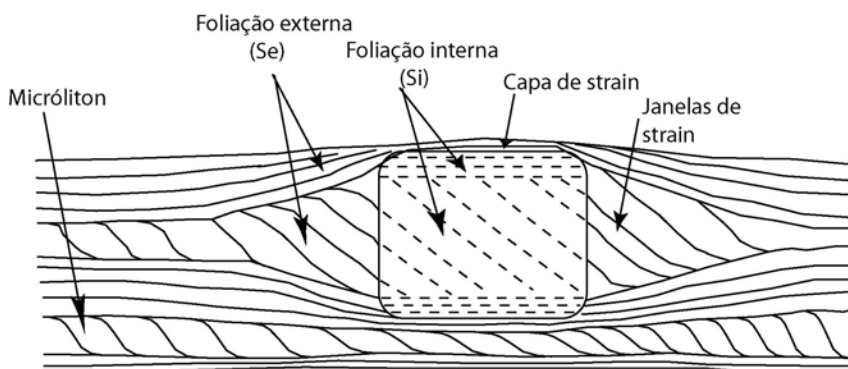
Os porfiroblastos são microestruturas muito importantes, pois além de preservarem evidências importantes para a caracterização temporal entre o crescimento do porfiroblasto e a formação da matriz, preservam ainda outras características estruturais, como por exemplo, evidências do regime de deformação ao qual a rocha foi afetada. Porfiroblastos afetados por cisalhamento simples ocorrem muitas vezes com um crescimento em forma de espiral (Fig.2 a), enquanto que porfiroblastos afetados por cisalhamento puro podem ocorrer boudinados (Fig.2 b).



**Figura 2:** Geometria de porfiroblastos sintectônicos afetados por regimes deformacionais diferentes. **a)** porfiroblasto de granada em forma de espiral, evidenciando a atuação de uma tectônica não coaxial (Extraída de Passchier e Trouw, 1996). **b)** porfiroblasto de granada que sofreu processo de boudinagem, provavelmente em decorrência de uma tectônica coaxial (CMP 21).

Para os estudos de idade relativa dos porfiroblastos com a matriz, foi utilizada a classificação de Passchier e Trouw (1996), que classificam os porfiroblastos em

pré, sin e pós-tectônicos, como apresentado a seguir. A nomenclatura utilizada para as características do porfiroblasto e da matriz é apresentada na Figura 3.



**Figura 3:** Nomenclatura dos porfiroblastos em matriz associada que será usada neste trabalho (Modificado de Passchier e Trouw 1996).

#### (1) Porfiroblastos Pré-tectônicos

Estes porfiroblastos são raramente descritos na literatura e são incomuns em áreas afetadas por metamorfismo regional, com exceção de metamorfismo de baixa pressão e alta temperatura. As inclusões são randômicas ou mostram um zonamento setorial. É incorreto, entretanto, interpretar um cristal com inclusões randômicas como sendo pre-tectônico; em rochas de alto grau, foliações anteriores podem ser destruídas pelo crescimento de grãos, e subseqüentemente no crescimento de porfiroblastos podem dar idéia de estruturas pre-tectônicas. Porfiroblastos pré-tectônicos podem ser circundados pela matriz com deformações polifásicas.

#### (2) Porfiroblastos Sintectônicos

Porfiroblastos sintectônicos crescem durante a fase de deformação principal e são os mais freqüentes tipos de porfiroblastos encontrados na natureza. Isso provavelmente deva-se ao fato de a deformação ter um efeito catalisador na nucleação dos minerais e taxas de difusão. Padrões de inclusões são geralmente curvados nos porfiroblastos sintectônicos, a  $S_i$  (foliação interna) pode ocorrer simétrica à  $S_e$  (foliação externa) ou em alguns casos a  $S_i$  ocorre oblíqua ou em

forma de espiral. Este último é particularmente comum em granadas. Porfiroblastos com padrões de inclusões com geometria oblíqua  $S_i$  ou em espiral são chamados de porfiroblastos rotatos.

### (3) Porfiroblastos Pós-tectônicos

Este grupo é mais fácil de identificar devido à ausência de  $S_e$  circundando o cristal, sombras de pressão, extinção ondulante ou outras feições de deformação. Se inclusões estiverem presentes, a  $S_i$  é contínua com a  $S_e$ , algumas vezes dobrada. Em alguns casos ocorrem fracos efeitos de deformação, incluindo sombras de pressão, dentro ou ao redor de uma população aparentemente pós-tectônica.

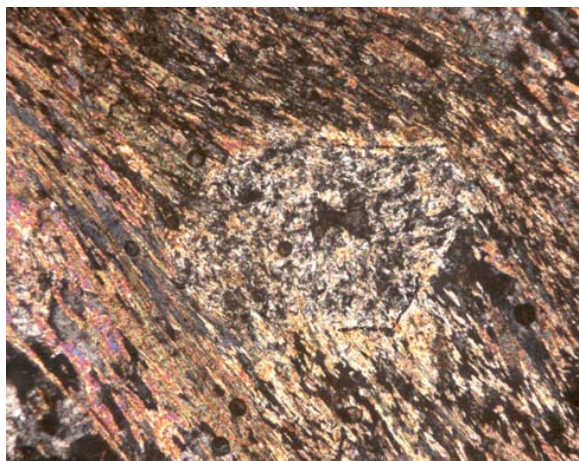
Como já comentado anteriormente, as texturas além de revelarem a relação com os eventos de deformação também podem revelar as reações químicas nas rochas, que marcam mudanças nas condições de metamorfismo.

Essas modificações nas condições de metamorfismo podem resultar numa substituição parcial ou total de um mineral por outro. As bordas de reação mais comuns são as coronas (bordas de reação bem próximas ao cristal e circundando todo ele), os simplectitos (intercrescimento lamelar ou vermicular de cristais), além disso, ocorrem ainda as pseudomorfoses (substituições parciais ou totais de um mineral por outro) (Passchier e Trouw 1996).

As bordas de reações ocorrem tanto em condições de metamorfismo progressivo como retrogressivo. As reações de metamorfismo progressivo geralmente necessitam da presença de fluidos ao longo do limite dos grãos para o transporte de fluidos para o sítio de reação (Passchier e Trouw 1996). A maioria das bordas de reações ocorre nas rochas de alto grau, devido aos limitados fluidos, que impedem de a reação ocorrer completamente.

A pseudomorfose, porém é um exemplo de bordas de reação que ocorre em rochas de baixo a médio grau metamórfico. A definição de pseudomorfose é um cristal parcial ou totalmente substituído por um outro mineral ou por um agregado de minerais (Passchier e Trouw 1996).

O mineral pseudomorfo irá indicar se o metamorfismo for progressivo ou retrogressivo, por exemplo, a clorita e muscovita pseudomorfos a partir da estauroлита indicará condições de metamorfismo retrogressivos (Fig. 4).



**Figura 4:** Pseudomorfose de muscovita e clorita a partir de porfiroblasto de estaurolita em rocha metapelítica (CMP 54).

Nesse trabalho a definição de paragênese e assembléia mineral será a mesma utilizada por Bucher e Frey (1994), que utiliza o termo paragênese para todos os minerais de uma rocha e o termo assembléia mineral apenas para os minerais que se encontram em equilíbrio na rocha.

## **2. 4 Química Mineral e Geotermobarometria**

### **2.4.1 A química dos minerais e o zonamento em minerais metamórficos**

A obtenção dos dados de química mineral possibilita a verificação da composição dos minerais para fins de classificação, a averiguação de possíveis zonamentos composicionais e a ocorrência de mudanças composicionais importantes nos minerais afetados pelos diferentes eventos metamórficos.

A composição da maioria dos minerais muda quando submetidos a variações de temperatura e pressão. A variação de temperatura por exemplo, ativa a troca de elementos como Fe-Mg em minerais ferromagnesianos. No caso da biotita o teor de Mg/ (Mg+Fe<sup>+2</sup>) aumenta à medida que aumenta o grau metamórfico.

As zonações nos minerais são registros químicos, preservados na forma de variação de elementos, da evolução química de uma região. Ocorrem dois tipos principais de zonamento, segundo a classificação de Tracy, R.J., 1986 e Spear, F., 1993:

1) zonamento por crescimento, causado por mudanças contínuas e descontínuas na composição do material provido da superfície de crescimento do cristal ou mudanças nas condições de P-T. Nesse caso há baixa difusão de volume, assim que o interior do cristal é efetivamente isolado do resto do cristal. As granadas de faces euédricas mostram perfis de Mn e/ou Ca em forma de sino.

2) zonamento por difusão, é a modificação de um cristal pré-existente por processos de difusão de volume e intracristalina, que é conduzido por reações da superfície do cristal ou com um mineral adjacente ou com a matriz, muitas vezes auxiliado por fluidos. Zonamento metamórfico por difusão pode ser desenvolvido durante o aquecimento ou o resfriamento da rocha e pode preservar importantes evidências de taxas de reações e taxas dos processos de retrogressão. Diferente do zonamento por crescimento, o zonamento por difusão não requer crescimento ou consumo dos cristais.

Muitas granadas de fácies xisto verde a anfíbolito inferior, apresentam um aumento de Mg e Mg/Fe e diminuição de Mn e Ca do núcleo para a borda. Na zona da estauroлита há um aumento do Fe e Mg do núcleo para a borda, enquanto Mn e Ca decrescem. A razão Fe/(Fe+Mg), também diminui do núcleo para a borda e o Mn apresenta perfis de zonação com alta declividade.

Quando há a nucleação de um cristal de granada, o Mn é concentrado nesse núcleo porque a granada é um dos poucos minerais da assembléia (além de clorita e ilmenita) que admite esse elemento. À medida que o cristal cresce vai empobrecendo em Mn, já que o sistema rocha total (*bulk composition*) vai empobrecendo nesse elemento. Em muitos casos a maior concentração de Mn no núcleo de um cristal é considerado a composição do pico metamórfico.

#### 2.4.2 Geotermobarometria

Os cálculos de geotermobarometria são baseados na equação na aplicação das condições de equilíbrio

$$0 = \Delta G^0 + RTK$$

Na equação acima o  $\Delta G^0$  depende da pressão e da temperatura e a constante do equilíbrio K esta relacionada a composição e a atividade dos minerais.

Os geotermômetros são baseados em reações com uma pequena variação de volume molar (baixo  $\Delta V$ ) e grande variação em entropia (alto  $\Delta S$ ) e entalpia ( $\Delta H$ ). Essas reações são fortemente dependentes da temperatura e apresentam um declive íngreme suave nos diagramas de P-T.

Os geobarômetros em contrapartida são baseados em reações com grande variação de volume molar (alto  $\Delta V$ ) e pequena a moderada variação de entropia ( $\Delta S$ ) e entalpia ( $\Delta H$ ). Essas reações são fortemente dependentes da P e apresentam um declive suave nos diagramas de P-T.

Os geotermobarômetros mais freqüentemente usados são (1) termômetros de reações de troca catiônica (2) termômetros de reações de solvus e (3) termobarômetros de reações de transferência de rede. Porém neste trabalho será mais enfatizado as reações de troca catiônica, por serem as mais freqüentes nas condições de metamorfismo de baixo a médio grau (Tab.1).

TERMÔMETROS DE TROCA CATIÔNICA	
Granada-biotita	$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$
Granada-clorita	$5Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 3Fe_5Al_2Si_3O_{10}OH_8 = 5Fe_3Al_2Si_3O_{12} + Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$
Granada-fengita	$Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 3KFeAlSi_4O_{10}(OH)_2 = Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3KMgAlSi_4O_{10}(OH)_2$
Granada-ilmenita	$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3MnTiO_3 = Mn_3Al_2Si_3O_{12} + 3FeTiO_3$

**Tabela 1:** Principais termômetros para reações de troca catiônica em condições de baixo a médio grau metamórfico.

### Reações de troca catiônica

Reações de troca catiônica envolvem a troca de dois elementos entre dois minerais ou de dois átomos similares em diferentes sítios cristalinos de um mineral. Essas reações formam a base de muitos termômetros, como a reação de troca do Fe-Mg entre a granada e a biotita (almandina+flogopita=piropo+annita) e entre granada e clorita (py+ clin= alm + daph). Essas reações de troca apresentando um

bom potencial como geotermômetros e são praticamente independentes da pressão. Isso ocorre devido ao fato de os átomos que efetuam a troca apresentarem carga e raio iônico similares, ocorrendo pouca mudança de volume e modificações na entropia grandes (Kohn e Spear, 2000, Pattison *et al.*, 2003).

Quando essas reações de troca ocorrem em condições retrogressivas de metamorfismo não ocorrem mudanças significativas na composição modal dos minerais, porém ocorrem diferenças de composição mineral (biotita recebe mais Mg porque a granada recebe mais Fe). Se apenas reações de troca retrogressivas ocorrem, as temperaturas calculadas serão inferiores as temperaturas do pico (Kohn e Spear, 2000).

## **2.5 Geologia Isotópica**

### **-Datação de eventos metamórficos através dos métodos Rb-Sr e Sm-Nd-**

#### **2.5.1 Conceitos Teóricos**

A obtenção de dados geocronológicos para eventos metamórficos e deformacionais tornou-se uma rotina a partir da metade da década de 60, quando foram criadas teorias que possibilitaram um entendimento mais completo do comportamento de isótopos em relação a eventos termais. A principal teoria é a da temperatura de fechamento, demonstrada inicialmente por Jäger (1967), porém definida teoricamente por Dodson (1973; 1979) com base em cálculos da temperatura e sua dependência no processo de difusão de volume.

A teoria da temperatura de fechamento possibilitou, por exemplo, a uma interpretação correta do significado da idade obtida, considerando que a mesma poderia estar representando a idade de cristalização da trama metamórfica ou a idade de resfriamento da rocha.

Apesar dos avanços nos estudos do comportamento do sistema isotópico quando afetado por eventos termais e dos avanços no entendimento do próprio metamorfismo, existem ainda alguns problemas relacionados principalmente a temperatura de fechamento (Tf) do sistema isotópico de diferentes minerais. Alguns minerais têm uma variação de temperatura de fechamento muito grande, como é o caso da granada, que varia de 600 a 800° C. A muscovita tem uma Tf menos variável, em torno de  $500 \pm 50^\circ \text{C}$  (Jager, 1967; Cliff, 1985) o que torna os dados



obtidos com ela, principalmente em relação à temperatura de fechamento, mais precisos.

### **(a) Temperatura de fechamento ( $T_f$ )**

O conceito de temperatura de fechamento foi proposto por Dodson (1973, 1979) com base em cálculos da temperatura e sua dependência no processo de difusão de volume. Essa teoria define que se uma rocha excede a temperatura de difusão de um dado sistema isotópico os isótopos radiogênicos se homogeneizam na rocha e o relógio isotópico é reinicializado.

A temperatura de fechamento ( $T_f$ ) depende de muitos fatores, entre eles podemos destacar as propriedades cristaloquímicas dos minerais, o tamanho de grão, a energia de ativação do mesmo, a deformação intracristalina, a recristalização e a taxa de resfriamento (Faure, 1986; Freemann, 1997).

Na Tabela 2 são apresentadas as temperaturas de fechamento para alguns minerais nos sistemas K-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd. No presente trabalho foi utilizado o método Rb-Sr em mica branca, que apresenta uma temperatura de fechamento nesse sistema de 500 °C.

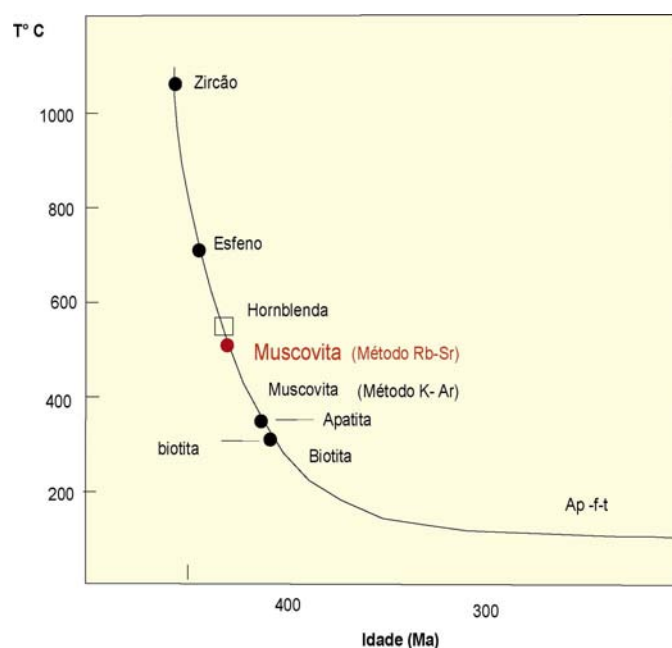
### **(b) Idade do metamorfismo x Idade de resfriamento**

Com a introdução dos conceitos de temperatura de fechamento foram definidas duas abordagens diferentes para a interpretação da idade obtida através de minerais metamórficos: a idade do metamorfismo e a idade de resfriamento.

A idade do metamorfismo está relacionada ao episódio de formação da trama ou a última reação metamórfica que mudou a composição da rocha. Para a obtenção da mesma é necessária a utilização de minerais, com temperaturas de fechamento superiores à temperatura do pico metamórfico da região.

Já a idade do resfriamento está relacionada com a idade em que o metamorfismo atingiu a temperatura equivalente à temperatura de fechamento do mineral utilizado. Essas idades de resfriamento são úteis para a investigação do resfriamento pós-tectônico e soerguimento, na qual são construídas curvas de resfriamento como a apresentada na Figura 5.

Neste trabalho o objetivo é a obtenção da idade do metamorfismo, ou seja, a idade de cristalização da trama metamórfica.



**Figura 5:** Curva de resfriamento hipotética com temperaturas de fechamento de alguns minerais de acordo com os diferentes métodos. Em vermelho, temperatura de fechamento da muscovita pelo método Rb-Sr: 550° C (Modificado de Cliff, 1985).

Para rochas de baixo a médio grau o método Rb-Sr possibilita a obtenção da idade da cristalização da trama metamórfica. Por exemplo, a muscovita possui temperatura de fechamento em torno de 550°C (Tab.2) e geralmente é abundante em rochas de baixo a médio grau. Outros minerais datados através desse mesmo método, como a biotita e o ortoclásio, apresentam temperatura de fechamento em torno de 350°C (Tab. 2), sendo muitas vezes usados para obtenção da idade de resfriamento da rocha.

Sistema Isotópico	Mineral	Tc
K-Ar	Hornblenda	480-520°C
	Muscovita	400°C
	Flogopita	300-350°C
	Biotita	250-300°C
	K-Feldspato	150-250°C
	Plagioclásio	250-300°C
Rb-Sr	Mica branca	550°C
	Biotita	350°C
	Granada	650°C
	Ortoclásio	320°C
Sm-Nd	Granada	600-650°C
		480-900°C
		600± 30

**Tabela 2:** Tabela com as principais temperaturas de fechamento dos diferentes minerais nos sistemas isotópicos K-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd.

## 2.5.2 O Método Rb-Sr

### 2.4.2.1 Princípios básicos

O Rubídio (Rb) é um metal alcalino de raio atômico muito semelhante ao do potássio (K), que o permite substituir o K em inúmeros minerais. O Rb entra na estrutura de alguns minerais formadores de rochas como as micas (muscovita, biotita, flogopita), além de feldspatos (ortoclásio, microclínio) e argilominerais. O Rb possui dois isótopos com ocorrência natural, o  $^{85}\text{Rb}$  e o  $^{87}\text{Rb}$  sendo este último radioativo.

O Estrôncio (Sr) é um metal alcalino terroso e possui raio atômico semelhante ao do cálcio (Ca), podendo substituir o mesmo em minerais como plagioclásio e apatita. Ele possui quatro isótopos de ocorrência natural,  $^{88}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}$ ,  $^{86}\text{Sr}$ ,  $^{84}\text{Sr}$ .

O  $^{87}\text{Rb}$  decai para o  $^{87}\text{Sr}$  com meia vida de 48.8 Ga, através da emissão de uma partícula beta e pode ser descrito pela seguinte equação (Faure, 1986):



Na qual  $\beta^-$  é a partícula beta,  $\nu^-$  é um antineutrino e Q é a energia do decaimento. Essa energia é baixa, em torno de 275 keV, o que pode causar problemas na determinação exata da constante de decaimento do Rb (Dickin, 1995).

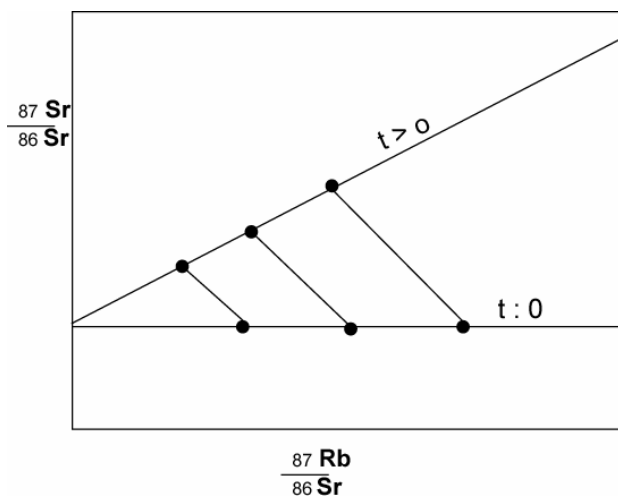
A equação básica para a determinação das idades Rb-Sr é a seguinte:

$$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_0 + ^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1) \quad \text{Equação 2}$$

Na qual o  $^{87}\text{Sr}$  é o número total de átomos deste isótopo no tempo presente,  $^{87}\text{Sr}_0$  é o número de átomos deste isótopo que foi incorporado no mineral no momento de sua cristalização,  $^{87}\text{Rb}$  é o número total de átomos deste isótopo no tempo presente,  $\lambda$  é a constante de decaimento do  $^{87}\text{Rb}$  na unidade de idade

recíproca,  $t$  é a idade do mineral, tudo isso dividido pelo número de átomos de  $^{86}\text{Sr}$ , que é constante uma vez que este isótopo é estável e não radiogênico.

Se a razão isotópica de Sr em um sistema, por exemplo, em um magma, for homogênea, sobretudo durante o resfriamento, podemos assumir que todas as partes ou fases formadas a partir desse sistema tem as mesmas razões iniciais de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Se o tempo requerido para a cristalização das fases do sistema foi relativamente curto pode-se assumir que todas têm a mesma idade. Esse é o raciocínio fundamental que permite a utilização de razões isotópicas de Rb e Sr de rochas de uma suíte co-magmática para obtenção de idades isocrônicas. Essas razões são plotadas em um diagrama  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  e, se atendem aos pressupostos acima, formam uma reta chamada isócrona (Fig.6). Pode-se concluir, portanto, que todos os pontos da reta isócrona formaram-se a partir de um sistema de mesma idade e de mesma razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Faure, 1986).



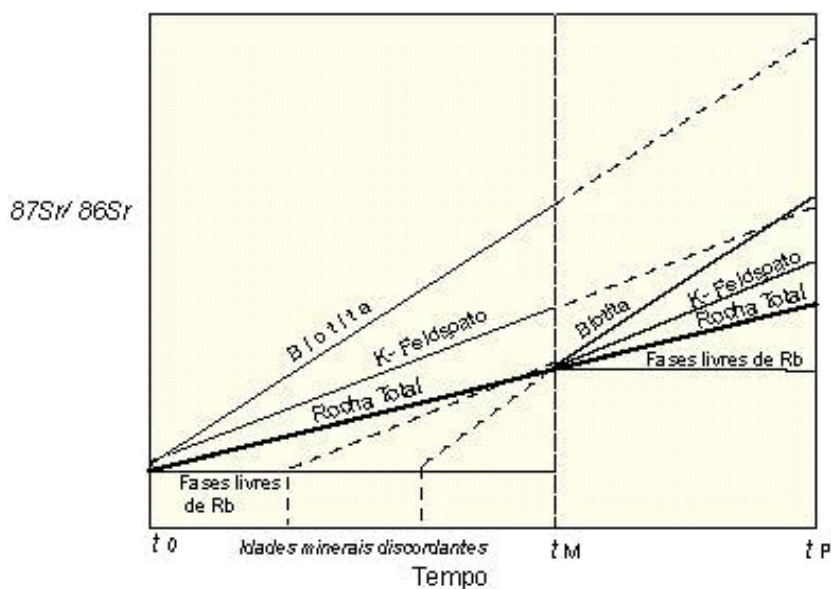
**Figura 6-** Isócrona  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ . (Extraído de Faure, 1986).

#### 2.5.2.2 Uso do método para datação de rochas metamórficas

Durante eventos metamórficos as variações de pressão e temperatura promovem diversas modificações na composição mineral da rocha, ocasionando uma certa mobilidade dos elementos químicos da rocha, transportados por fases aquosas ou por difusão intracristalina de íons (Faure, 1986). Associadas a essas modificações na composição da rocha ocorrem também uma abertura ou

reinicialização (*reset*) do sistema isotópico dos minerais cristalizados durante esses eventos.

Embora haja reinicialização no sistema isotópico dos minerais o sistema rocha total permanece intacto (Fig. 7). Assim, após a formação da rocha os diferentes minerais e o sistema rocha total enriquecem em  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de forma distinta, representada pelas diferentes linhas na figura 7. Os isótopos radiogênicos da biotita e do K-feldspato são afetados por um evento metamórfico no momento  $t_M$  (tempo do metamorfismo) e são homogeneizados por difusão. Assim o relógio isotópico dos mesmos é reinicializado, enquanto que o sistema rocha total permanece intacto ao passar por esse evento. Isso ocorre, pois o  $^{87}\text{Sr}$ , resultado do decaimento do  $^{87}\text{Rb}$ , ocupa sítios instáveis no retículo cristalino de minerais ricos em Rb, e tende a migrar para fora do cristal enquanto este é submetido a um evento térmico (Dickin, 1995).



**Figura 7:** Gráfico da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus tempo ilustrando o comportamento do sistema Rb-Sr em rocha total e em minerais (Biotita e K-Feldspato) em três tempos distintos,  $t_0$ : idade da rocha,  $t_M$ : idade do metamorfismo e  $t_P$ : tempo presente (Modificada de Faure, 1986).

## 2.6 Metodologias utilizadas

### 2.6.1 Geologia estrutural e de campo

No trabalho de campo foram reconhecidas e descritas as principais estruturas da região estudada, como por exemplo, foliações, lineações, dobras etc. As orientações dessas estruturas foram medidas e plotadas em estereogramas para sua melhor visualização e interpretação.

Diversas amostras foram coletadas para os trabalhos de petrologia metamórfica, química mineral e geocronologia. Para a coleta das últimas foram tomados os seguintes cuidados:

- Foram coletadas amostras que possuíam poucos sinais de atuação de processos intempéricos, considerando que os mesmos podem acarretar mudanças na composição dos minerais e principalmente nas razões dos isótopos estudados.
- Evitou-se a coleta de amostras em regiões com intenso fraturamento e onde houvesse indícios de percolação de fluidos.

### 2.5.2 Petrologia Metamórfica

As principais amostras para a petrologia metamórfica foram laminadas e separadas as que apresentavam paragêneses diferentes e que melhor retratavam os diferentes eventos metamórficos aos quais as rochas foram submetidas.

Nessas lâminas, foram feitas descrições detalhadas dos minerais, suas microestruturas, relações dos minerais com a deformação e a identificação das assembléias minerais em equilíbrio.

Nas lâminas que melhor retratavam os eventos metamórficos foram obtidos dados de química mineral. Esses dados foram obtidos no Laboratório de Microsonda Eletrônica da UFRGS com uma microsonda CAMECA SX50, com 3 espectrômetros.

Após, esses dados de química mineral foram usados para a realização dos cálculos de geotermobarometria. Para este cálculo utilizadas as calibrações termodinamicamente consistentes do programa THERMOCALC 3.21 (Holland and Powell, 1998) e os valores das atividades dos membros finais foram calculados no programa AX, dos mesmos autores.

### 2.5.3 Geologia Isotópica – Tratamento das amostras

As amostras foram primeiramente fragmentadas em uma prensa hidráulica e depois moídas em um triturador. As amostras para análise de rocha total foram levadas a um pulverizador com potes de ágata onde foram moídos até uma fração granulométrica menor que 170 *mesh*. As amostras para separação mineral foram peneiradas nas frações 80, 115 e 170 *mesh*. A fração 80 e 115 *mesh* foram passadas pelo separador magnético FRANTZ para separação dos minerais magnéticos. A última etapa de separação das muscovitas foi realizada através de catação manual em uma lupa binocular.

Para a remoção de contaminantes superficiais das amostras de muscovita foi realizada uma lavagem inicial com acetona e etanol em ultrassom por 15 minutos. Nessas amostras foram adicionados 1 ml de HCl 6 N e colocadas em uma chapa quente por 30 min. Após as amostras foram lavadas com H<sub>2</sub>O Milli-Q e secadas.

Foram utilizadas 100 mg de rocha total e de muscovita. Para a determinação das razões isotópicas da rocha total foram adicionados 200 microgramas de Spike RS 5 (Rb-Sr) e 100 microgramas Spike de RS 1A (Sm-Nd) (ambos calibrados no LGI da UFRGS). Para as amostras de muscovita foram adicionados 200 microgramas de Spike RS 5 (Rb-Sr).

Para a abertura química das amostras de rocha total e de muscovita (modificada de Anskivieski), foram inicialmente adicionados 3 ml de HF e 1 ml de HNO<sub>3</sub>, ambos concentrados. A amostra foi tampada e permaneceu em chapa quente (150 °C) por 48 horas. Após os savilex de teflon foram abertos e a amostra foi secada. Em seguida foram adicionadas 300 microgramas de HNO<sub>3</sub> concentrado na amostra e novamente a mesma foi secada, esse processo é repetido por 3 vezes. Adiciona-se posteriormente 4 ml de HCl 6 N na amostra, e essa permanece tampada na chapa quente por 24 hora. Após a amostra é novamente secada e adiciona-se 3 ml de HCl 2,5 N na amostra ainda quente. Esse resíduo é passado para tubos de plástico e centrifugado para separação de eventuais resíduos sólidos restantes.

A separação do Rb, Sr, Sm e Nd ocorrem em colunas catiônicas. As colunas de coleta de Rb-Sr e ETR são preenchidas por uma resina AG 50 W de 200 e 400

mesh e as colunas de coleta de Sm e Nd são preenchidas por uma resina catiônica. A rotina de separação dos elementos acima citados segue os procedimentos do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS.

Após as amostras foram depositadas em filamentos simples de Ta e analisadas no Espectrômetro de Massa Micromass VG Sector 54 Multi Collector (TIMS).




## CAPÍTULO 3


### -Geologia Regional-

#### 3.1 Introdução

O Complexo Metamórfico Porongos é composto por uma seqüência de rochas supracrustais de médio a baixo grau e de idade Neoproterozóica (metassedimentos e metavulcânicas) intercalados com rochas do embasamento de idade Paleoproterozóica (gnaisses e granitóides milonitizados). Aflora no Domínio Central-Oeste do Cinturão Dom Feliciano (CDF) (*sensu* Fernandes *et al.*, 1995a) que é o registro de um orógeno formado durante a convergência dos crátons Rio de La Plata e Kalahari durante o Neoproterozóico (Fernandes *et al.*, 1995 a e b, Chemale, 2000, Hartmann *et al.*, 2000, Frantz, 2000) (Fig.8). O Cinturão Dom Feliciano juntamente com as rochas do cráton Rio de La Plata formam o Escudo Sul Rio-grandese (ESRG), que aflora no extremo sul do Brasil.

Três domínios foram identificados no CDF através de estudos geofísicos de magnetometria e gravimetria, Domínio Leste, Central e Oeste, separados por anomalias geofísicas regionais de superfície (Fernandes *et al.*, 1995 b, Costa, 1997). As principais rochas desses domínios são:


 Domínio Leste: predominam rochas graníticas cálcico-alcálicas e ortognaisses (Phillip *et al.*, 2000, Phillip *et al.*, 2002, Oliveira *et al.*, 2001). É separado do Domínio Central pela Sutura de Porto Alegre.

 Domínio Central: é subdividido em Domínio Central-Leste e Domínio Central-Oeste.

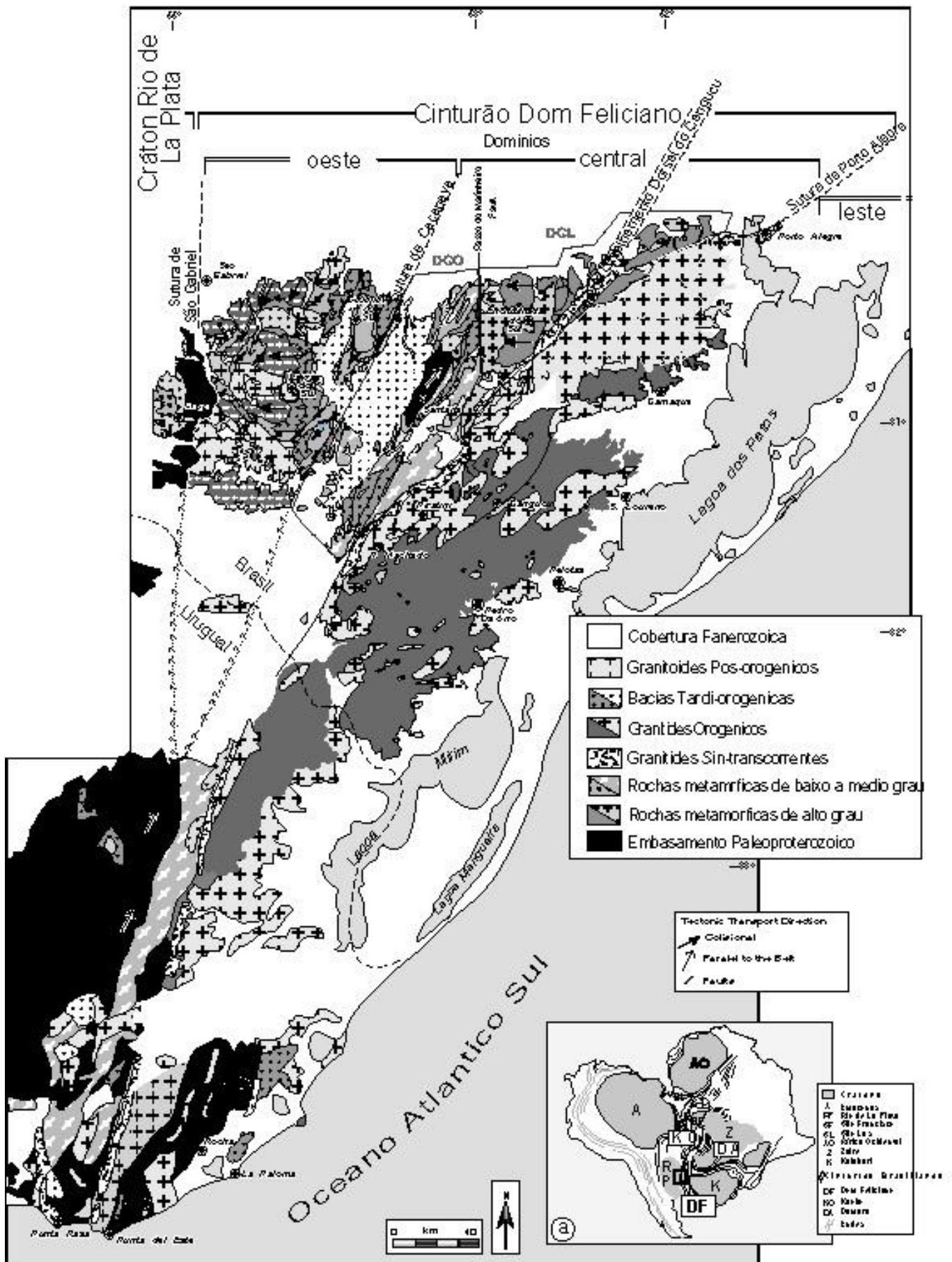
- As litologias que predominam no Domínio Central-Leste são paragnaisses (Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita) e ortognaisses (Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos) metamorfisados em alto grau. Além disso, ocorrem ainda granitóides tardi a pós-orogênicos (*e.g.* Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul) (Fernandes *et al.*, 1990; Silva *et al.*, 2003).

- No Domínio Central-Oeste (área deste estudo) ocorrem rochas embasamento Paleoproterozóico (ortognaisses granodioríticos

a tonalíticos, granitóides milonitizados e anfibolitos) intercalado com rochas supracrustais neoproterozóicas (xistos pelíticos, quartzitos, mármore e rochas metavulcânicas) (Jost e Bitencourt, 1980, Porcher, 1992, Remus *et al.*, 1990, Marques *et al.*, 1998, Hartmann, 2002). Esse Domínio é separado do Domínio Oeste pela Sutura de Caçapava (Fernandes *et al.*, 1995b). O critério utilizado para a separação do domínio central em leste e oeste é predominantemente a geologia da área, já que ocorrem lado a lado cinturões de baixo a médio grau e média a baixa pressão com cinturões de alto grau e baixa pressão.

 O Domínio Oeste é constituído principalmente por granitóides de afinidade cálcico-alcálica, intercalados com rochas máficas a ultramáficas (fragmentos da crosta oceânica) e metassedimentos associados (Silva Filho, 1986, Kraemer, 1995, Leite *et al.*, 1998)

O Cráton Rio de La Plata é representado por gnaisses tonalíticos a trondjemíticos, rochas ultrabásicas, de idade Paleoproterozóica a Arqueana, metamorfizados em alto grau (Santa Maria Chico) (Hartmann, 1998, Hartmann *et al.*, 1999).



**Figura 8:** Mapa do Escudo Sul-rio-grandense e Uruguaio com as associações petrotectônicas principais e subdivisões em domínios gravimétricos (Modificado de Fernandes *et al.*, 1995 a).

### 3.2 Domínio Central-Oeste do CDF

No Domínio Central-Oeste do CDF (Fig.9) podem ser reconhecidas duas unidades litológicas principais: as rochas supracrustais do Complexo Metamórfico Porongos, de idade Neoproterozóica e as rochas do embasamento Paleoproterozóico, representado pelos Gnaisses Encantadas e os Granitóides Milonitizados de Santana da Boa Vista (ortognaisses granodioríticos a tonalíticos e granitóides monzo e sienograníticos).

A região de afloramento do Domínio Central-Oeste foi anteriormente denominada de Faixa de Dobramentos Tijucas (Hasui *et al.*, 1975, Jost e Bitencourt, 1980). Em trabalhos posteriores essa mesma região foi denominada essa mesma região de Cinturão Tijucas (Chemale *et al.*, 1995) e de Cinturão Porongos (Hartmann, 2000).

Em um dos primeiros trabalhos de detalhe realizados na região, Jost e Bitencourt, (1980), dividiram o Domínio central-oeste em duas unidades principais, separadas por uma descontinuidade estrutural de direção NE-SW.

(1) A primeira unidade chamada de Cerro dos Madeiras compreendia a uma megassequência autóctone depositada sobre o embasamento da região (Gnaiss Encantadas). A unidade Cerro dos Madeiras por sua vez foi dividida em duas subunidades, Arroio dos Neves, representado por metarcóseos e a subunidade Arroio Olaria, caracterizado por quartzitos intercalados com xistos pelíticos e carbonatos.

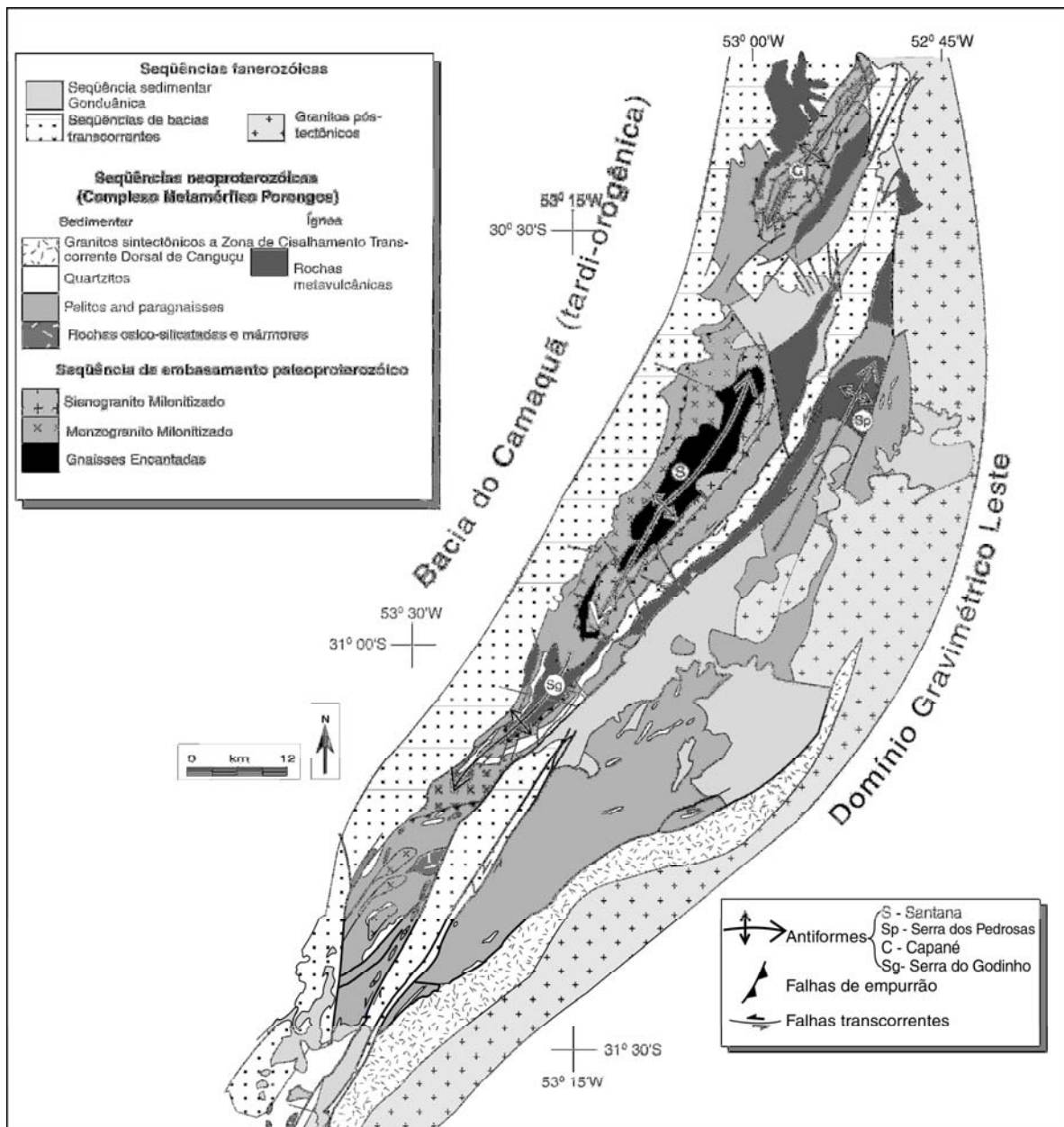
(2) A outra unidade da região foi denominada de Complexo Cerro da Árvore e compreendia a uma seqüência de rochas supracrustais alóctones que teriam sido afetadas por falhas de empurrão que resultaram no transporte desta unidade sobre a unidade Cerro dos Madeiras. Na região de afloramento da Antiforme Serra dos Pedrosas (descrita abaixo) os mesmos autores propuseram a subdivisão da região em cinco unidades, Xistos Arroio Areião, Metamorfitos Cerro Cambará, Xistos

Rincão do Maranhão e Metapelitos Cerro do Facão, em ordem crescente de aumento do grau metamórfico, além dos Metariolitos Cerro do Alemão.

Em um trabalho posterior, Marques *et al.* (2003), propõe uma subdivisão para as rochas deste domínio em duas seqüências principais: uma incluindo o flanco oeste da Antiforme Capané e seqüências a sudoeste do Rio Camaquã e a outra incluindo o Complexo Cerro da Árvore.

No presente trabalho optou-se por utilizar uma denominação baseada na divisão geofísica do ESRG. Para a seqüência supracrustal será utilizada a denominação Complexo Metamórfico Porongos (Hartmann *et al.*, 2000), já que a definição de Complexo Cerro da Árvore proposto por Jost e Bitencourt (1980), inclui além das rochas supracrustais uma seqüência de rochas do embasamento Paleoproterozóico. A subdivisão para a região da Antiforme Serra dos Pedrosas será a mesma proposta por Jost e Bitencourt (1980).

Após serão apresentadas as principais características das rochas do embasamento Paleoproterozóico (Gnaisses Encantadas e Granitóides Milonitizados de Santana da Boa Vista) e das rochas supracrustais do Complexo Metamórfico Porongos.



**Figura 9:** Mapa do Domínio Central Oeste, com as rochas no embasamento na região central e as rochas supracrustais do CMP (Extraído de Porcher et al., 1992).

### 3.2.1 Gnaisses Encantadas

Os primeiros estudos na região foram feitos por Tessari e Picada (1966), e Ribeiro *et al.* (1966), que identificaram e denominam o embasamento da região de Formação Encantadas. Jost e Bitencourt (1980) substituíram a denominação Formação Encantadas por Gnaisses Encantadas.

Os Gnaisses Encantadas afloram predominantemente na parte central da antiforme de Santana (Fig. 10) e são representados por rochas dioríticas, trondjemíto/tonalíticas, granodioríticas e graníticas (Jost e Bitencourt, 1980; Porcher e Fernandes, 1990; Remus *et al.*, 1990). Além disso, ocorrem associadas a essas rochas lentes de anfibolito, interpretadas como diques máficos deformados (Porcher e Fernandes, 1990; Remus, 1990). Estudos realizados por Philipp e Viero (1995) atribuíram a origem dos anfibolitos a magmas básicos relacionados geneticamente aos dos Gnaisses Encantadas.

Essas rochas foram afetadas por um evento deformacional tangencial, o que gerou milonitos quartzo-feldspáticos e mais raramente filonitos. O evento deformacional dúctil mais antigo está preservado apenas nos Gnaisses Encantadas, com a formação de bandamento metamórfico e dobras intrafoliais sem raiz. No evento dúctil principal, que afetou todas as rochas do embasamento, houve formação de dobras F2 nas lentes menos deformadas. Essas dobras são acilíndricas, algumas vezes em bainha e com eixo NW-SE. A transição de zonas de mais baixa deformação para as zonas de mais alta deformação é caracterizada pela diminuição do ângulo interlimbo das dobras. Nas lentes de maior deformação houve predominância de dobras supercilíndricas associadas a tramas L-S (lineação de estiramento e foliação milonítica) e com eixo das dobras de direção NE-SW (Porcher e Fernandes, 1990). No evento dúctil-rúptil houve geração de dobras regionais normais abertas e fechadas, as mais antigas com plano axial NE-SW e as mais jovens com plano axial NW-SE (Porcher e Fernandes, 1990).

Estudos microestruturais dessas rochas realizados por Porcher e Fernandes (1992; 1994) mostraram uma acomodação inicial do fluxo por rotação de subgrão no feldspato e recristalização por migração de contato de plagioclásios e posteriormente uma acomodação do fluxo por nucleação e microfraturamento de feldspatos. Isso mostra uma variação das condições de metamorfismo,



considerando que os primeiros são típicos de fácies anfibolito inferior e os segundos de fácies xisto verde superior.

### **3.2.2 Granitóides Milonitizados de Santana da Boa Vista**

Os Granitóides Milonitizados de Santana da Boa Vista foram inicialmente descritos por Machado *et al.* (1987) e posteriormente estudados por UFRGS (1990) e Porcher (1992).

Esses granitóides são compostos por dois corpos de composição distinta (UFRGS, 1990; Porcher e Fernandes, 1990): o monzogranito (oeste da Antiforme de Santana) e o sienogranito milonitizado (leste da Antiforme de Santana) intrusivos nos Gnaisses Encantadas. Ambos os granitóides apresentam variação na intensidade da deformação de milonitos a ultramilonitos (zonas de intensa deformação) e granitóides (zonas menos deformadas) (Porcher e Fernandes, 1990). Rochas similares são descritas por Remus *et al.* (1987) na região do Aberto do Cerro.

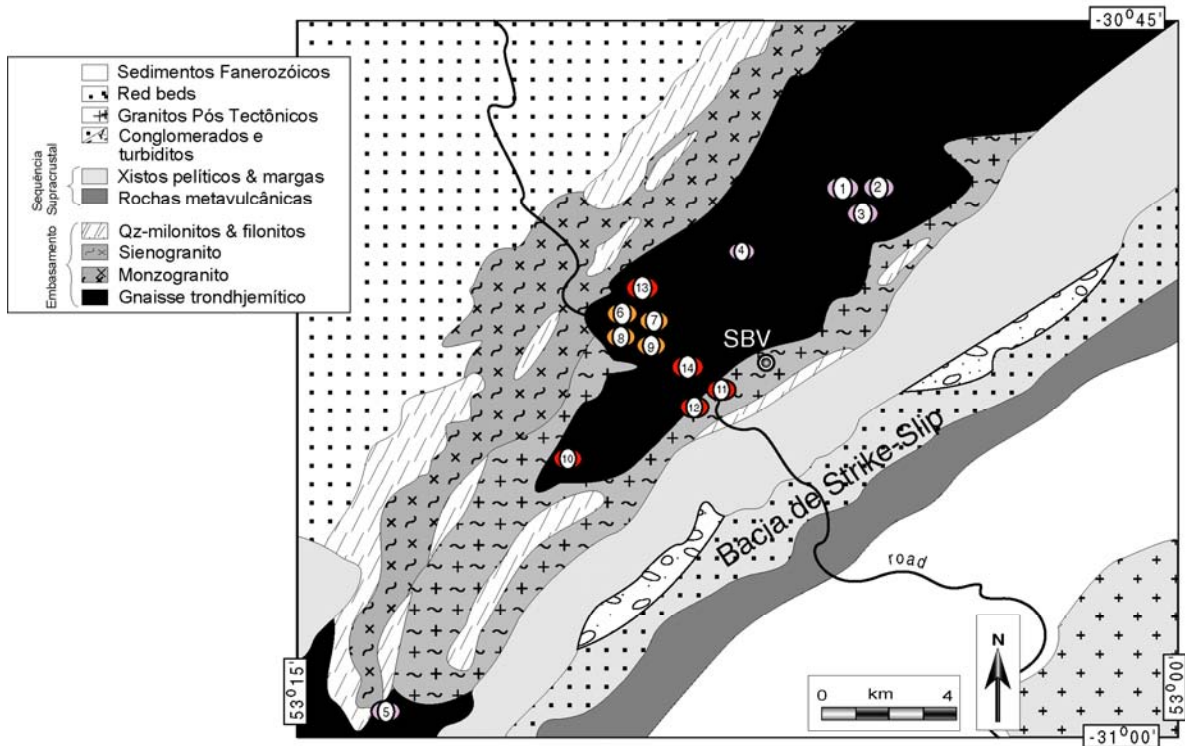
O monzogranito milonitizado apresenta coloração acinzentada, textura grossa e em alguns locais é porfirítico com fenocristais de plagioclásio. Nos locais de concentração da deformação houve geração de milonitos com uma trama L/S (lineação de estiramento e foliação milonítica) definida por feldspato. Os ultramilonitos apresentam uma trama L/S e os quartzo milonitos uma trama L/S, em ambos os casos definida por quartzo estirado. Já o sienogranito tem coloração rosada, é equigranular e apresenta textura fina a média. Nas regiões de maior concentração da deformação houve geração de milonitos, ultramilonitos e quartzo milonitos semelhantes aos gerados a partir do monzogranito milonitizado (Porcher e Fernandes, 1990).

Durante o evento dúctil, além da foliação milonítica e da lineação de estiramento, houve a geração de dobras isoclinais cilíndricas com eixo paralelo a lineação de estiramento. A foliação milonítica e a lineação de estiramento dos Granitóides Milonitizados de Santana da Boa Vista são concordantes com os dos Gnaisses Encantadas.

As condições de metamorfismo durante a milonitização dos Granitóides Milonitizados de Santana da Boa Vista foram às mesmas observadas nas rochas



dos Gnaisses Encantadas, retrogressivas de fácies anfibolito inferior a xisto verde superior.



	TIPO DE ROCHA	IDADE	MÉTODO	INTERPRETAÇÃO	AUTOR
1	G.E. Tonalitos	2263 ± 18 Ma	U-Pb SHRIMP	Idade da cristalização	Porcher, C.C., <i>em prep</i>
2	G.E. Pegmatitos	2363 ± 6 Ma	U-Pb SHRIMP	Idade da cristalização	Porcher, C.C., <i>em prep</i>
3	G.E. Cristais metamórficos	2045 ± 10 Ma	U-Pb SHRIMP	Idade do 1° metamorfismo	Porcher, C.C., <i>et al (no prelo)</i>
4	G.E.	2337 ± 158 Ma	U-Pb TIMS	Idade da cristalização	
5	G.E.	803 ± 14 Ma	U-Pb TIMS	Reomogeneização isotópica	Chemale Jr, F., <i>et al em prep</i>
6	G.E. gnaisses e anfibolitos	2470 ± Ma	Sm- Nd WR	TDM	Chemale Jr, F., <i>et al em prep</i>
7	G.E. gnaisses e anfibolitos	3140 ± Ma	Sm- Nd WR	TDM	Chemale Jr, F., <i>et al em prep</i>
8	G.E. gnaisses e metagabros	2220 ± Ma	Sm- Nd WR	TDM	Chemale Jr, F., <i>et al em prep</i>
9	G.E. gnaisses e metagabros	1810 ± Ma	Sm- Nd WR	TDM	Chemale Jr, F., <i>et al em prep</i>
10	G.E.	2270 ± 235 Ma	Rb-Sr WR	Idade da cristalização	Cordani <i>et al</i> 1974
11	G.E.	2083 ± 41 Ma	Rb-Sr WR	Idade da cristalização	Porcher, C.C 1992
12	G.E.	1833 ± 56 Ma	Rb-Sr WR	Idade da cristalização	Porcher, C.C 1992
13	G.E.	2164 ± 91 Ma	Rb-Sr WR	Idade da cristalização	Soliani Jr, E., 1986
14	G.E.	2030 ± 72 Ma	Rb-Sr WR	Idade da cristalização	May., S. E., 1990



**Figura 10:** Mapa do flanco sul da Antiforme de Santana, região de afloramento do Gnaiss Encantadas e GMSBV, e alguns dados isotópicos dessas rochas (Modificado de Fernandes *et al* 1995a).

### 3.2.3 Complexo Metamórfico Porongos (CMP)

As rochas do Complexo Metamórfico Porongos (CMP) afloram ao longo de uma faixa alongada de direção NE-SW com aproximadamente 170 km de extensão (da região do Arroio Capané até a região de Candiota do Sul), e com uma largura média de 25 km (Figura 9). Na área de estudo, o contato leste ocorre com os granitóides da Suíte Intrusiva Encruzilhada por meio de falhas transcorrentes e em alguns locais por contatos intrusivos. Na região oeste essas rochas estão em contato por meio de falhas normais ou discordâncias, com unidades sedimentares paleozóicas.

#### Litologias

As principais litologias que formam o CMP são rochas metassedimentares (xistos pelíticos, xistos quartzosos, grafita xistos, xistos conglomeráticos e mármore), metavulcânicas (básicas, intermediárias e ácidas), gnaisses alcalinos sintectônicos, e lentes de rochas ultramáficas (Jost e Bitencourt, 1980; Jost, 1982; Remus *et al.*, 1991, Marques e Caravaca, 1994).

Os xistos pelíticos ocorrem ao longo de toda a região de afloramento do CMP, sendo também a rocha mais abundante na área de estudo deste trabalho. Apresentam mineralogia composta por muscovita, clorita e biotita marcando a foliação e porfiroblastos de cloritóide, granada, estaurolita, cianita, andalusita, plagioclásio e quartzo (Jost, 1982; Remus *et al.*, 1991, Marques e Caravaca, 1994; Marques *et al.*, 1998; Lenz, 2004).

Os xistos quartzosos também ocorrem ao longo de todo o CMP e apresentam a seguinte paragênese, muscovita, clorita e biotita, granada, plagioclásio e quartzo. Os quartzitos ocorrem em grandes volumes, ao longo de todo o complexo e geralmente afloram na forma de cristas alongadas segundo a direção NE-SW. Essas rochas apresentam um bandamento milonítico centimétrico e são formadas predominantemente por quartzo e em pequena quantidade ocorrem óxidos e muscovita.

Foram descritos pequenos corpos de mármore na região da Antiforme Capané (Marques *et al.*, 1998), Serra dos Pedrosas (Jost e Bitencourt, 1980); e região sul do CMP (Remus *et al.*, 1991). Os metaconglomerados ocorrem na forma


de lentes nos metassedimentos tanto na região sul como na norte (Remus *et al.*, 1991; Marques *et al.*, 1998).

As rochas metavulcânicas afloram ao longo de todo o CMP. Na região da antiforme Serra dos Pedrosas ocorrem rochas vulcânicas intermediárias a ácidas (Jost e Bitencourt, 1980; Jost, 1982; Marques e Caravaca, 1994). Na região da Antiforme Capané essas rochas apresentam uma composição de básica, até intermediária e ácida, ocorrem ainda pacotes tufáceos intercalados com metacherts (Marques *et al.*, 1998). Na região sul foram descritos por Wildner *et al.*, (1990), rochas vulcanogênicas, provavelmente andesitos a dacitos. A afinidade química das rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas é cálcico-alcálica e as rochas básicas apresentam caráter geoquímico transicional variando de toleítico para cálcico-alcálico (Marques, 1996; Wildner, *et al.*; 1996).

Gnaisses de composição alcálica ocorrem principalmente na região norte e sul do CMP (Camazzoto *et al.*, 1994; Marques *et al.*, 1998). Esses gnaisses são sintectônicos à deformação principal que afetou as rochas dessa região. Eles apresentam cor avermelhada além de porfiroclastos de anfibólio e de piroxênio sódicos (Marques *et al.*, 1998).

As rochas ultramáficas afloram principalmente na região de Capané e na região de Candiota. Na região de Capané, Marques (1996) descreveu lentes de serpentinito com cromita intercalados com talco xisto, antofilita e clorita xistos. Essas foram interpretadas como remanescentes de um complexo ofiolítico. Na região de Candiota, Remus *et al.* (1991) identificou serpentinitos e ultramafitos intercalados com os metassedimentos.

### Eventos tectônicos no CMP

 As rochas do CMP foram afetadas por zonas de cisalhamento tangenciais atuantes durante o Neoproterozóico e com transporte tectônico paralelo ao alinhamento do CDF. Nos xistos pelíticos do CMP, o evento deformacional dúctil está preservado na forma de uma foliação composta S1/S2, sendo que a última é a foliação regional. A S1 dos xistos pelíticos está preservada em micrólitos e charneiras de dobras intrafoliais. O transporte tectônico para NE é evidenciado através do registro de lineações de estiramento nas metavulcânicas (Porcher e Fernandes, 1993). Os principais

indicadores cinemáticos encontrados são porfiroblastos de granadas rotadas, sombras de pressão em cloritóides e granadas indicando movimentação do topo para NE (Marques e Caravaca, 1994, Lenz, neste trabalho).

Posteriormente ocorre um estágio de deformação dúctil-rúptil registrado na forma de dobras abertas tardias, intenso fraturamento com clivagens de fratura e crenulação nos xistos pelíticos. Essas dobras abertas modificam a posição original das estruturas dúcteis e a orientação do plano axial é NE-SW. As dobras abertas de maior expressão regional do Domínio Central-Oeste são as Antiformes Serra dos Pedrosas, Capané e de Santana da Boa Vista.

Uma tectônica de empurrão ou de transpressão tardio resultou no transporte das rochas da unidade Cerro do Facão para níveis crustais mais rasos, colocando-o sobre uma parte do flanco leste da Antiforme Serra dos Pedrosas, em contato tanto com as rochas das unidade Rincão do Maranhão, quanto com as rochas da unidade Cerro Cambará.

### Condições de Metamorfismo

As condições metamórficas do CMP variam ao longo da sua extensão, e já foi descrita por vários autores (*e.g.* Ribeiro e Fantinel, 1978; Jost e Bitencourt, 1980; Jost, 1982; Remus *et al.* 1991; Porcher, 1992, Hartmann *et al.*, 2000).

Na região norte deste complexo foi descrito um metamorfismo retrogressivo, de fácies anfíbolito inferior à fácies xistos verdes superior (Marques *et al.*, 1998). No flanco oeste da Antiforme Capané, esse retrometamorfismo está evidenciado, segundo essa autora, na substituição da estauroлита (pré S2) por clorita e quartzo (S2), enquanto que no flanco leste ocorre biotita (pré S2) re-equilibrada parcialmente para clorita e muscovita. Mais recentemente foi descrito por Marques (2003) um metamorfismo de fácies anfíbolito inferior a médio (700° C) e média pressão (6 Kbar), nas rochas ultramáficas da região de Capané.

Na região central deste complexo Jost e Bitencourt (1980) e Jost (1982) descreveram um zonamento metamórfico que varia de fácies xistos verdes (leste) a fácies anfíbolito inferior (oeste). Na região central leste (Metapelitos Cerro do Facão -MCF) foram registradas condições de baixa pressão. Estudos de termometria realizados nas granadas sin-tectônicas desta região indicaram temperaturas entre

484 a 514 °C, enquanto que para as pós-tectônicas a temperatura obtida foi de 525 a 529°C. Essas condições foram interpretadas resultantes do metamorfismo progressivo (Porcher *et al.*, 1995).

Na região sudoeste, Remus *et al.* (1991) identificou um zonamento metamórfico com o grau metamórfico crescendo de leste (xistos verdes) para oeste (anfíbolito) e crescendo de sul (zona da clorita) para norte (zona da cianita). A pressão nessa região é marcada pela paragênese cianita, granada e estauroilita, indicando pressão intermediária. Na região de Torrinhãs, este mesmo autor descreveu a existência de um evento metamórfico de contato e metassomatismo no CMP próximo ao contato com os granitóides do Domínio Gravimétrico Oriental, que resultou na geração de cornubianitos pelíticos, graiserização e turmalinização.

### Interpretações geotectônicas

A sequência de rochas supracrustais foi interpretada como uma associação de bacia de retroarco com fragmentos do embasamento ensialico tectonicamente posicionados em meio ao Complexo Porongos (Fernandes *et al.*, 1993). As rochas ultramáficas corresponderiam a fragmentos ofiolíticos, implicando no envolvimento da crosta oceânica nessa área (Marques, 1996). As rochas metavulcânicas máficas a intermediárias apresentam características químicas transicionais entre a série toleítica e cálcico-alcálica, e as rochas metavulcânicas ácidas são comparáveis com a série cálcico-alcálica (Marques, 1996). Com esses dados Marques (1996) concluiu que os protólitos vulcânicos formaram-se em um ambiente vulcânico envolvendo subducção, possivelmente um arco magmático.

### **3.3 Dados isotópicos das principais unidades do Domínio Central-Oeste**

As rochas do embasamento Paleoproterozóico apresentam idades TDM bem variadas, nos Gnaisses Encantadas foram encontrados dois grupos principais de litologias com diferentes idades TDM: um formado por rochas gnáissicas e anfíbolíticas de idade Arqueana (2,47 a 3,14 Ga) e outro formado por rochas gnáissicas e metagabros com idades Paleoproterozóicas (1,8 a 2,22 Ga) (Chemale, 2000).

Os Granitóides Milonitizados de Sanatana da Boa Vista, possuem idades TDM em torno de 2.4 Ga, e valores de ENd de -17.3, revelando uma alta contaminação crustal na fonte que originou essas rochas (Lenz, 2006).

As idades de cristalização das rochas dos Gnaisses Encantadas, obtidas através do método U-Pb em zircão (SHRIMP) resultaram em 2,3 Ga para rochas tonalíticas e 2,3 Ma para os pegmatitos (Porcher *et al.* 1999). Nas mesmas amostras foram feitas análises da borda do zircão, que indicaram idades de 2,0 Ga, sendo essas interpretadas como a idade da primeira cristalização metamórfica desses gnaisses. Dados U-Pb em zircão (TIMS) de Chemale (2000) de 2,3 Ga confirmaram as idades discutidas acima, porém uma idade obtida na borda do zircão, de  $803 \pm 0,14$  Ma foi interpretada como idade de reomogeneização isotópica por esse autor.

Para os Sienogranito Milonitizado de Santana da Boa Vista (GMSBV) foram obtidas idades de cristalização através do método Rb-Sr (rocha total) por Porcher (1992) indicando idades entre  $1833 \pm 56$  Ma e  $2083 \pm 41$  Ma. A idade da formação de trama metamórfica/deformacional associada à atuação de zonas de cisalhamento tangenciais nos GMSBV foi obtida através da construção de uma isócrona mineral (muscovita-plagioclásio-rocha total) pelo método Rb-Sr e resultou em idades entre 540 e 520 Ma (Lenz, 2004), indicando a atuação de uma tectônica tardia na região.

Os dados de TDM para as rochas metavulcânicas e os xistos pelíticos do Complexo Metamórfico Porongos entre 2,0 e 1,6 Ga revelam que a fonte dessas rochas foi gerada pela fusão de uma crosta Paleoproterozóica (Chemale *et al.*, 2001, Lenz, 2004). O evento de cristalização das rochas metavulcânicas do CMP registrado na região é de  $786 \pm 6$  Ma (U-Pb SHRIMP-Porcher *et al.*, 1999) e  $773 \pm 8$  Ma (U-Pb SHRIMP-Chemale *op. cit.*).


A formação da trama metamórfica, associada à atuação das zonas de cisalhamento tangenciais Neoproterozóicas, ocorre entre 650 e 600 Ma (Rb-Sr, isócronas minerais muscovita e rocha total, Lenz, 2004).


Um evento de magmatismo alcalino sintectônico (Gnaisse Capané) de idades entre 540 Ma (U-Pb SHRIMP- Chemale *op. cit.*) e 529 Ma (Rb-Sr rocha total- Lafon *et al.*). Esse evento está provavelmente associado à atuação de zonas de cisalhamento


tangenciais Cambrianas que afetaram as rochas do embasamento (e.g GMSBV) descritas acima.

### **3.4 Eventos tectono-metamórficos da região estudada e regiões adjacentes**


O objetivo deste item é sintetizar os principais eventos tectono-metamórficos e vulcânicos do Domínio Central-oeste, no qual situa-se a área deste estudo e do Domínio Central-leste que são relevantes para a presente discussão:


 Tectônica pré-colisional: em torno de 800-700 Ma (Tabela 3) ocorre um período de magmatismo no Domínio Central-oeste, de afinidade predominantemente cálcico-alcálica e localizadamente toleítica, que sugerem um ambiente tectônico de subducção da crosta oceânica sob uma crosta continental (Marques *et al.*, 1998). Esse magmatismo teria gerado as rochas metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos. A bacia onde foram depositados os metassedimentos do Porongos foi interpretada como sendo de retroarco (Jost e Bitencourt, 1981, Fernandes *et al.*, 1993).


 Tectônica Colisional Neoproterozóica em torno de 650 a 600 Ma (tabela 4) ocorre a colisão entre as rochas do leste do cráton Rio de La Plata e as rochas do oeste do cráton Kalahari. Esse evento está registrado na forma de lineações de estiramento de direção E-W e transporte tectônico para W nas rochas de alto grau da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (Tomasi, 1991, Fernandes *et al.*, 1992). Durante essa colisão houve a geração de granitóides de composição granodiorítica a trondjemítica (Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos e Pinheiro Machado) que intrudem a seqüência de rochas supracrustais da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita. Tanto as rochas supracrustais quanto as graníticas teriam sido deformadas pela tectônica colisional e metamorfisadas em alto grau.

 Tectônica Transcorrente: após o evento de colisão ocorreu o desenvolvimento de zonas de cisalhamento com transporte paralelo ao alongamento do CDF (Tomasi, 1991; Fernandes *et al.* 1992). A principal zona de cisalhamento gerada durante esse evento foi a Zona

de Cisalhamento Transcorrente Dorsal do Canguçu, que afetou as rochas do Domínio Central e Leste do CDF. O evento de transcorrência tem idades um pouco mais jovens que a colisão, porém bem próximas (em torno de 640 a 600 Ma), revelando a proximidade de eventos colisionais e transcorrentes durante a evolução de cinturões convergentes (Tabela 4)

 As zonas de cisalhamento transcorrentes foram os principais controles estruturais para injeção de um grande volume de magmas cálcico-alcálicos (granitóides sintectônicos). Os principais granitóides sin-transcorrentes do CDF são o Metagranito Quitéria e a Suíte Granítica Cordilheira (Metagranito Cordilheira e Arroio Francisquinho) (Fernandes e Koester, 1999). O período tardi a pós-colisional no CDF é marcado por uma intensa geração de magmas graníticos de afinidade cálcico-alcálica (e.g Suíte Granítica Encruzilhada) (Tabela 4).

 Tectônica extensional: depois de cessado o evento de transcorrência (em torno de 600 Ma -Tabela 4), iniciou-se um período de estabilização da crosta com atuação de uma tectônica extensiva seguida da intrusão de magmas cálcico-alcálicos e alcálicos (Suíte Intrusiva Campinas e Sienito Piquiri).

 Tectônica tangencial tardia (Cambriano): Em torno de 540 Ma (Tabela 3) ocorreram uma tectônica tardia tangencial que deforma as rochas da unidade Granitóide Milonitizados de Santana da Boa Vista e Gnaisses Encantadas (Lenz *et al.*, 2005). Próximo à região de afloramento das rochas supracitadas há granitóides alcálicos (Gnaisse Capané) sintectônicos à zona de cisalhamento tangencial com idades entre 540 e 520 Ma (Chemale *et al.*, Lafon *et al.*), sugerindo a concomitante deformação e geração de espaço para intrusão de magmas alcálicos nessa região durante o Cambriano.



**GE:** Gnaisses Encantadas; **GMSBV:** Granitóides Milonizados de Santana da Boa Vista; **GC:** Gnaiss Capané **CMP:** Complexo Metamórfico Porongos;

\* dados deste trabalho; **1:** Hartmann *et al.*, 2003 (U-Pb SHRIMP); **2:** Porcher *et al.*, 1999 (U-Pb SHRIMP); **3:** a) Chemale *et al.*, *in prep.*; (U-Pb SHRIMP) b) Chemale *et al.*, *in prep.*; (Sm-Nd RT) **4:** a) Lenz, 2004 (Sm-Nd RT) b) Lenz, 2004 (Rb-Sr isócrona mineral). **5:** Lafon *et al.*, 1990 (Rb-Sr RT).

	Unidade	Litologia	Trama tectono/metamórfica	Grau de metamorfismo	Idade Cristalização Magmática	Idade metamorfismo/deformação	TDM	ENd	
Domínio Central-Oeste	Trama -transcorrência	CMP-metav	Metavulcânicas intermediárias a ácidas e localmente básicas - cálcico-alcalino (toleítico)	Foliação preferencial NE-SW, lineação estiramento - NE	Anfibolito inferior - xisto verde superior	783 Ma <sup>2</sup> e 773 Ma <sup>3a</sup>	—	3,2 <sup>3</sup> 2,22 Ga <sup>3</sup>	12,5 9,6 <sub>3</sub>
		CMP-metassedimentos	Xistos pelítico e quartzosos intercalados com metavulcânicas básicas a ácidas, pcos mármore e ultramáficas.	Trama com direção NE-SW e transporte para NE	Anfibolito inferior com localizadas áreas de metamorfismo de contato de temperatura xisto verde superior e retrometamorfismo para xisto verde inferior	—	M1: 654 ± 15 601 ± 41 Ma <sup>4b</sup>	M1: 1570-1900 Ma <sup>4a</sup> * M2: 2008 Ma*	M1: -14* M2: - 16,7*
	Trama -reativação tardia	GC	Gnaisses alcalinos, Gnaiss Capané	Foliação preferencial NE-SW	—	540 <sup>3a</sup> 529 Ma <sup>5</sup>	—	2,87 Ga <sup>3b</sup>	—
		GMSBV	Monzo e sienogranito milonizados	Trama de baixo ângulo com direção NE-SW e transporte para NE	Anfibolito inferior a xisto verde superior (trama principal)	1833±56 Ma <sup>2</sup>	M2: 507 ± 38 524 ± 17 Ma <sup>4a</sup>	2373 Ma <sup>4b</sup>	-17 <sup>4b</sup>
		GE	Gnaisses tonalíticos e anfibolitos	Trama de baixo ângulo com direção NE-SW e transporte para NE	M1: Anfibolito superior M2: Anfibolito inferior a xisto verde médio (trama principal)	2363±6 Ma <sup>2</sup> a 2257±1 Ma <sup>1</sup>	M1: 2052±5 Ma <sup>2</sup> 2021±11 Ma <sup>2</sup>	3,12 a 1,81 Ga <sup>3b</sup>	+ 5 <sup>3b</sup>

**Tabela 3:** Principais características e idades das diferentes litologias que afloram no Domínio Central-oeste do CDF.

**SMVC:** Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita; **CGAR:** Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos; **SPM:** Suíte Pinheiro Machado; **MGQ:** Granito Quitéria; **SIC:** Suíte Intrusiva Canguçu, **SIE:** Suíte intrusiva Encruzilhada

**6):** Koester *in prep.*; **7):** Silva *et al.*, 1999 (U-Pb SHRIMP e Sm-Nd RT); **8):** Babinski *et al.*, 1997 (U-Pb SHRIMP e Sm-Nd RT); **9):** Frantz *et al.*, 1999 (U-Pb SHRIMP e Sm-Nd RT). **10):** Koester *et al.* (Rb-Sr RT); **11):** Vasques, 1997 (Rb-Sr RT); **12):** Gross, 2004 (Sm-Nd RT e isócrona mineral).

Unidade	Litologia	Trama tectono/metamórfica	Grau de metamorfismo	Idade Cristalização Magmática	Idade metamorfismo/deformação	TDM	ENd
---------	-----------	---------------------------	----------------------	-------------------------------	-------------------------------	-----	-----

Domínio Central-Leste	Granitóides sin a pós-tectônicos (deformação transcorrente)	SIE	Monzogranito porfírico e sienogranito equigranular	Zonas isoladas de alta deformação direção N-S (e.g. Zona Passo do Marinheiro)	-	594 Ma <sup>8</sup> 582 Ma <sup>11</sup>	-	2,8 Ga <sup>8</sup>	-15,5 <sub>8</sub>
		SIC	Sienogranitos a granodioritos -peraluminoso 2 micas-	Zonas de milonitos a protomilonitos NE-SW	-	585 Ma <sup>9</sup> 630 (Koester 95)	-	--	- 5 a -19 <sup>10</sup>
		MGQ	Granodioritos a monzogranitos porfíricos – calcico alcalino alto K	Zonas com intensa milonitização Foliação alto ângulo, NE-SW	-	631 Ma 672 Ma <sup>10</sup>	--	1,98 a 2,06 Ga <sub>9</sub>	7,19 a 7,36 <sub>9</sub>
	Trama Colisional (localizadamente afetada pela transcorrência)	SIPM	Rochas de composição tonalítica a granítica de afinidade cálcico-alcalina	Zonas de alta deformação Foliação alto ângulo, NE-SW	Nas zonas de alta deformação fácies anfibolito	619 Ma <sup>8</sup>	--	2,01 a 2,09 Ga <sub>8</sub>	-10 -6 <sup>8</sup>
		CGAR	Ortognaisses 0tonalíticos a granodioriticos, enclaves dioriticos e xenólitos de gnaisses da SMVC.	Trama de baixo ângulo com direção W-E e transporte para W	Fácies anfibolito -inferior a granulito	(1,5 a 2,1 Ga) 631±13 Ma <sup>7</sup> 630 Ma <sup>6</sup>	--	2006 Ma <sup>7</sup>	4,88 <sub>7</sub>
		SMVC	Paragnaisses pelíticos, máficos, mármore, calciossilicatados e anfibolitos.	Trama de baixo ângulo com direção W-E e transporte para W	Anfibolito Superior a Granulito e baixa pressão	-	652±26 Ma a 606±2 <sub>12</sub> Ma	2236 a 1586 Ma <sup>12</sup>	-20 a - 12,4 4 <sub>12</sub>

**Tabela 4:** Características litológicas e isotópicas das principais unidades do Domínio Central-leste do CDF.

## **CAPÍTULO 4**

### **-Geologia da área-**

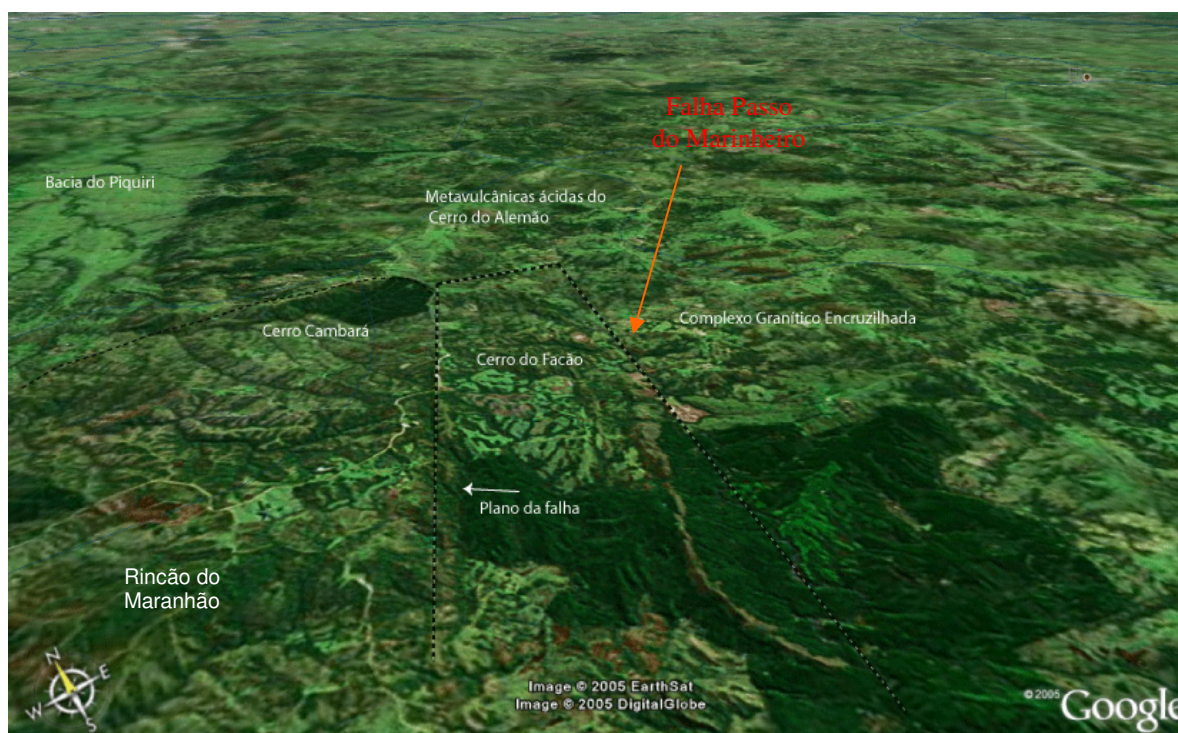
#### **4.1 Localização da área de estudo**

O presente estudo concentrou-se nas rochas do extremo leste do CMP, ao sul da localidade de Figueiras, município de Encruzilhada do Sul. A principal estrutura que aflora nessa região é a Antiforme Serra dos Pedrosas, uma dobra normal tardia de escala quilométrica e que controla o padrão de afloramento das principais rochas aflorantes na região (Fig.12).

As rochas das unidades Rincão do Maranhão e Cerro Cambará compõem a Antiforme Serra dos Pedrosas. As rochas da primeira encontram-se no núcleo dessa antiforme enquanto que as rochas da segunda encontram-se na parte externa da estrutura. As rochas da unidade Cerro do Facão ocorrem na forma de uma cunha truncando parte do flanco leste da Antiforme. O contato entre a última e as unidades Cerro Cambará e Rincão do Maranhão ainda não foi bem caracterizado, devido à ausência de indicadores cinemáticos confiáveis. Sabe-se apenas que as rochas da unidade Cerro do Facão apresentam uma paragênese de metamorfismo orogênico típica de um nível crustal mais profundo e que provavelmente devido à ação de falhas (empurrão ou transpurrão) houve esse deslocamento para níveis crustais mais rasos.

Nessa região as rochas do CMP estão em contato com as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SIES). O contato entre essas duas unidades ocorre de dois modos distintos: nas proximidades da Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro (ZCPM) o contato se dá por meio de falhas e em outras partes o contato é intrusivo, sendo encontradas margens resfriadas. A ZCPM é uma zona de cisalhamento de direção N-S e a intrusão dos granitóides supracitados é sintectônica a movimentação dessa falha, o que gerou uma faixa de granitóides milonitizados com um deslocamento de mais de 15 km registrado (Picada, 1971, Jost e Bitencourt, 1980, Phillip, 2001). Esses milonitos apresentam foliação N-S de alto mergulho e lineações de estiramento com transporte para N. Futuras reativações desta zona geraram rochas cataclásticas nessa região.

Na figura 11 podemos ver uma imagem de satélite da área estudada (*Imagem Google Earth*). Nesta figura podemos visualizar o contato entre as rochas do CMO com os granitóides da SIES, marcado pela Falha Passo do Marinheiro de direção N-S. O contato entre a unidade Cerro do Facão e a unidade Cerro Cambará e Rincão do Maranhão é marcado por uma escarpa de falha. À NE do Cerro do Facão afloram as metavulcânicas ácidas do Cerro do Alemão, que ocorrem através de um contato tectônico com a unidade Cerro do Facão. Na parte superior esquerda da figura podem ainda serem visualizadas as rochas sedimentares da Bacia do Piquiri.



**Figura 11:** Imagem de satélite retirada do site [www.googleearth.com](http://www.googleearth.com) visualizando a área estudada e indicadas as principais litologias e estruturas. A flecha vermelha indica o contato das rochas da SIES com as rochas do CMP, marcado pela Falha Passo do Marinheiro. A escarpa de falha indicando um provável plano de empurão ou de transpressão que marca o contato com a unidade Cerro Cambará e Rincão do Maranhão, e na imagem de satélite é indicando por uma flecha branca.

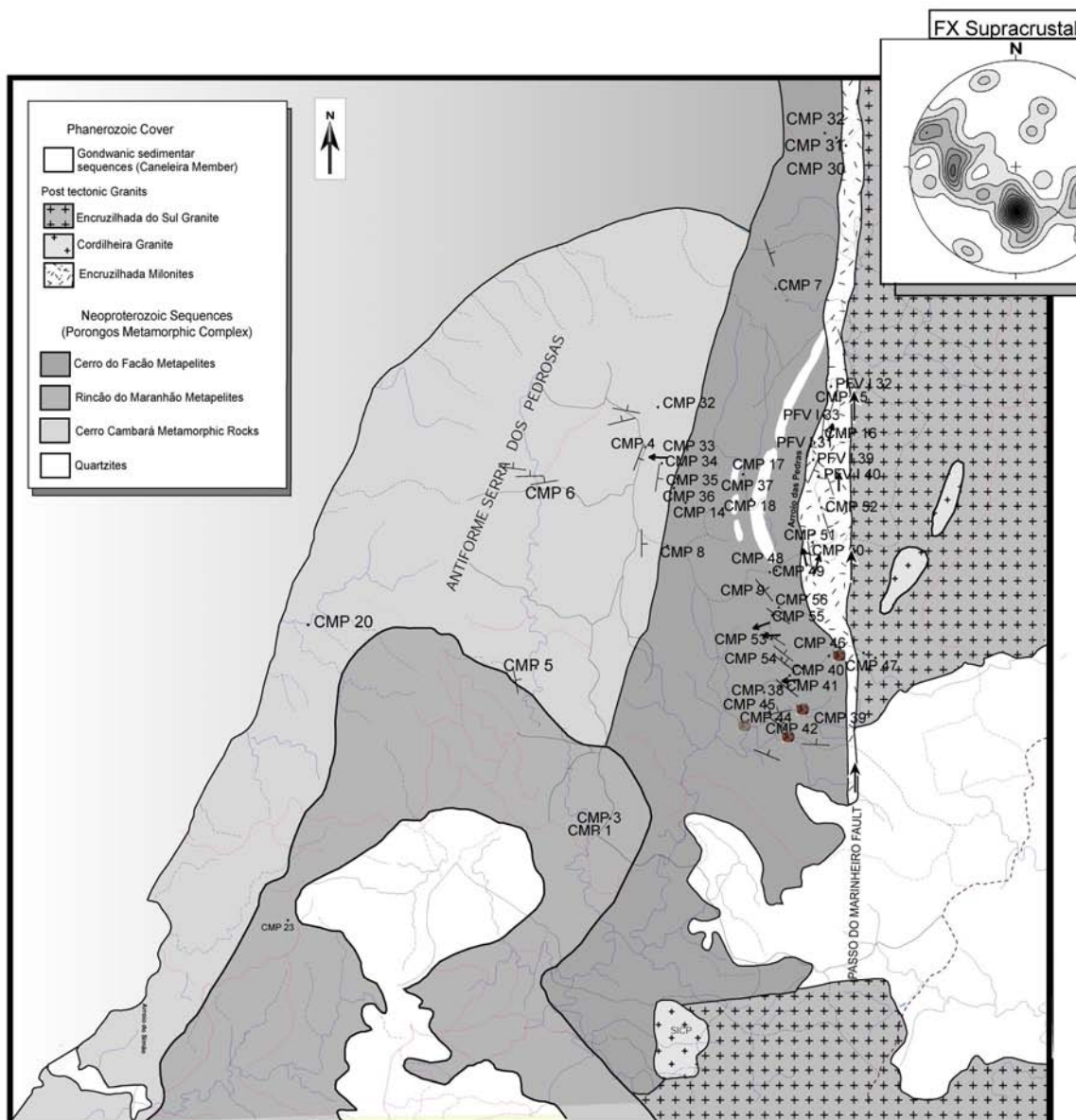
As principais rochas do CMP aflorantes nesta região são os xistos pelíticos, xistos quartzosos, quartzitos e grafita xistos, intercalados com rochas metavulcânicas ácidas.

As rochas metavulcânicas afloram à noroeste da unidade Cerro do Facão e pertencem à unidade Metariolitos Cerro do Alemão. Os metariolitos apresentam cor acinzentada, tamanho de grão fino a muito fino e clastos de quartzo e feldspato (Jost, 1982). Apresentam uma foliação incipiente e em alguns casos ocorrem com estrutura maciça. Nessas rochas metavulcânicas o principal mecanismo de deformação foi recristalização dinâmica do feldspato e a recristalização de porfiroclastos de quartzo (Porcher e Fernandes, 1992).

As principais rochas da unidade Cerro Cambará são os xistos pelíticos, além de grafita xistos, xistos quartzosos e mármore intercalados com metavulcânicas ácidas (Jost, 1982, Marques e Caravaca, 1994). A paragênese dos xistos pelíticos é representada por cloritóide, clorita, muscovita, biotita e quartzo e representa a unidade de menor grau metamórfico da região.

As litologias que ocorrem na unidade Rincão do Maranhão são predominantemente xistos pelíticos e xistos quartzosos e subordinadamente grafita xistos e quartzitos. A paragênese dos xistos pelíticos é representada por granada, biotita, clorita, muscovita e quartzo. Na literatura há descrições da existência de cordierita nessas rochas (Jost, 1982), entretanto esse mineral não foi identificado nas amostras analisadas neste trabalho.

Na unidade Cerro do Facão afloram predominantemente xistos pelíticos, xistos quartzosos, quartzitos e grafita xistos. A paragênese das rochas dessa unidade é discutida no item a seguir. As rochas do Cerro do Facão representam o mais alto grau metamórfico aflorante nessa região e de níveis crustais mais profundos.



**Figura 12:** Mapa da região da Antiforme Serra dos Pedrosas, com as principais litologias, ponto de coleta de amostras e atitudes da foliação e lineação.

#### 4.2 Características principais dos xistos pelíticos

Neste trabalho foi dada uma ênfase aos xistos pelíticos em especial da unidade Cerro do Facão, devido à existência de uma assembléia mais promissora para a caracterização da trajetória P-T. Secundariamente foram feitas algumas



investigações nos xistos pelíticos das unidades Cerro Cambará e Rincão do Maranhão.

Nas três unidades os xistos pelíticos ocorrem com coloração semelhante e essa cor varia geralmente de acordo com a proporção de quartzo e filossilicatos. O xisto pelítico com pouco quartzo apresenta uma coloração cinza forte, enquanto o xisto pelítico com uma maior quantidade de quartzo apresenta uma coloração marrom acinzentada (Fig.13). Os xistos quartzosos apresentam coloração de diferentes tons de marrom e os quartzitos geralmente são brancos e quando apresentam muitos óxidos adquirem uma coloração avermelhada.



**Figura 13:** Rochas metassedimentares do Cerro do Facão. Na parte inferior da figura, um xisto pelítico com coloração acinzentada e na parte central da figura um xisto pelítico de coloração marrom acinzentada e mais quartzoso que o primeiro. Na parte superior da figura um xisto quartzoso, de coloração marrom e com composição predominante de quartzo.

Nas rochas da unidade Cerro Cambará os xistos pelíticos são compostos por abundante muscovita e clorita e em menor quantidade biotita e cloritóide e quartzo. Na unidade Rincão do Maranhão os xistos pelíticos são marcados por abundante muscovita, clorita e biotita e em menor quantidade cloritóide, granada e quartzo.

Na unidade Cerro do Facão a paragênese dos xistos pelíticos é marcada por granada, estauroлита, biotita, clorita, muscovita, plagioclásio, quartzo e andalusita, como acessórios ocorrem turmalina e ilmenita. Nos xistos quartzosos, a paragênese

é marcada por bandas de quartzo e plagioclásio intercalados com bandas ricas em biotita, muscovita e clorita e raramente granada.

Na borda leste da unidade Cerro do Facão ocorre uma paragênese mineral peculiar concentrada em veios que cortam a S2 ou crescendo na proximidade dos veios, sobre a foliação S2. Esses veios são nitidamente pós-tectônicos, pois cortam a foliação S2 e não apresentam evidências de deformação. A característica mais marcante da paragênese dos veios é o seu tamanho de grão, geralmente muito grande.

Os veios são compostos por quartzo, muscovita, biotita e clorita com textura decussada, andalusita que ocorre na forma de megacristais (de 10 a 15 cm de comprimento) (Fig.14a), e granada, que ocorre com tamanhos diversos. Essa mesma paragênese também ocorre cortando a foliação S2 (Fig.14b).



**Figura 14:** a) Cristais de andalusitas em veios de quartzo com muscovita, clorita, biotita e granada, os cristais são muito grande (de 10 a 15 cm) e não tem uma orientação definida. A muscovita associada também apresenta textura decussada. b) Cristais de andalusitas crescendo sobre a foliação S2 e também apresentando dimensões avantajadas.

Próximo aos veios ricos em andalusita ocorre também uma grande abundância de cristais de grandes dimensões (1 a 2 cm) de granada, cristalizadas durante esse mesmo evento termal. (Fig.15).





**Figura 15:** Granadas pós-tectônicas que cresceram em locais próximos aos veios ricos em andalusita.

Essa paragênese peculiar registra a atuação de um metamorfismo de contato decorrente da intrusão dos corpos graníticos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, e a ação dos fluidos e de alta temperatura que afetou a rocha encaixante.

#### **4.3 Principais estruturas e eventos deformacionais**

A atuação de zonas de cisalhamento tangenciais (evento **D1**) resultou na formação de uma foliação S1 marcada por biotita, muscovita, clorita e quartzo e na transposição dessa foliação para uma foliação S2, que é a foliação predominante nas rochas da região. A foliação S1 esta preservada em micrólitos (Fig.17) e em forma de charneiras de dobras com flancos rompidos, além de estar preservada na forma de dobras isoclinais sem raiz (F2) marcadas por níveis de quartzo (Fig. 16).

Em todas as rochas das unidades estudadas, a foliação S1 parece ser marcada pelos mesmos minerais, a S2, porém apresenta paragêneses diferentes nas unidades estudadas. Na unidade Cerro Cambará a S2 é marcada por muscovita, clorita, biotita e envolve porfiroblastos de cloritóide, enquanto que na unidade Rincão do Maranhão a S2 é marcada por muscovita, clorita, biotita e envolve porfiroblastos de granada e cloritóide. Nas rochas da unidade Cerro do Facão a foliação principal (S2) é marcada por biotita, muscovita, clorita, quartzo e

mais raramente por grafita. Ela circunda porfiroblastos sintectônicos de granada (Fig.17) e de estaurólita.



**Figura 16:** Na figura da esquerda lente de quartzo dobrada isoclinalmente, na figura da direita dobra apertada marcada pela S1 e transposição dessa foliação gerando S2, xistosidade principal (a seta preta indica a posição da charneira da dobra).



**Figura 17:** Vista em perfil da foliação principal (S2). Na região assinalada pela seta rosa pode ser visualizado um microlitão preservando a foliação S1. Note que a foliação principal circunda porfiroblastos de granada sintectônica.

A orientação da foliação principal originada durante o evento tangencial é predominantemente NE-SW, devido ao efeito de dobras tardias abertas (F3) com plano axial subvertical de direção NE-SW, como é o caso da antiforme Serra dos Pedrosas. Nas rochas mais quartzosas são visualizadas lineações de estiramento marcado por cristais de quartzo alongados indicando direção NE. Nas rochas

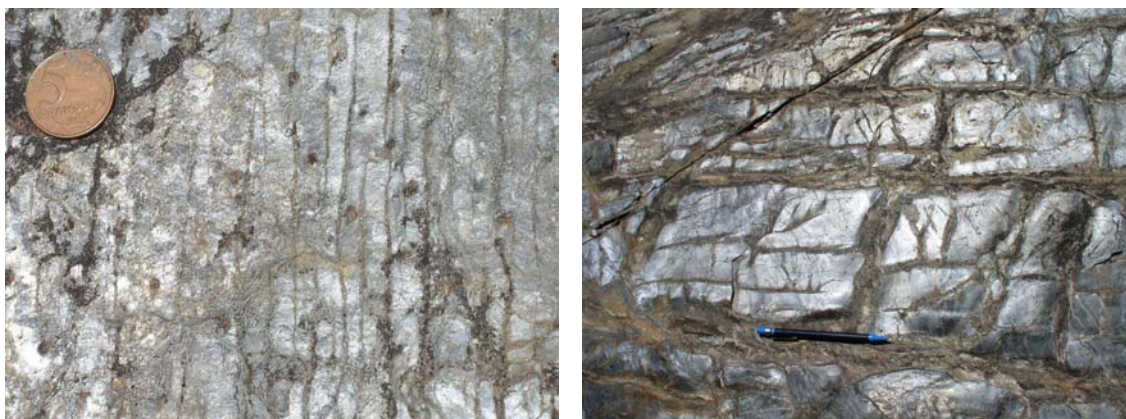


metapelíticas não são visualizadas estruturas lineares, talvez pela falta de um mineral marcador potencial.

Eventos posteriores de deformação dútil geraram uma série de fraturas, bem regulares e preenchidas principalmente por turmalina e muscovita de tamanho bem reduzido. Essa fraturas são preenchidas originando uma clivagem de fratura (Fig.18).

Na região próxima ao contato da unidade Cerro do Facão com a Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, houve a cristalização de uma paragênese mineral peculiar, predominantemente em fraturas e nas proximidades das mesmas, o que marca a atuação de um metamorfismo de contato nessa região.

A intrusão dos granitóides supracitados e conseqüente metamorfismo de contato nas rochas do CMP ocorreram durante um evento tectônico de extensão regional (**D2**), que afetou grande parte do Domínio Central e Leste do CDF. Durante esse evento onde houve uma intensa geração de espaço para a intrusão de grandes volumes de magmas graníticos, entre eles os granitóides da SIES.



**Figura 18:** Clivagem de fratura em rocha metapelítica preenchida por muscovita e turmalina. A turmalina em muitos casos cresce com o eixo maior perpendicular ao plano da fratura.

Além disso, são ainda encontradas na região evidências da atuação de falhas de empurrão ou transpressão provavelmente tardias, que ocasionaram a movimentação da unidade Cerro do Facão para níveis crustais mais rasos, sendo que atualmente essa unidade aflora na forma de uma cunha encobrendo o flanco leste da Antiforme Serra dos Pedrosas.


## **CAPÍTULO 5**


### **-Microestruturas e assembléias minerais-**


#### **5.1 Introdução**

Na região da Antiforme Serra dos Pedrosas afloram rochas afetadas pelo evento tectono-metamórfico tangencial, relacionado a um dos episódios da complexa evolução geotectônica do CDF, decorrente da colisão dos crátons Rio de La Plata e Kalahari no Neoproterozóico. Ocorrem ainda evidências de um metamorfismo de contato, nos xistos pelíticos próximos aos granitóides da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul.

O estudo de metamorfismo foi concentrado nas rochas da unidade Cerro do Facão (CF) devido aos seguintes fatores:

 A composição química dessas rochas gerou minerais sensíveis às mudanças de P-T que ocorreram devido ao evento de deformação tangencial supracitado.

 A determinação dessas condições de P-T pôde ser feita inicialmente através das texturas e da assembléia mineral.

 As assembléias presentes permitiram a determinação das condições pela geotermobarometria, podendo ser utilizadas calibrações clássicas, ou programas com um grande banco de dados, como é o caso do Thermocalc (Holland and Powell, 1998).

Na unidade Cerros Cambará (CC) foram obtidos dados de química mineral nas micas brancas, que também foram utilizados para a obtenção da idade do metamorfismo. Na unidade Rincão do Maranhão (RM) foram feitas apenas descrições das assembléias minerais em equilíbrio e microestruturas além de uma estimativa da P-T da assembléia mineral.

Três eventos metamórficos foram reconhecidos na região (Tabela 5), M1 relacionado ao evento D1, M2 de ocorrência restrita e associada ao evento D2 e M3, associado ao processo de exumação. Na unidade Cerro Cambará e Rincão do Maranhão foram reconhecidas apenas as assembléias minerais do evento M1, enquanto que na unidade Cerro do Facão ocorrem registros dos três eventos metamórficos.

Unidade	Assembléia/ Xistos pelíticos		Relação temporal assembléia/de formação	Fácies	Evento tectono metamórfico	
Cerro Cambará	Ms- chl- qz-ilm-tit	<b>M1</b>	Sintectônico	Xisto Verde Médio	Atuação de zonas de cisalhamento tangenciais Metamorfismo regional	<b>D1</b>
	Ms-bt-chl-ctd-qz-ilm	<b>M1</b>				
Rincão do Maranhão	Ms-qz-chl-bt-grt-ctd-ilm	<b>M1</b>	Sintectônico	Xisto Verde Superior		
Cerro do Facão	Ms-bt-chl-grt-st-pl-qz-ilm-tit	<b>M1</b>	Sintectônico	Anfibolito Inferior		
	Chl-bt		Pós-tectônico			
	Grt-and-ms-bt-qz-chl	<b>M2</b>	Pós-tectônico -associada aos veios-	Xisto Verde Superior	Extensão pós colisional Metamorfismo de contato	<b>D2</b>
	Ms-chl	<b>M3</b>	Pós-tectônico	Xisto Verde Inferior	Retrometamorfismo	----

**Tabela 5:** Principais características das rochas metapelíticas das unidades aflorantes na região da Antiforme Serra dos Pedrosas do CMP.

## 5.2 Microestruturas e assembléias minerais

### 5.2.1 Cerro Cambará

#### Assembléia mineral (M1)

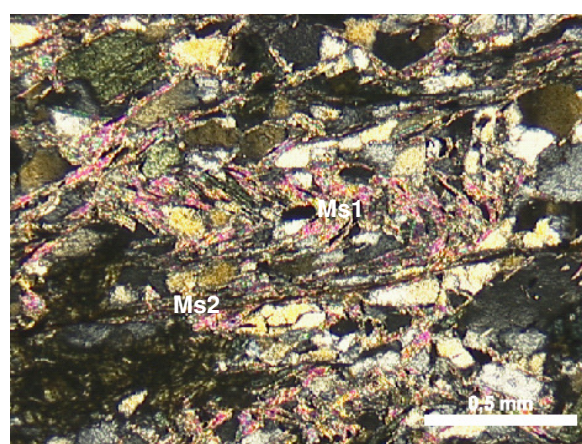
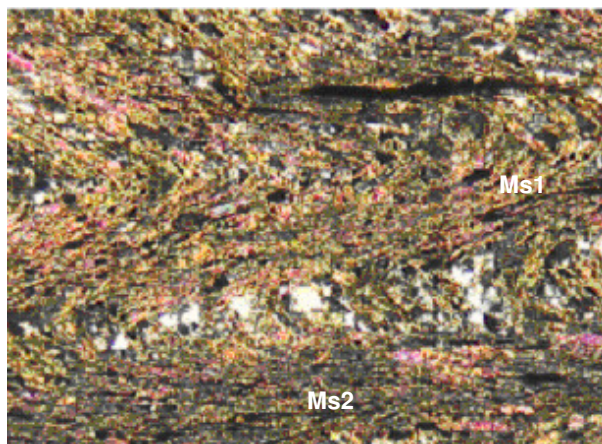
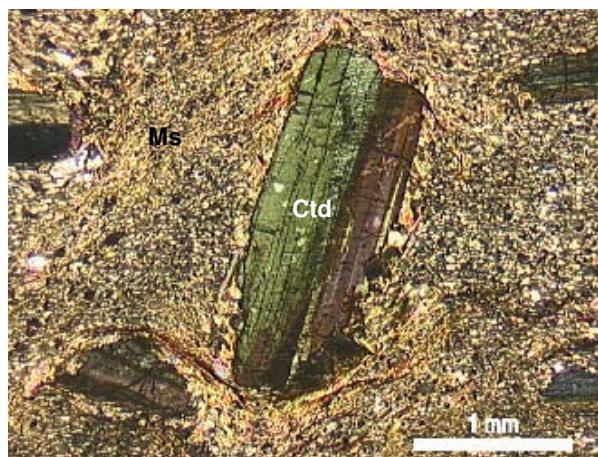
Os xistos pelíticos da unidade Cerro Cambará são compostos principalmente por muscovita, clorita e quartzo e mais raramente biotita e porfiroblastos de cloritóide.

A foliação S1 está preservada na forma de micrólitos e charneira de dobras sem raiz e é marcada por muscovita e quartzo (Fig.19 b e c). A transposição dessa foliação gerou a foliação principal (S2) que é marcada por bandas micáceas (muscovita e clorita) intercalada com fitas de quartzo. Em algumas amostras a transposição foi mais efetiva, mas outras a foliação S1 encontra-se mais bem preservada (e.g. Fig.19b e c).

Nas bandas micáceas há predominantemente **muscovita** e subordinadamente **clorita**. A muscovita e a clorita ocorrem com textura lepidoblástica e tamanho de grão variando de 1.3 a 3 mm. A clivagem (001) de ambas ocorre paralela a S2 e em alguns casos há um intercrescimento da muscovita com a clorita. Subordinadamente ocorrem cristais de **biotita**, além de ilmenita e hematita orientados paralelamente à foliação principal.

Os porfiroblastos de **cloritóide** ocorrem de duas formas diferentes, como porfiroblastos de tamanho médio de 1 mm ou na forma de cristais pequenos (0.2 a 0.3 mm). Os porfiroblastos são euédricos e ocorrem com o eixo c do cristal paralelo ou perpendicular à S2 (Fig.19 a). Alguns cristais mostram-se fraturados, com deslocamento de fragmentos do cristal ou dobrados e rompidos. Os cloritóides pequenos que também são euédricos, ocorrem com o eixo c do cristal paralelo a foliação principal e não apresentam inclusões.

O **quartzo** ocorre em fitas com textura granoblástica poligonal e subordinadamente interlobada. Apresenta pouca deformação intracristalina, mostrando apenas extinção ondulante e subgrãos.





**Figura 19:** a) CMP 23: porfiroblasto de cloritóide sintectônico à foliação principal (S2), luz polarizada b) CMP 4: S1(marcada por muscovita e quartzo) preservada em charneira de dobras com flancos transpostos por S2 (composta por muscovita). Base da fotografia mede 1,75 mm, luz polarizada. c) CMP 6, assembléia mineral M1 preservada na foliação S1, que é transposta e é gerada a foliação S2, que é a foliação principal. Base da fotografia mede 3,5 mm.

## 5.2.2 Rincão do Maranhão



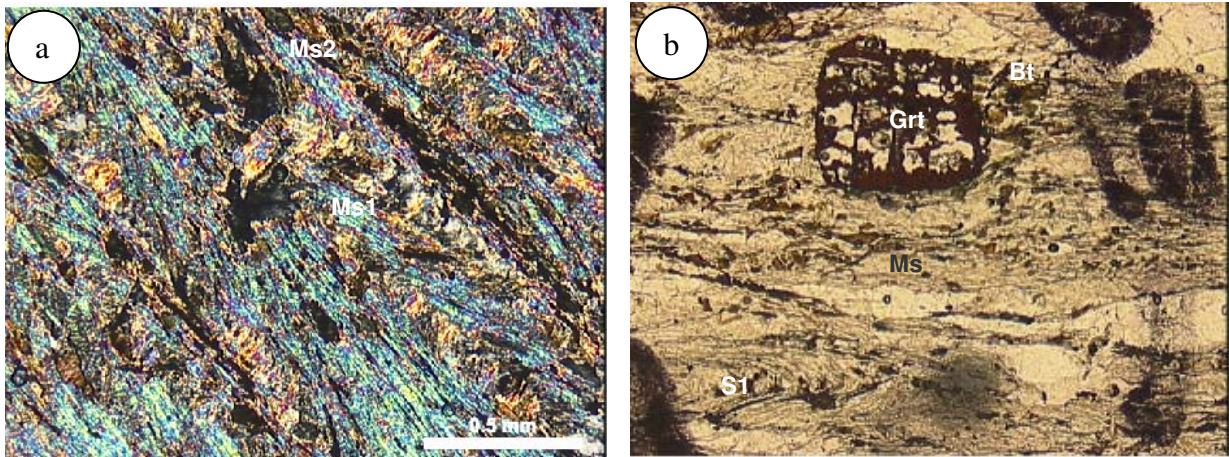
### Assembléia mineral (M1)

Os xistos pelíticos da unidade Rincão do Maranhão também apresentam uma foliação S1 transposta para S2 (Fig.20 a e b). A S1 é marcada por muscovita e quartzo enquanto que a S2 é marcada por níveis micáceos (muscovita, clorita, biotita) intercalados com lentes de quartzo orientados paralelamente à foliação principal. A S2 engloba porfiroblastos de granada e de cloritóide.

A **muscovita** e a **clorita** são os filossilicatos mais abundantes. A **biotita** ocorre subordinadamente, geralmente na forma de cristais euédricos esparsos, também orientados paralelamente à foliação principal. Apesar da ocorrência subordinada ela ocorre mais constantemente do que nas rochas da unidade Cerro Cambará.

Os porfiroblastos de **granada** (Fig.20 b) são sintectônicos em relação à foliação principal. Ocorrem com tamanho médio de 1 mm, não apresentam inclusões e são subédricos. Observa-se ainda um intenso fraturamento dos porfiroblastos de granada que ocorre preenchido por óxidos (Fig.20).

O **quartzo** ocorre em lentes irregulares e milimétricas a centimétricas, com tamanho médio (0,6 a 1,7 mm). Nessas lentes o quartzo possui textura granoblástica poligonal com poucos sinais de extinção ondulante. O quartzo ocorre também na forma de fitas poliminerálicas de tamanho pequeno (0,3 a 0,8mm) com textura granoblástica poligonal indicando pouca deformação intracristalina.



**Figura 20:** a) CMP 1: Transposição de foliação S1-muscovita- originando a S2, que é composta por granada, quartzo, muscovita (M1), luz polarizada b) CMP 1: No centro da foto observa-se porfiroblasto sintectônico de granada, crescendo sobre a foliação S1 e circundado pela foliação S2. Luz natural, base da fotografia mede 3,5 mm.

### 5.2.3 Unidade Cerro do Facão

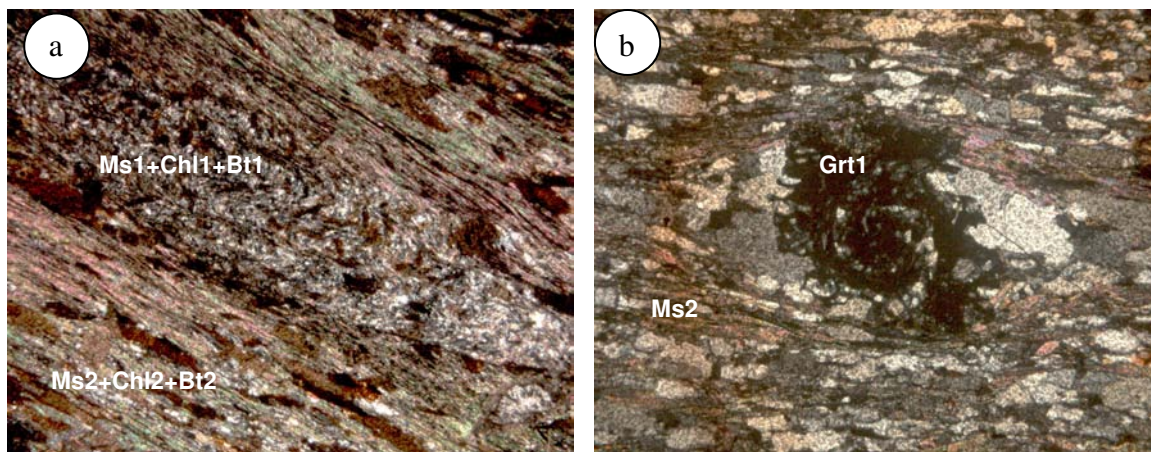
Na região do Cerro do Facão ocorre uma foliação S1 (Fig.21 a) transposta para a foliação S2 e essas duas foliações marcam as condições de pico metamórfico da região (M1), com condições de média pressão e fácies anfibolito inferior, numa cinemática de cristalização dinâmica e cisalhamento simples (deformação não-coaxial), evidenciado pela formação de uma foliação marcada pela orientação de filossilicatos, que envolve porfiroblastos rotados de granada (Fig.21 b).

O metamorfismo M2 ocorre localizadamente nas rochas do Cerro do Facão, próximo ao contato com os granitóides da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, devido à perturbação da geotermas com a intrusão desses magmas graníticos. A assembléia M2 ocorre predominante em veios que cortam a foliação S2 e destaca-se pelo tamanho grande de seus minerais (*e.g.* andalusita com 12 cm comprimento). Além da ocorrência em veios a assembléia M2 também ocorre crescendo sobre os minerais da assembléia M1, porém sempre na proximidade dos veios supracitados.



A assembléia M2 marca um evento de diminuição de pressão e temperatura, associado a um metamorfismo de contato em condições pós-tectônicas.

Durante os últimos estágios do evento tectono-metamórfico que afeta a região e provavelmente relacionado ao processo de exumação do terreno ocorre o metamorfismo M3, de caráter retrogressivo e de cristalização estática.



**Figura 21:** a) CMP 44 com assembléia mineral da S1 preservada em micróliton. Base da fotografia mede 3,5 mm. b) CMP 41, porfiroblasto sintectônico de granada com rotação de aproximadamente 270°, evidenciando atuação de deformação não coaxial, base da fotografia mede 3,5 mm.

### **Assembléia mineral (M1)**

A assembléia mineral (M1) marca a S2 e é representada por muscovita-biotita-clorita-granada-estaurólita-plagioclásio-quartzo-ilmenita.

Nos níveis micáceos, a muscovita, clorita1 e biotita1 marcam a S2 e ocorrem com o plano 001 paralelo à foliação.

Três gerações de **biotita** foram reconhecidas, **a)** a Bt<sub>1</sub> marca da foliação S1 e está preservado em micrólitos, raro nas rochas do CF (Fig.21 a). **b)** a Bt<sub>2</sub> ocorre com textura lepidoblástica, crescendo paralelamente a foliação principal (S2) na forma de cristais estreitos e alongados (Fig.22 c), **c)** a Bt<sub>3</sub> ocorre na forma de cristais maiores e largos em agregados com textura decussada crescendo sobre a foliação principal (Fig.22 c). A Bt<sub>2</sub> e a Bt<sub>3</sub> ocorrem intercrescimentos com a Chl<sub>2</sub> e Chl<sub>3</sub>, respectivamente. A Bt<sub>3</sub> cresceu após cessar a deformação que originou a S2, em condições térmicas de pico metamórfico.

Três gerações de **clorita** foram identificadas, **a)** a  $Chl_1$  marca a  $S_1$  e é preservada em micrólitos (Fig.21 a), **b)** a  $Chl_2$  cresce paralelamente a  $S_2$  (Fig.22 b), **c)** e a  $Chl_3$  ocorre perpendicular a  $S_2$  (Fig.22 c), em agregados com textura decussada .

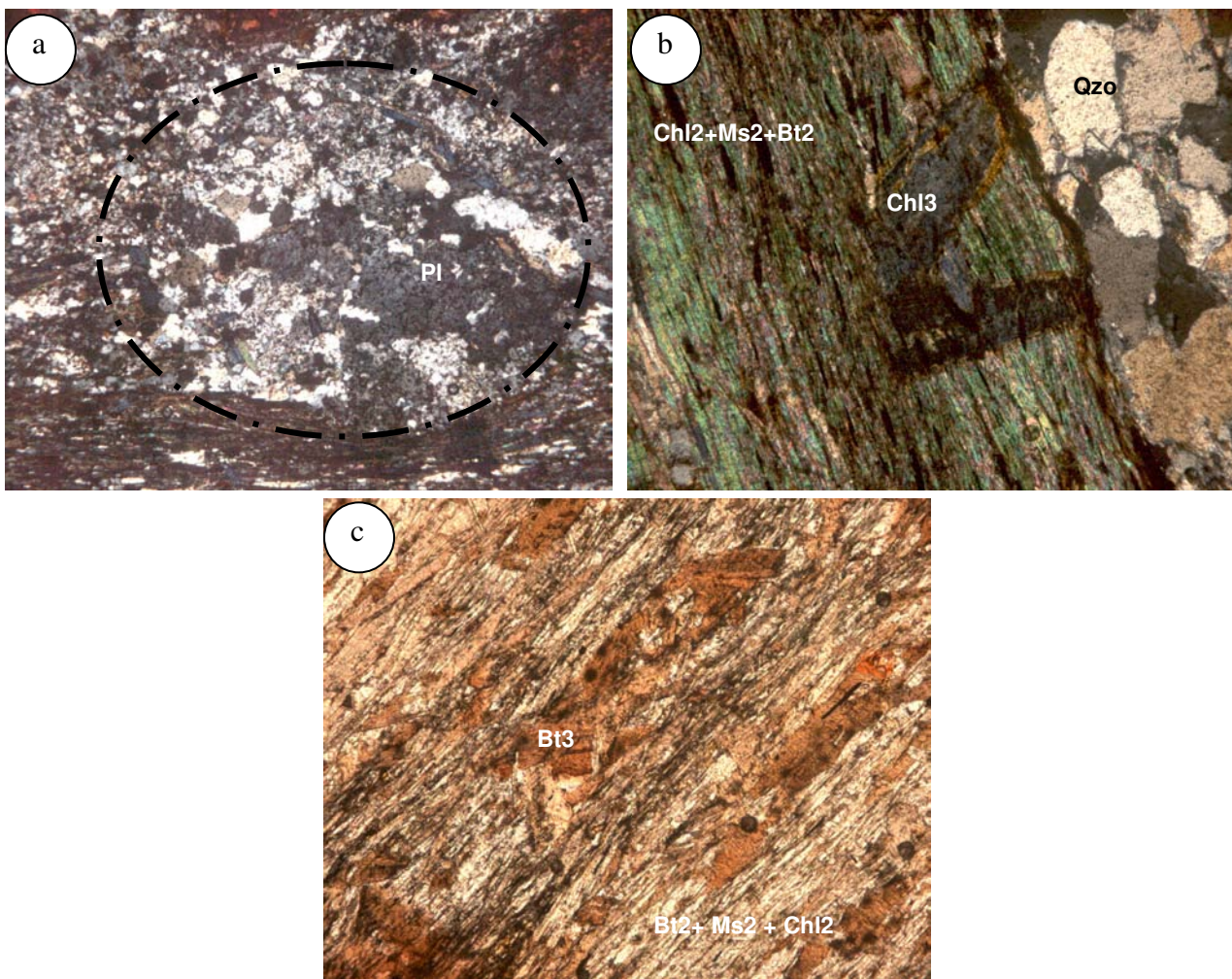
A **muscovita** é o filossilicato mais abundante nas rochas afetadas pelo M1. Ocorre em micrólitos ( $Ms_1$ ) e marcando a  $S_2$  ( $Ms_2$ )

A **granada** ocorre como porfiroblasto sintectônico (1 a 5 mm) envolvida pela foliação principal (Fig.23). Apresenta trilhas de inclusões (foliação interna-Si), marcadas por quartzo, ilmenita, pirita, monazita e contínuas com a foliação externa (Se). Algumas granadas mostram sinais de rotação (visualizadas por suas trilhas deslocadas em relação à  $F_x$ ) indicando uma deformação não coaxial, que em alguns casos chega a atingir rotação de quase  $270^\circ$ . Há evidências de sombras de pressão marcadas por quartzo e algumas vezes incorporadas nos cristais de granada durante a rotação. As granadas sintectônicas são geralmente arredondadas e subordinadamente subédricas. As bordas das granadas estão na maioria dos casos circundados por clorita (Fig.23), que ocorre também nas fraturas internas do cristal, evidenciando um evento retrogressivo M3 associado com intensa percolação de fluidos.

A **estauroлита** ocorre como cristais sintectônicos a  $S_2$  (Fig.23), apresenta trilhas de inclusões marcadas por ilmenita e quartzo, concordantes com a Se. Ocorre com bordas bem irregulares, sempre circundadas por cristais muito finos de muscovita e clorita. Esses cristais de textura fina de  $ms+chl$  substituem parcialmente a estauroлита e em alguns casos a pseudomorfose é praticamente total. Esse pseudomorfismo esta relacionada ao evento M2, discutido abaixo.

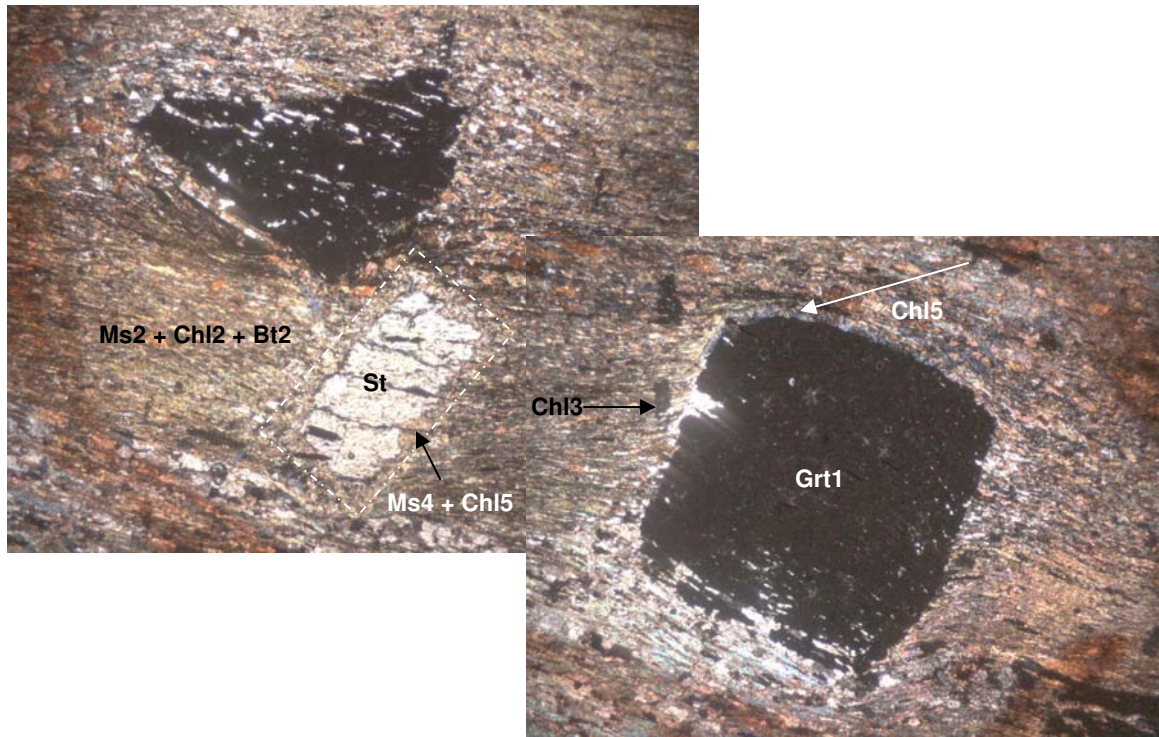
O **plagioclásio** ocorre com granulação fina (0,04-0,1 mm), e mais raramente ocorrem cristais de granulação média (0.5 mm), circundados vários grãos pequenos (subgrãos e novos grãos) (Fig.22 a).

O **quartzo** ocorre na forma de fitas policristalinas, na qual os cristais têm uma extinção levemente ondulada e em alguns casos chega a estar reta. Ocorre também com textura granoblástica poligonal e interlobada. Há intensa variação de tamanho de grão (0,5 mm a 0.08 mm) e distribuição dos diferentes tamanhos de grão irregular.



**Figura 22:** **a)** CMP 54, níveis ricos em plagioclásio na forma de subgrãos e novos grãos, o grão original está completamente recristalizado, porém a forma reliquiar do mesmo ainda pode ser visualizada (circunferência), base da fotografia com 1,75 mm. **b)** CMP 41, assembléia mineral pós-tectônica registrando o evento M1, representada pela Chl<sub>3</sub>. Na foliação S2 pode ser visualizada a Chl<sub>2</sub> (seta branca), base da fotografia com 1,75 mm. **c)** CMP 54, assembléia mineral pós-tectônica M1, representada pela biotita Bt<sub>3</sub>, note que paralelamente a S2 ocorre a Bt<sub>2</sub>, base da fotografia com 1,75 mm.







**Figura 23: a)** CMP 54, assembléia mineral do evento metamórfico M1, porfiroblastos de estaurolita e granada, e foliação marcada por muscovita, clorita e biotita e ilmenita. Ocorre uma borda na estaurolita (retângulo tracejado) marcada por clorita ( $Chl_5$ ) e muscovita. ( $Ms_4$ ). A seta branca na granada indica uma borda de clorita ( $Chl_5$ ). A base da fotografia mede 1 cm.

### **Assembléia mineral (M2)**

O evento M2 é caracterizado pela cristalização de uma assembléia mineral de um metamorfismo de contato, que é restrito às proximidades do contato com as rochas da unidade Cerro do Facão com as rochas da SIES.

Na auréola de metamorfismo de contato, desenvolvida no extremo leste da unidade Cerro do Facão podem ser visualizados duas ocorrências principais da assembléia mineral M2:

-  Veios que cortam a rocha encaixante, com uma assembléia mineral marcada por quartzo, andalusita, granada, muscovita, clorita e em menor quantidade biotita.
-  Assembléia mineral M2 que cresce sobre a S2 (assembléia mineral M1). Nessa forma de ocorrência a assembléia M2 difere apenas na

abundância de biotita que ocorre em maior quantidade comparado aos veios.

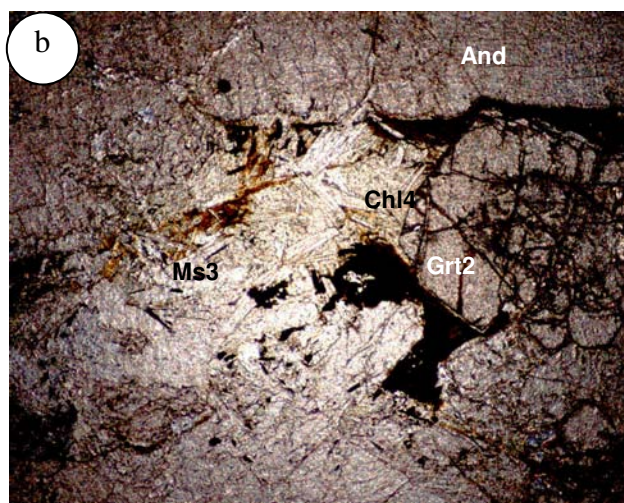
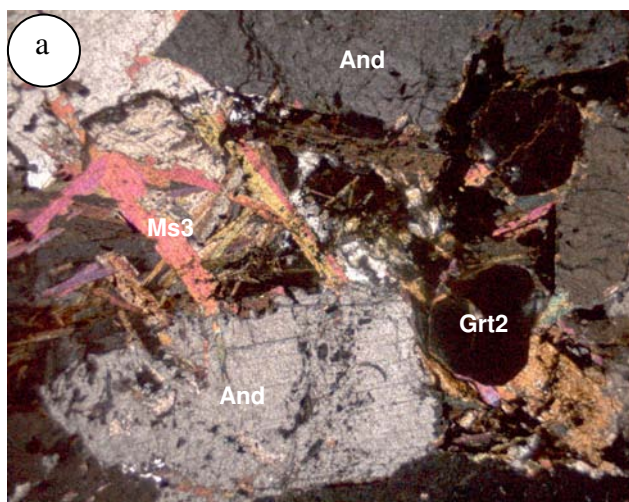
A assembléia mineral desse evento marca uma diminuição da pressão e da temperatura em relação ao evento M1.

### (a) M2 em veios

Nos veios, a **andalusita** ocorre com tamanho de grão médio a grande (1 a 15 cm de comprimento) e sem inclusões (Fig.24 a) Nas bordas e nas fraturas está substituída parcialmente por clorita e muscovita, relacionado à atuação do evento metamórfico M3.

A **granada (Grt<sub>2</sub>)** ocorre tanto com tamanho de grão pequeno (0,5 cm diâmetro), como com tamanho grande (1 a 2 cm). Duas formas de ocorrência foram encontradas, a primeira é uma granada sem inclusões e nucleada durante o evento M2. A outra é uma granada nucleada durante o evento M1 (Grt<sub>1</sub>) e com uma borda do evento M2 (Grt<sub>2</sub>). No núcleo da primeira (Grt<sub>1</sub>) há várias inclusões, geralmente de quartzo e ilmenita, enquanto que na borda da mesma (Grt<sub>2</sub>) não ocorrem inclusões (Fig. 24 b).

Além disso, nos veios ocorrem uma grande quantidade de **quartzo**, além de **muscovita (Ms<sub>3</sub>)** e **clorita (Chl<sub>4</sub>)**, que apresentam textura decussada, a presença de biotita é rara. Como acessórios há ilmenita e turmalina.



**Figura 24:** **a)** CMP 43, assembléia mineral do M2 associado a veios, granada, andalusita com granulação grande, biotita e muscovita com textura decussada, base da fotografia com 3,5 mm. **b)** CMP 43, fotografia em luz natural, revelando uma granada zonada, com um núcleo cheio de inclusões e uma borda com menos inclusões, indicando que a mesma foi formada durante condições de M1 e teve crescimento posterior (borda) em condições de M2. Base da fotografia com 3,5 mm.

### **(b) M2 cortando rocha encaixante**

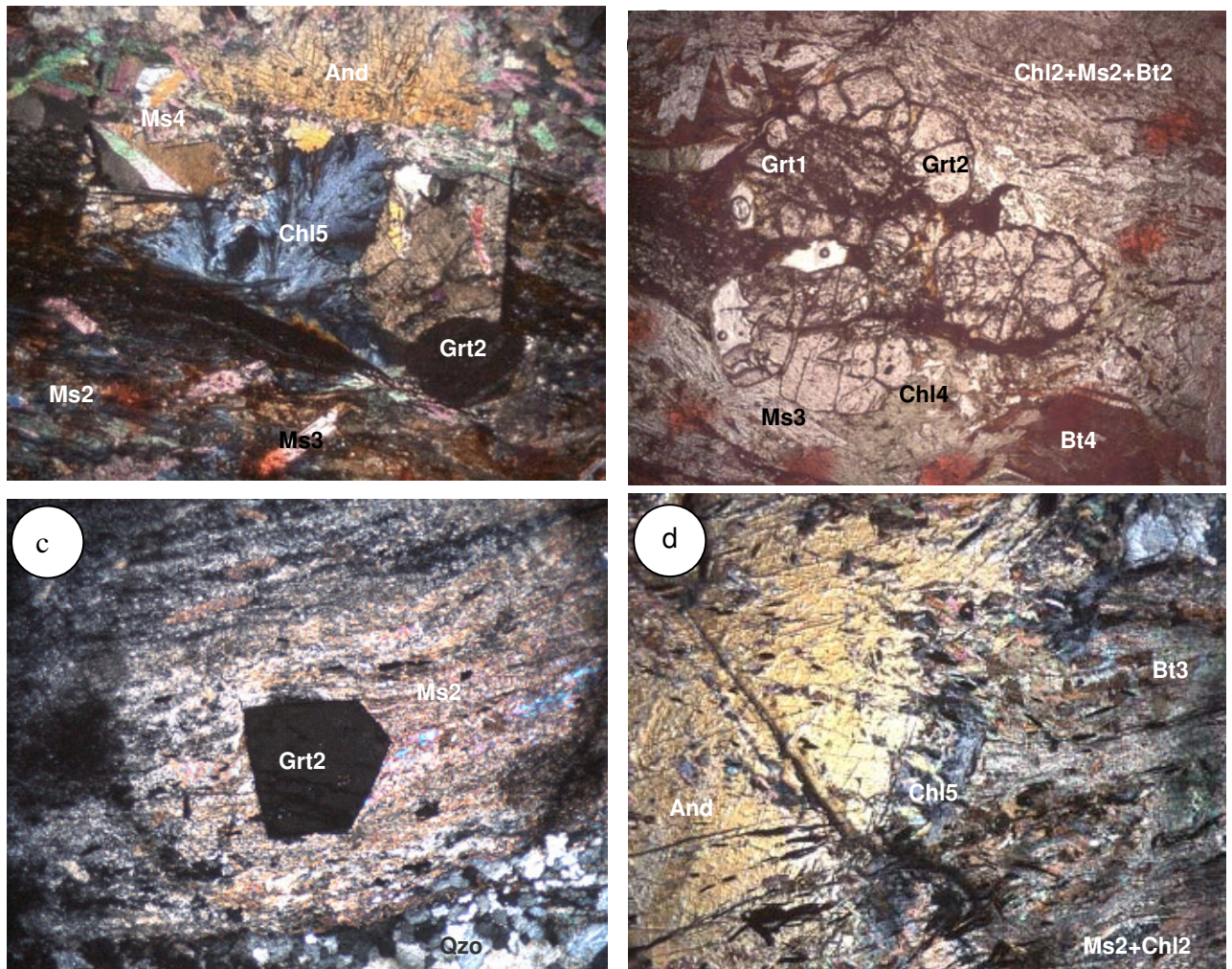
Nos metapelitos a assembléia mineral M2 ocorre com textura de crescimento estático e cresce sobre a foliação S2.

Os porfiroblastos de **granada (Grt<sub>2</sub>)** crescem nitidamente sobre a foliação S2 (Fig.25 c), apresentando formas euédricas a anédricas e tamanho de grão entre 1 e 5 mm. Alguns não apresentam inclusões, geralmente os cristais de menor tamanho enquanto outros preservam um núcleo formado durante o evento M1, inclusive com inclusões orientadas e uma borda formada durante o evento M2, sem inclusões (Fig.25 b).

Os porfiroblastos de **andalusita** ocorrem com tamanho bem variado, entre 3 mm a 10 cm e apresenta formas euédricas a subédricas. Ocorre pseudomorfizados para clorita e muscovita, o que está possivelmente relacionado à atuação do evento metamórfico M3 (Fig.25 a e d).

A **muscovita (Ms<sub>3</sub>)**, **clorita (Chl<sub>4</sub>)** e a **biotita (Bt<sub>4</sub>)** são abundantes nas ocorrências da assembléia M2. Esses minerais formam agregados com textura decussada.





**Figura 25:** **a)** Porfiroblasto de andalusita crescendo sobre a S2 e apresentando pseudomorfos de clorita + muscovita. Base da fotografia com 3,5 mm (CMP 42). **b)** Porfiroblasto de granada, com um núcleo formado durante o evento metamórfico M1, apresentando inclusões orientadas e rotadas, e a borda formada durante o evento metamórfico M2, sem inclusões, base da fotografia com 3,5 mm (CMP 42) **c)** Porfiroblasto de granada euédrica e pós-tectônica à foliação S2, base da fotografia com 3,5 mm (CMP 22) **d)** Porfiroblasto de andalusita crescendo sobre a foliação S2 e apresentando uma borda marcada por muscovita e clorita retrogressivas, base da fotografia com 3,5 mm (CMP 22).



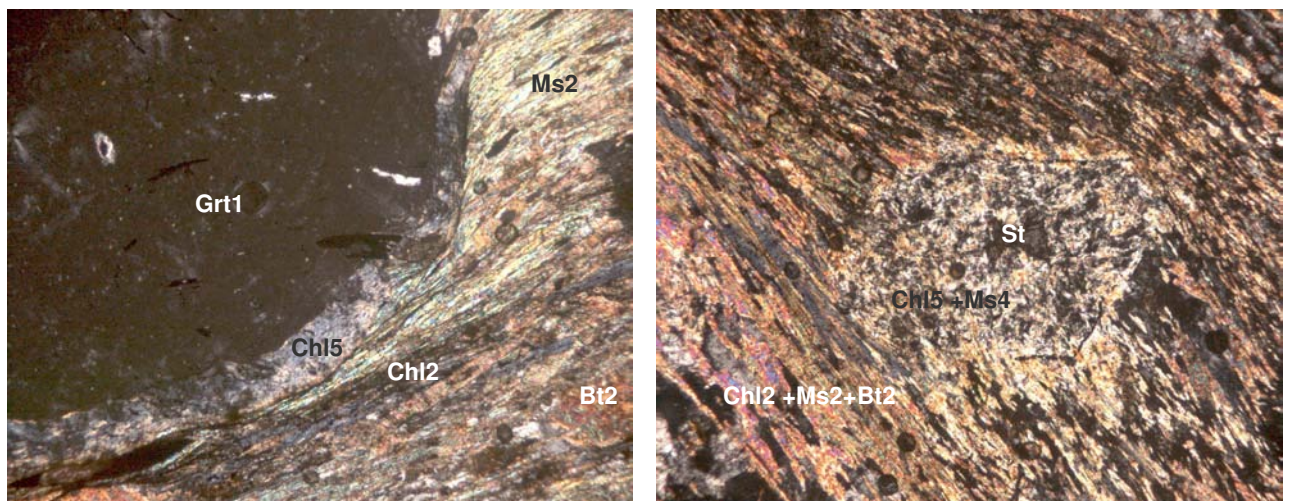
### Assembléia (M3)

As assembléias minerais que registram o evento metamórfico M3 estão preservadas predominantemente na forma de pseudomorfos. A cristalização da assembléia mineral M3 ocorre tanto devido a instabilização da assembléia mineral M1 (Fig. 26 a e b) quanto da assembléia M2 (Fig. 25 a), e essa instabilização ocorreu provavelmente devido ao processo de exumação do terreno.

Os pseudomorfos que registram a atuação do evento M3 são: clorita a partir de granada, muscovita e clorita a partir de andalusita e muscovita e clorita a partir de estaurolita.

A **clorita (Chl<sub>5</sub>)** ocorre no evento M3 ocorre substituindo três minerais diferentes, a granada (Fig. 26 a), a estaurolita (Fig. 26 b) e a andalusita (Fig.25 a). Quando ocorre substituindo a granada e a estaurolita apresenta um tamanho de grão muito pequeno, enquanto que quando ocorre substituindo a andalusita ocorre bem formado, apresentado uma forma detritica (Fig.25 a).

A **muscovita (Ms<sub>4</sub>)** é formada nesse evento a partir da instabilização da andalusita (Fig.25 a) e da estaurolita (Fig. 26 a). Em ambos os casos apresentam um tamanho de grão muito pequeno.




**Figura 26:** a) Porfiroblasto sintectônico de granada com borda de clorita (Chl<sub>5</sub>), o que representa a instabilização da assembléia mineral M1 e geração da assembléia M3. Base da fotografia com 1,75 mm (CMP 54) b) Porfiroblasto de estaurolita quase totalmente substituída por muscovita e clorita, marcando a instabilização da assembleia M1 e crescimento da assembleia mineral M3. Base da fotografia 1,75 mm (CMP 54).





## CAPÍTULO 6 - Química Mineral -

### 6.1 Introdução

A obtenção dos dados de química mineral teve os seguintes objetivos:

 Aquisição de dados de química dos minerais para a construção dos diagramas AFM e conseqüente verificação das reações metamórficas dos diferentes eventos metamórficos estudados.

 Aquisição dos dados para os cálculos de geotermobarometria através do programa Thermocalc.

 Verificação de possíveis variações composicionais do núcleo para a borda dos minerais, além de modificações composicionais nas diferentes ocorrências texturais dos minerais (e.g. biotita sin-tectônica e pós-tectônica).

Os dados de química mineral foram obtidos no Laboratório de Microsonda Eletrônica da UFRGS com uma microsonda CAMECA SX 50, com 3 espectrômetros.

Foram analisados dos tipos diferentes de granada, a grt<sub>1</sub>, cristalizada em condições de metamorfismo M1 e a grt<sub>2</sub> cristalizada em condições de metamorfismo M2. As biotitas, muscovitas e cloritas analisadas, assim como a nomenclatura, características e evento metamórfico relacionado serão mostrados na tabela abaixo.

<b>Unidade Cerro do Facão</b>					
<b>Evento Metamórfico</b>	<b>M1</b>			<b>M2</b>	<b>M3</b>
<b>Características</b>	S1	S2	Pós-tectônico a S2	Associado aos veios	Pseudomorfos
<b>Biotita</b>	Bt <sub>1</sub>	Bt <sub>2</sub>	Bt <sub>3</sub>	Bt <sub>4</sub>	-
<b>Muscovita</b>	Ms <sub>1</sub>	Ms <sub>2</sub>	-	Ms <sub>3</sub>	Ms <sub>4</sub>
<b>Clorita</b>	Chl <sub>1</sub>	Chl <sub>2</sub>	Chl <sub>3</sub>	Chl <sub>4</sub>	Chl <sub>5</sub>
<b>Unidade Cerro Cambará</b>					
	S1	S2	-	-	-
<b>Muscovita</b>	Ms <sub>1</sub>	Ms <sub>2</sub>	-	-	-

## 6.2 Granadas

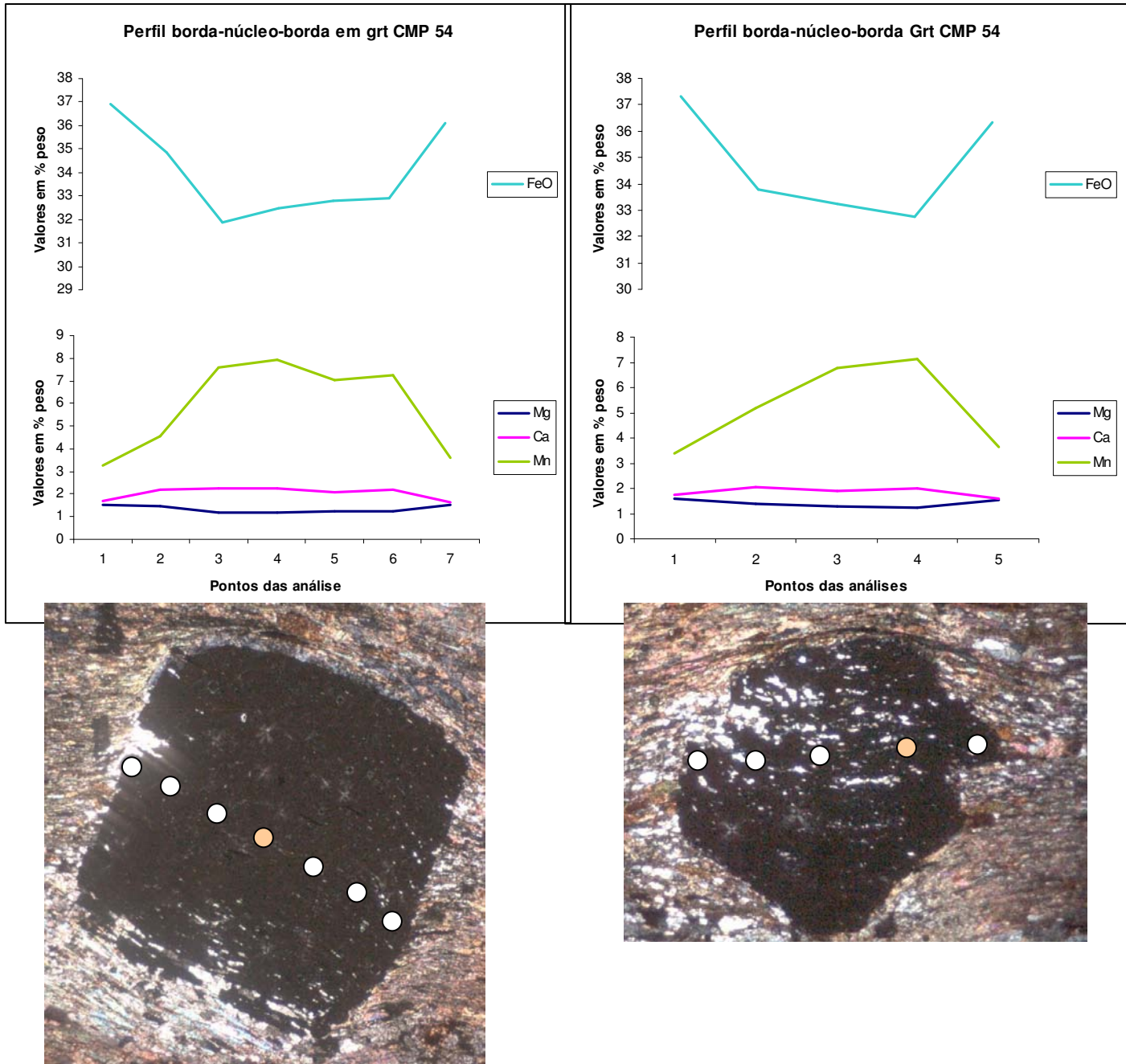


### Granada Grt<sub>1</sub> (cristalizada em condições de M1)

A composição das granadas sintectônicas do Cerro do Facão varia essencialmente entre os membros finais Alm<sub>70-81</sub>, Spss<sub>7-18</sub>, Prp<sub>4-6</sub> e Gr<sub>4-6</sub>. Os componentes andradita e uvarovita ocorrem em quantidades muito pequenas (abaixo de 1%).

Como mostra a figura 27, foram construídos perfis composicionais borda-núcleo-borda nos cristais. Os perfis em forma de “sino” e a alta declividade da curva do Mn são compatíveis com perfis de granadas de fácies xisto verde superior a anfíbolito. A alta concentração de Mn no núcleo da granada e progressiva diminuição em direção as bordas, ocorre devido ao fato de a granada ser um dos poucos minerais da assembléia (além de clorita e ilmenita) que comporta esse elemento. A medida em que o mineral vai crescendo vai empobrecendo no mesmo, já que a composição do sistema rocha total (*bulk composition*) vai empobrecendo em Mn. Em muitos casos a maior concentração de Mn no núcleo de um cristal é considerado a primeira nucleação do cristal e a partir deste ponto houve o crescimento progressivo do mesmo. Nos perfis da figura 27 os pontos em amarelo representam o primeiro ponto de nucleação dos minerais analisados.

Do núcleo para a borda deste mineral, ocorre um aumento de FeO, que varia de 32 a 37 e MgO, que varia de 1 a 1,5, enquanto que o MnO decresce de 7,5 a 3 e o CaO de 2,5 a 1,5 %, o que é consistente com um zonamento por crescimento progressivo em granadas de baixo a médio grau.



**Figura 27:** Perfil composicional borda-núcleo-borda, em duas granadas sintectônicas da amostra CMP 54, mostrando um formato em sino, típico do fácies anfibolito. Na parte inferior da figura são apresentadas as granadas e os locais dos pontos de análise.

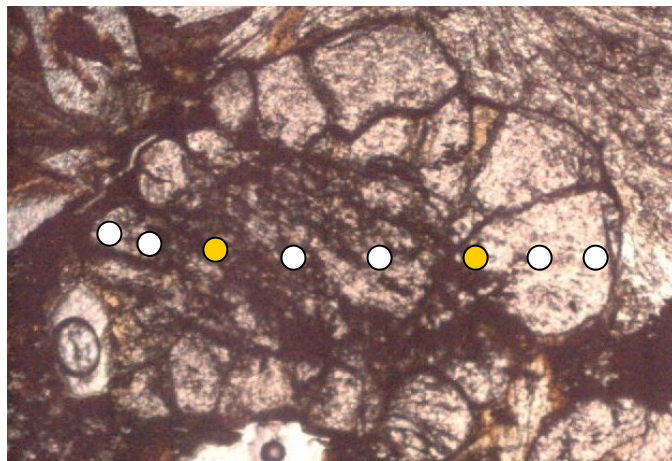
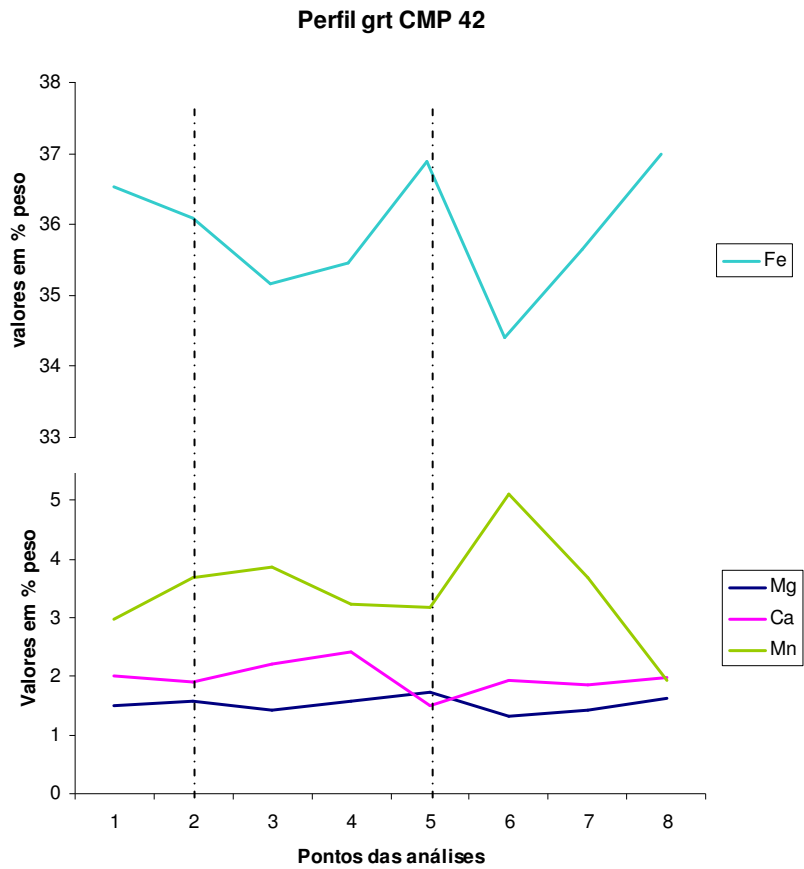


### **Granada Grt<sub>2</sub> (cristalizada em condições de M2)**

A grt<sub>2</sub> ocorre de duas formas distintas, registrando apenas o evento metamórfico M2 ou apresentando um núcleo que registra o evento metamórfico M1 e uma borda que registra o evento metamórfico M2.

Foi construído um perfil borda-núcleo-borda na granada da amostra CMP 42 (Fig. 28), que apresenta um núcleo sintectônico que registra o evento M1 (grt<sub>1</sub>) com trilhas de inclusões preservadas e uma borda sem inclusões que registra o evento M2 (grt<sub>2</sub>). Os pontos 2, 3, 4 e 5 foram feitos no núcleo M1 e mostram um perfil em “sino”, com decréscimo do núcleo para a borda do MnO, que varia de 3,8 a 3,1 e do Cão, que varia de 2,4 a 1,4 e um acréscimo de FeO, variando de 35 a 36,9 e MgO, de 1,4 a 1,7.

Na borda que registra o evento M2 podemos ver uma alta declividade do MnO, que aumenta de 3,1 para 5,1, o mesmo acontece com o Cão, que aumenta de 1,4 a 1,9. Com um comportamento contrário o FeO diminui intensamente, de 36,9 a 34 e o mesmo ocorre com o MgO, que diminui de 1,7 a 1,3. Esse aumento intenso no MnO mostra que há uma disponibilidade grande do elemento Mn no sistema. Como já explicado anteriormente a granada é um dos poucos minerais que comporta o elemento Mn e geralmente os valores mais altos desse elemento nesse mineral marcam o primeiro núcleo de cristalização. Essa alta disponibilidade do Mn confere com a teoria de que a assembléia M2 tenha se formado a partir da reação granada + clorita = biotita + andalusita, onde ocorreu a quebra parcial da granada grt<sub>1</sub>, liberando Mn para o sistema e gerando a granada grt<sub>2</sub>.



**Figura 28:** Perfil composicional em granada com núcleo sintectônico (M1) e borda póstectônica (M2). Note o aumento do Mn do ponto 5 para o ponto 6, o que indica um novo núcleo de crescimento de granada (início do M2) e uma grande abundância de Mn no sistema, já que o maior pico de Mn da granada pós tectônica (ponto 6) é maior que o da granada sintectônica (ponto 3). O comportamento do Fe e do Mg é o inverso do

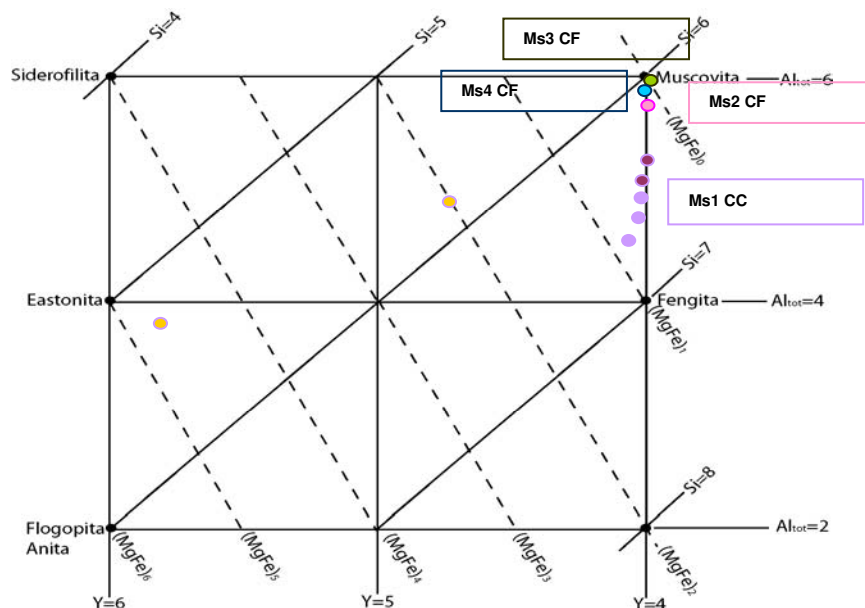
comportamento do Mn e do Ca, o que é típico no zonamento de granadas no metamorfismo de fácies anfibolito e xisto verde.

### (a) Mica branca

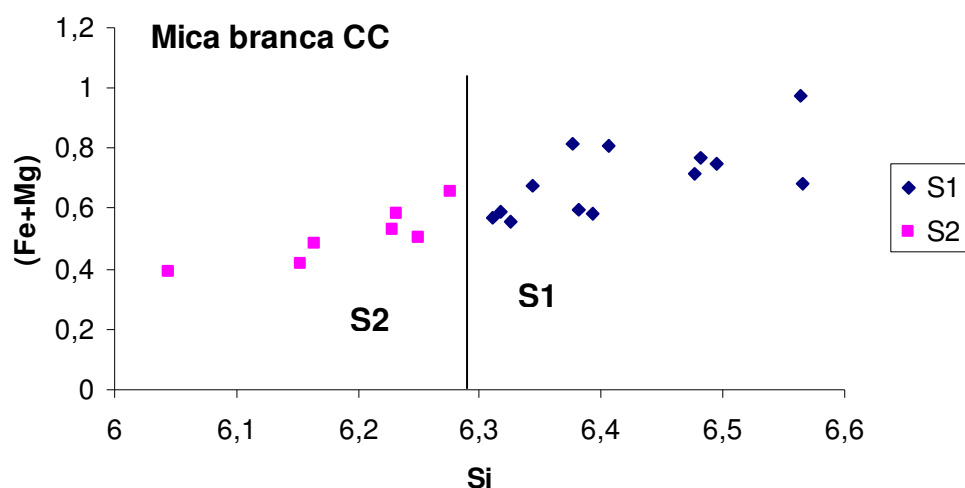
Os dados obtidos foram plotados em um gráfico de variação de composição. As micas brancas da unidade Cerro do Facão caíram bem próximas ao componente muscovita, enquanto que as micas brancas da unidade Cerro Cambará variaram desde composições próximas a fengita até composições próximas a muscovita (Fig.29).

O termo fengita é utilizado para descrever muscovitas na qual a razão Si:Al é maior que 3:1, e na qual o aumento de Si é acompanhado por substituição do Mg e  $Fe^{+2}$  por Al nos sítios octaédricos, que é a chamada substituição *tschermark* (Deer *et al* 1996, Guidotti, 1984). O componente fengita tende a diminuir à medida que aumenta o grau metamórfico, como descrito por autores como Wang *et al* (1986), Dempster e Tanner, (1997) e Graessner e Schenk (1999).

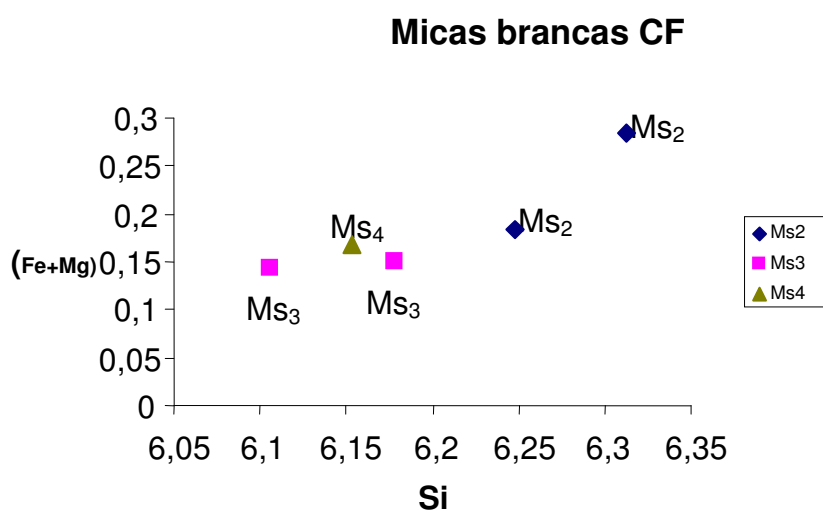
Considerando que as rochas da unidade Cerro Cambará (Graf.1) são de mais baixa temperatura (Fácies Xisto Verde Inferior) e as rochas da unidade Cerro do Facão (Graf. 2) de mais alta temperatura (Fácies Anfibolito Inferior), podemos verificar, portanto que ocorre uma diminuição do componente fengita com o aumento do grau metamórfico.



**Figura 29:** Gráfico de classificação de micas, no qual foram plotados os dados das micas brancas da unidade CF e CC e das biotitas da unidade CF. (Extraído de Deer *et al.*, 1990).



**Gráfico 1:** Dados de química mineral de micas brancas da foliação S1 e S2 da unidade Cerro Cambará, mostrando uma diminuição do componente fengita da S1 para a S2, indicando que a S2 provavelmente é de temperatura um pouco mais alta que a S1.



**Gráfico 2:** Dados de química mineral de micas brancas da unidade Cerro do Facão, mostrando uma similaridade composicional entre as diferentes micas brancas analisadas.

## **(b) Biotita**

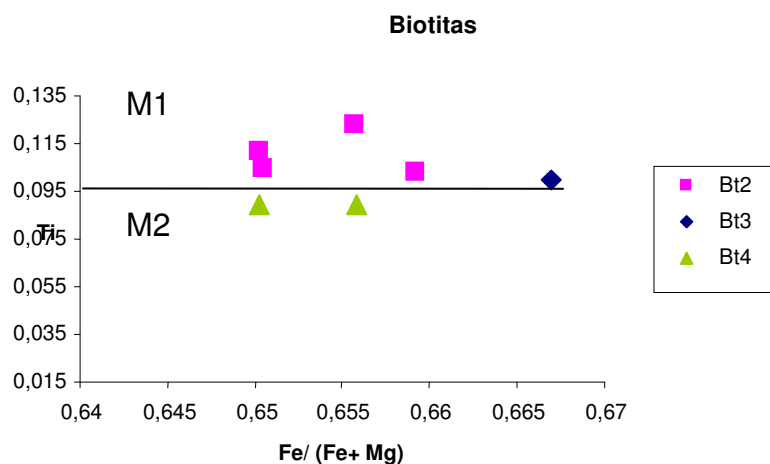
Três tipos texturais de biotita foram reconhecidos como parte da assembléia M1, porém apenas a Bt<sub>2</sub> e a Bt<sub>3</sub> foram analisadas. A Bt<sub>2</sub> apresenta textura lepidoblástica paralela à foliação principal e, em muitos casos ocorre intercrescida com a Chl<sub>2</sub>. Quando em contato com a Grt<sub>1</sub> a Bt<sub>2</sub> mostra valores de Al<sub>vi</sub> em torno de 0,23 a 0,25, e quando ocorre na matriz, mais distante da granada apresenta valores de entre 0,20 e 0,23 (valores em XAl<sub>vi</sub>). A Bt<sub>3</sub> ocorre com textura decussada, cortando a foliação principal, e apresenta valores em torno de 0,22 de Al<sub>vi</sub>. Os valores de Ti na Bt<sub>2</sub> quando próxima a granada variam de 0,07 e 0,12 (cátions recalculados para 11 O). Na matriz os valores de Ti na Bt<sub>2</sub> são de 0,10. A Bt<sub>3</sub> apresenta valores de Ti de 0,10. A razão Mg/(Mg+Fe) varia de 0,37 a 0,35 na Bt<sub>2</sub> e apresenta valores de 0,33 na Bt<sub>3</sub>.

As biotitas cristalizadas durante o evento M2, (Bt<sub>4</sub>) possuem valores de Al<sub>vi</sub> entre 0,23 e 0,25, de Ti entre 0,086 e 0,088 e razão Mg/(Mg+Fe) é de 0,35.

Poucas diferenças podem ser constatadas nas biotitas acima descritas, porém para visualizar pequenas diferenças foram criados gráficos de Ti versus Fe/(Fe+Mg) (Graf.3). Esses elementos variam bastante com a temperatura, como por exemplo, à medida que aumenta a temperatura aumenta a quantidade de Ti na amostra e diminui a razão Fe/(Fe+Mg). Cabe lembrar que a variação de Ti com o aumento da temperatura ocorre apenas quando há minerais na assembléia saturados em Ti (*e.g.* ilmenita), que é o caso das rochas do Cerro do Facão.

No gráfico 3 as biotitas com menores valores de Ti são justamente as do evento M2 (Bt<sub>4</sub>), que é de mais baixa temperatura. A razão Fe/(Fe+Mg) não varia muito nos dois eventos, como constatado no gráfico abaixo.

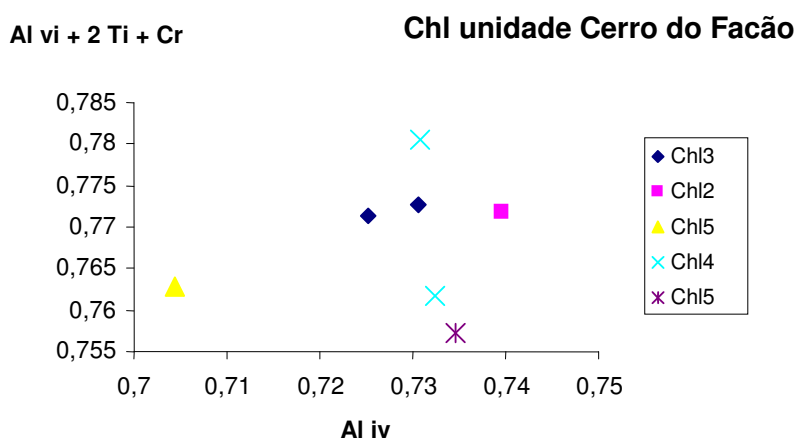




**Gráfico 3:** Gráfico Ti versus Fe/(Fe+ Mg) com dados plotados das biotitas das rochas da unidade Cerro do Facão.

### (c) Clorita

Foram construídos gráficos de  $Al_{vi} + 2 Ti + Cr$  versus  $Al_{iv}$  (Graf. 4) com o intuito de verificar possíveis mudanças composicionais nos diferentes eventos. Apenas a clorita pseudomorfa formada a partir da granada apresentou uma composição um pouco diferente. As outras cloritas revelaram uma grande similaridade composicional.



**Gráfico 4:** Gráfico de  $Al_{vi} + 2 Ti + Cr$  versus  $Al_{iv}$  com os dados das cloritas da unidade Cerro do Facão.

A Chl<sub>2</sub> apresenta textura lepidoblástica paralela à foliação principal e com valores de Mg/ Mg+Fe de 0,37. O Al<sub>vi</sub> ocorre com um valor de 0,74, enquanto que a Chl<sub>3</sub> ocorre com textura decussada cortando a foliação principal e associada a Bt<sub>2</sub>. Apresenta valores de Mg/Mg+Fe de 0,37 e valores de Al<sub>vi</sub> de 0,74.

A Chl<sub>4</sub> registra as condições do evento metamórfico M2 e ocorre associada a veios e cortando a assembléia M1. Os valores de Mg/Mg+Fe encontrados foram de 0,39 e o do Al<sub>vi</sub> 0,73.

A Chl<sub>5</sub> representa o evento M3 de caráter retrogressivo e ocorre como pseudomorfa a partir da granada e da estauroлита. A Chl<sub>4</sub> associada a granada apresenta valores de Mg/Mg+Fe de 0,38 e valores de Al<sub>vi</sub> de 0,74. A Chl<sub>5</sub> associada a andalusita apresenta valores de Mg/Mg+Fe de 0,38 e de Al<sub>vi</sub> de 0,74. A Chl<sub>4</sub> associada aos veios, apresenta valores de Mg/Mg+Fe de 0,403 e valores de Al<sub>vi</sub> de 0,726.

A Chl<sub>2</sub> e a Chl<sub>3</sub> apresentam valores bem próximos de razão Mg/Mg+Fe. A Chl<sub>3</sub> apresenta valores um pouco mais baixos de Al<sub>vi</sub> comparado a Chl<sub>2</sub>. A Chl<sub>4</sub> apresenta valores um pouco maiores de Mg/Mg+Fe e valores mais baixos de Al<sub>vi</sub> comparados a Chl<sub>2</sub> e a Chl<sub>3</sub>.

A Chl<sub>5</sub> apresenta valores mais baixos de Mg/Mg+Fe comparados a Chl<sub>4</sub> e valores mais altos de Al<sub>vi</sub> comparados a Chl<sub>4</sub>.

#### **(d) Estauroлита e Plagioclásio**

A estauroлита apresenta uma composição de ferroestauroлита, e o plagioclásio é do tipo oligoclasio.

Abaixo são apresentadas as tabelas com os principais dados de química mineral obtidos nas amostras do CMP.

	CF	CF	CF	CF	CF	CF	CF	CF
	M2	M1	M1	M1	M1	M2	M2	M2
	Grt2 borda	Grt1 borda	Grt1 núcleo	Grt1 núcleo	Grt1 borda	Grt2	Grt2	Grt2 borda
	CMP 42-4	CMP 42-5	CMP 42-6	CMP 42-7	CMP 42-8	CMP 42-9	CMP 42-10	CMP 42-11
SiO2	35,7561	36,2134	35,8577	35,8174	36,039	35,2669	35,3049	35,0865
TiO2	0,0639	0,0698	0,0146	0	0,0351	0,0489	0,0374	0,0029
Al2O3	21,3377	21,3631	21,3045	21,391	21,6028	21,0067	21,1282	21,19
Cr2O3	0,0059	0,0002	0,0054	0,0302	0,0424	0	0,0383	0,0088
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	1,5013	1,5824	1,4335	1,5705	1,7399	1,31	1,4196	1,6238
CaO	2,0065	1,9015	2,2132	2,4266	1,4961	1,9268	1,8587	1,9891
MnO	2,9662	3,6882	3,8602	3,237	3,1811	5,1155	3,688	1,927
FeO	36,5391	36,0957	35,1546	35,4512	36,8918	34,399	35,6408	36,9826
NiO	0,0076	0,0008	0	0,0059	0,0358	0	0,0486	0,025
W%total	100,1844	100,9151	99,8436	99,9299	101,064	99,0739	99,1646	98,8359
	Recálculo 12 (O)							
Si	2,9065755	2,9218887	2,92241353	2,9125021	2,9033648	2,9032449	2,9027095	2,8883195
Ti	0,0039072	0,0042362	0,00089504	0	0,002127	0,003028	0,002313	0,0001796
Al	2,0442533	2,0314881	2,04637973	2,0500239	2,0511365	2,0381205	2,0473247	2,0558517
Cr	0,0003792	1,276E-05	0,00034796	0,0019416	0,0027007	0	0,0024897	0,0005727
Fe3+	0,1344022	0,1162494	0,10665517	0,1230302	0,1351792	0,1493337	0,1401407	0,1665774
Fe2+	2,3495618	2,3193498	2,28940321	2,2877584	2,3503262	2,2188653	2,310457	2,3794239
Mn	0,2042288	0,2520542	0,26647359	0,2229462	0,2170658	0,3566889	0,2568293	0,1343606
Mg	0,1819313	0,1903352	0,17416684	0,1903788	0,2089593	0,1607667	0,1739975	0,199272
Ca	0,1747607	0,1643856	0,19326492	0,2114188	0,1291406	0,169952	0,1637386	0,1754426
<b>Total</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>8</b>
<b>End-members</b>								
<b>Almandine</b>	80,727566	79,263528	78,3154825	78,549586	80,892542	76,347451	79,533189	82,375789
<b>Spessartine</b>	7,0170086	8,6139252	9,11547941	7,6547986	7,4708785	12,27307	8,8408726	4,6515725
<b>Pyrope</b>	6,250899	6,5046858	5,95786727	6,5366078	7,1918738	5,5317155	5,9895422	6,8988076
<b>Grossular</b>	5,6331239	5,3137544	6,28265704	6,8419168	4,1647461	5,4485464	5,2693014	5,6171325
<b>Andradite</b>	0,3703574	0,304073	0,32744551	0,4106112	0,2744758	0,3992167	0,3606872	0,4551336
<b>Uvarovite</b>	0,0010449	3,337E-05	0,00106828	0,00648	0,0054836	0	0,0064078	0,0015649

**Tabela 6:** Dados de química mineral de um perfil realizado em granada com núcleo registrando o evento M1 e borda registrando o evento M2 nos metapelitos da unidade Cerro do Facão.

/

	CC	CC	CF	CF	CF	CF	CF
	M1 (S1)	M1 (S2)	M1 sin	M1 sin	M2	M2 (veio)	M3 pseudo and
	Phe1	Phe2	Musc2	Musc2	Musc3	Musc3	Musc4
	CMP 7	CMP 23	CMP 54-22	CMP 13-3	CMP 42-17	CMP 43-9	CMP 42-24
SiO2	49,3603	45,9332	49,9422	46,7626	48,1901	46,9116	48,4493
Ti O2	0,1704	0,1727	0,2226	0,1823	0,2235	0,262	0,3705
Al2O3	28,0906	36,6087	36,5081	35,7727	38,0808	37,9364	38,374
Cr2O3	0,0241	0,0109	0	0,0115	0,0626	0,0416	0
MgO	2,1745	0,7304	0,8563	0,5288	0,3807	0,1675	0,392
CaO	-	0,7847	0,2121	0,0105	0,172	0,1416	0,1057
MnO	-	0,0196	0,0294	0,0291	0	0	0,0097
FeO	5,1649	2,2560	1,1598	0,8204	0,7148	1,0269	0,8916
NiO	0,0786	-	0,0263	0	0,0606	0	0
Zn	-	-	0	0	0	0,1231	0,0524
Na2O	0,3769	1,5050	0,7279	0,9590	1,1492	1,1316	0,8442
K2O	9,2922	7,9144	9,5217	9,6531	7,8971	8,336	8,8765
F	0,1602	0,0047	0,056	-	0	0,011	0
Cl	-	0,0064	0,1356	-	0,1142	0,128	0,1436
Total	94,8927	95,9467	99,398	94,73	97,0455	96,2171	98,2728
O:F	(0,0674)	(0,0020)	-0,0236		0	-0,0046	0
O:Cl	-	(0,0014)	-0,0306	-0,0474	-0,0258	-0,0289	-0,0324
Total	94,8253	95,9433	99,3438	94,6826	97,0197	96,1836	98,2104
Reálculos 11 (O)							
Si	3,3409	3,0220	3,1566	3,1052469	3,0889	3,0533	3,0765
Ti	0,0087	0,0085	0,0106	0,0091057	0,0108	0,0128	0,0177
Al	2,2408	2,8386	2,7195	2,7996572	2,8768	2,9100	2,8719
Cr	0,0013	0,0006	0,0000	0,0006038	0,0032	0,0021	0,0000
Fe2+	0,2924	0,1241	0,0613	0,0455595	0,0383	0,0559	0,0473
Mn	0,0000	0,0011	0,0016	0,0016367	0,0000	0,0000	0,0005
Mg	0,2194	0,0716	0,0807	0,0523477	0,0364	0,0163	0,0371
Ca	0,0000	0,0553	0,0144	0,0007471	0,0118	0,0099	0,0072
Na	0,0495	0,1920	0,0892	0,1234703	0,1428	0,1428	0,1039
K	0,8024	0,6643	0,7678	0,8177543	0,6458	0,6922	0,7191
Total	6,9553	6,9780	6,9016	6,9561292	6,8547	6,8953	6,8813

**Tabela 7:** Dados de química mineral das micas brancas dos eventos M1, M2 e M3 da unidade Cerro do Facão e Cerro Cambará.

	CF	CF	CF	CF	CF	CF	CF
	M1 sin	M1 sin	M1 sin	M1 sin	M1 pos	M2 cortando M1	
	Bt <sub>2</sub> matriz	Bt <sub>2</sub> matriz	Bt <sub>2</sub> prox. grt	Bt <sub>2</sub> matriz	Bt <sub>3</sub> matriz	Bt <sub>4</sub> borda grt M2	
	CMP 54-19	CMP 54-29	CMP 54-21	CMP 13-2	CMP 54-28	CMP 42-14	CMP 42-15
SiO2	35,578	33,7866	34,3337	35,0847	34,4594	34,6298	33,1952
TiO2	2,1706	1,8973	1,7936	1,2694	1,7109	1,4898	1,4699
Al2O3	19,6641	19,1742	19,5491	19,9108	19,2474	19,6039	19,6988
Cr2O3	0,0469	0,0386	0,0661	0,0161	0,0156	0,0644	0,0686
MgO	7,0417	7,2963	6,9695	7,5555	6,786	7,2849	6,9017

CaO	0,1124	0,0203	0,1083	0,0177	0	0,1586	0,1496
MnO	0	0,0074	0,0074	0	0	0	0,1059
FeO	23,9117	24,1844	23,1187	22,3795	24,2219	23,5872	22,2773
NiO	0,0287	0,0407	0		0,0252	0,0345	0,0498
Na2O	0,2268	0,118	0,1443	0,1244	0,169	0,0941	0,1344
K2O	8,7765	7,9149	8,472	8,4113	8,4817	7,9848	7,4175
H2O	3,8604	3,6544	3,566		3,7477	3,685	3,6143
F	0,1221	0,3253	0,4309		0,1776	0,3538	0,1807
Cl	0,1723	0,0692	0,2349		0,0628	0,0288	0,1524
W%total	101,7122	98,5276	98,7944		99,1051	98,9995	95,4161
O=F	-0,0514	-0,137	-0,1814		-0,0748	-0,149	-0,0761
O=Cl	-0,0389	-0,0156	-0,053		-0,0142	-0,0065	-0,0344
Total	101,6219	98,375	98,56	94,7694	99,0162	98,8441	95,3056
Si	2,686543	2,642136	2,671051691	2,7030	2,6791141	2,679302957	2,654875
Ti	0,123288	0,111603	0,104958292	0,07	0,1000547	0,086702034	0,088427
Al	1,750016	1,767191	1,792437785	1,81	1,7636451	1,787598395	1,856796
Cr	0,0028	0,002387	0,004065725	0,001	0,0009589	0,003939422	0,004338
Fe3+	0	0	0	0,000	0	0	0
Fe2+	1,510006	1,581619	1,504115158	1,442	1,5748808	1,526174608	1,490004
Mn	0	0,00049	0,000487617	0,000	0	0	0,007174
Mg	0,792681	0,850593	0,808298648	0,868	0,786513	0,840241214	0,822874
Ca	0,009094	0,001701	0,009027412	0,001	0	0,013147651	0,01282
Na	0,033205	0,017891	0,021765791	0,019	0,0254751	0,014115878	0,020841
K	0,845458	0,789614	0,840826077	0,827	0,8412497	0,788123764	0,756807
Total	7,753092	7,765225	7,757034196	7,742	7,7718916	7,739345923	7,714955

**Tabela 8:** Dados de química mineral das biotitas dos eventos M1 e M2 da unidade Cerro do Facão.

	CF	CF	CF	CF	CF	CF
	M1 sin	M1 pos	M2	M2	M3	M3
	Chl2 matriz	Chl3 matriz	Chl4 prox. Grt	Chl4 matriz	Chl5 pseudo grt	Chl5 pseudo and
	CMP 54-18	CMP 54-25	CMP 42-19	CMP 42-18	CMP 54-23	CMP 42-23
SiO2	23,3578	23,8181	23,7564	23,7599	24,0793	23,2945
TiO2	0,1452	0,1633	0,2252	0,1329	0,1097	0,0506
Al2O3	23,3613	23,2423	23,3812	23,3485	22,8561	23,0798
Cr2O3	0,0267	0,0476	0,0342	0,0544	0	0,0681
MgO	10,3651	10,5764	10,9372	10,9738	10,4834	10,6798
CaO	0,1827	0	0,1331	0,1557	0,2138	0,1914
MnO	0,1775	0,0507	0,097	0,0967	0,1238	0,0693
FeO	30,6937	31,0207	30,2153	30,5285	30,3733	30,0425
NiO	0,0063	0,0032	0,0221	0	0	0

<b>ZnO</b>	0	0,013	0,0033	0	0	0,106
<b>Na2O</b>	0	0	0,0087	0	0	0,1415
<b>K2O</b>	0,1296	0,0349	11,1958	0,0688	0,1986	11,0005
<b>F</b>	0	0,1535	0	0	0,1255	0
<b>Cl</b>	0,1213	0,0332	0,094	0,0591	0,1685	0,1428
<b>W%total</b>	88,5672	89,1569	100,1037	89,1782	88,732	98,7714
<b>O=F</b>	0	-0,0646	0	0	-0,0529	0
<b>O=Cl</b>	-0,0274	-0,0075	-0,0212	-0,0133	-0,038	-0,0322
<b>Total</b>	177,107	100,1868	100,0825	89,1648	99,6645	98,7392
<b>Si</b>	2,52065373	2,549738481	2,5383678	2,535360509	2,591302447	2,530897499
<b>Ti</b>	0,0117863	0,013149347	0,018099717	0,010667179	0,008879946	0,004135244
<b>Al</b>	2,97121377	2,93240036	2,944396923	2,936362949	2,898891845	2,955349461
<b>Cr</b>	0,00227807	0,00402875	0,002889182	0,004589537	0	0,005849828
<b>Fe2+</b>	2,77004288	2,777129372	2,699956863	2,724310304	2,733519783	2,729689364
<b>Mn</b>	0,01622425	0,004597075	0,008778712	0,008739905	0,01128444	0,006377339
<b>Mg</b>	1,66749022	1,687854233	1,742162335	1,745664175	1,681841056	1,729787797
<b>Ca</b>	0,02112482	0	0,0152379	0,017801511	0,024652166	0,02228108
<b>Total</b>	9,98081405	9,968897618	9,969889431	9,983496069	9,950371684	9,984367612

**Tabela 9:** Dados de química mineral das cloritas dos eventos M1 e M2 da unidade Cerro do Facão.

## **CAPÍTULO 7**

### **- Condições de metamorfismo e geotermobarometria-**

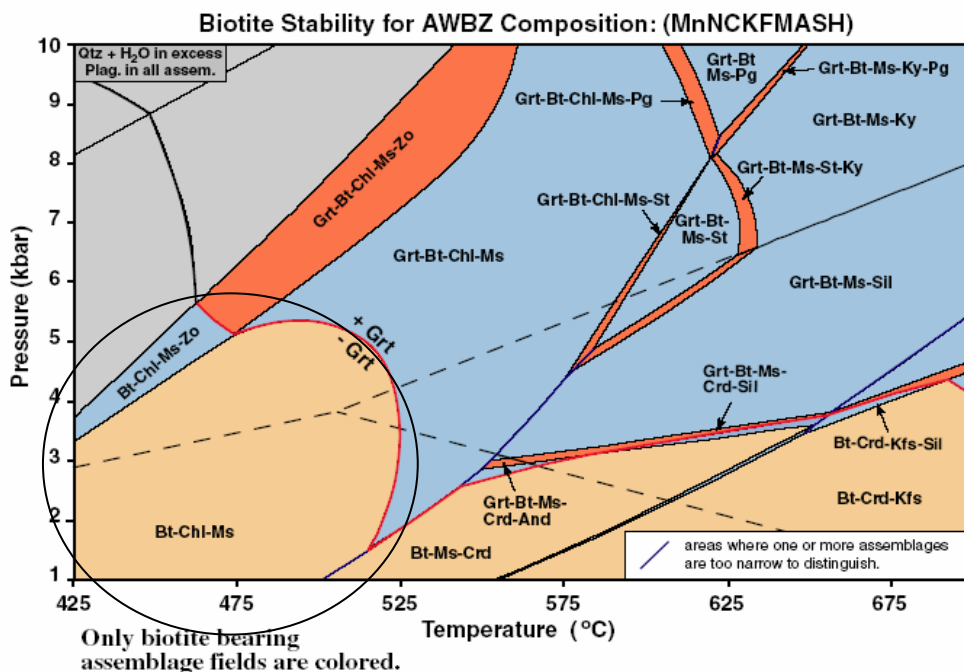
#### **7.1 Introdução**

Para as assembléias minerais dos eventos metamórficos M1 e M2 da unidade Cerro do Facão foram construídos diagramas AFM para verificar as relações quimiográficas entre as fases e as possíveis reações de formação entre os minerais das mesmas assembléias. Foram também utilizadas grades petrogenéticas do sistema MnNCKFMASH (Tinkham *et al.*, 2001) para a determinação dos intervalos de PT de estabilidade das assembléias minerais estudadas.

#### **7.2 Evento Metamórfico M1**

##### **7.2.1 Reações e campo de estabilidade da assembléia M1 nas rochas da unidade Cerro Cambará**

A assembléia mineral do evento metamórfico M1 na unidade Cerro Cambará é marcada por muscovita+biotita+clorita+cloritóide+quartzo. O campo de estabilidade da assembléia M1 pode ser visualizado na figura 30, onde a área de ocorrência da assembléia estudada está demarcada com uma cicunferência. O campo de estabilidade dos minerais do gráfico está representado no sistema MnNCKFMASH. A assembléia M1 ocorre em com condições de PT variando entre 425 °C e 515 °C e a pressões entre 1 e 5 kbars.

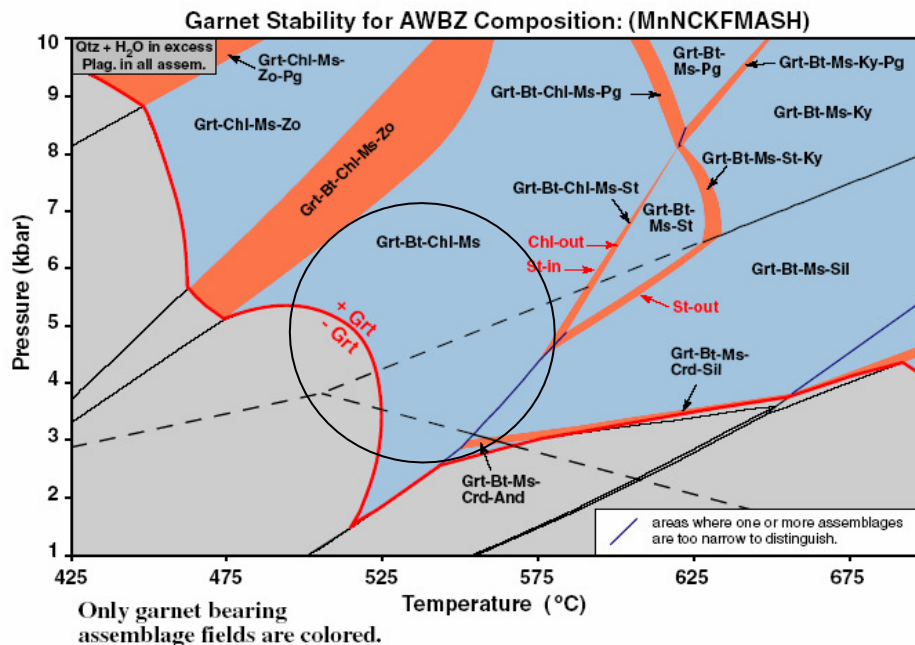


**Figura 30:** Reações e relações entre fases dentro do campo de estabilidade da biotita no sistema MnNCKFMASH. A assembléia mineral M1 ocorre em equilíbrio no campo de estabilidade demarcado por uma circunferência (Modificado de Tinkham *et al.*, 2001).

### 7.2.2 Reações e campo de estabilidade da assembléia M1 nas rochas da unidade Rincão do Maranhão

A assembléia mineral do evento metamórfico M1 na unidade Rincão do Maranhão é representada por muscovita + biotita + clorita + cloritóide + granada + quartzo. O campo de estabilidade da assembléia mineral M1 da unidade Rincão do Maranhão pode ser visualizado na figura 31, onde sua ocorrência está demarcada por uma circunferência. O campo de estabilidade dos minerais do gráfico está representado no sistema MnNCKFMASH. A assembléia M1 ocorre em condições de temperatura que varia 475 °C e 575 °C e a pressões entre 1,5 e 6 kbars.

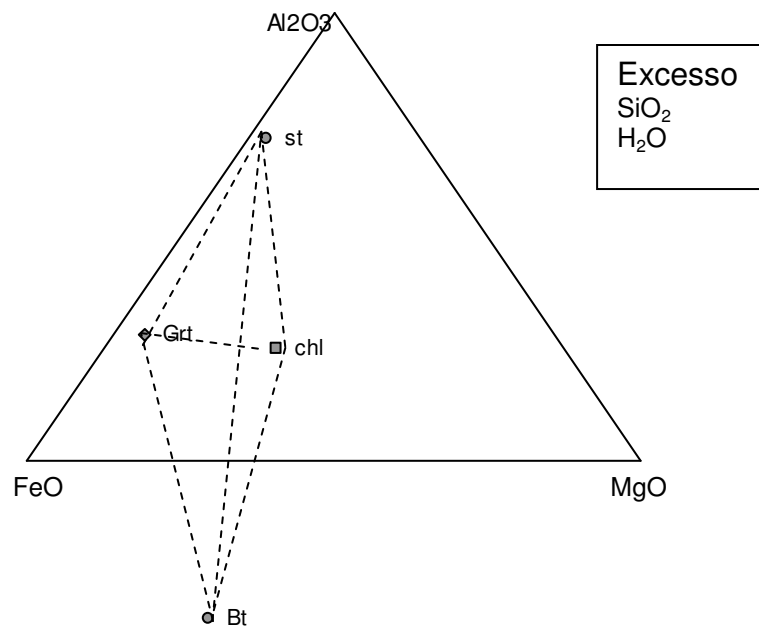




**Figura 31:** Reações e relações entre fases dentro do campo de estabilidade da granada no sistema MnNVKFMASH. A assembléia mineral M1 ocorre em equilíbrio no campo de estabilidade demarcado por uma circunferência (Modificado de Tinkham *et al.*, 2001).

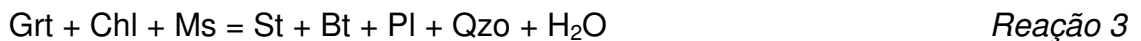
### 7.2.3 Reações e campo de estabilidade da assembléia mineral M1 nas rochas da unidade Cerro do Facão

A assembléia mineral M1 na Unidade Cerro do Facão é representada por clorita, granada, biotita, quartzo, muscovita, plagioclásio e estauroлита. Para a investigação das relações quimiográficas e prováveis reações entre as fases da assembléia M1 foram elaborados diagramas AFM (Fig. 32), com base em dados de química mineral obtidos nesta assembléia. Com base no diagrama construído, foi observada a ocorrência da reação  $\text{chl} + \text{grt} (+\text{ms}) = \text{bt} + \text{st} (+\text{pl} + \text{qtz} + \text{H}_2\text{O})$  (Reação 3), que é uma reação típica do metamorfismo progressivo (tipo Barroviano), e marca o início da formação de estauroлита, através do consumo de granada, em temperaturas que variam entre 550 a 625°C (e.g. Spear, 1993; Tinkham *et al.*, 2001).



**Figura 32:** Diagrama AFM com a assembléia mineral do evento M1 das rochas da unidade Cerro do Facão. Projeção a partir da muscovita.

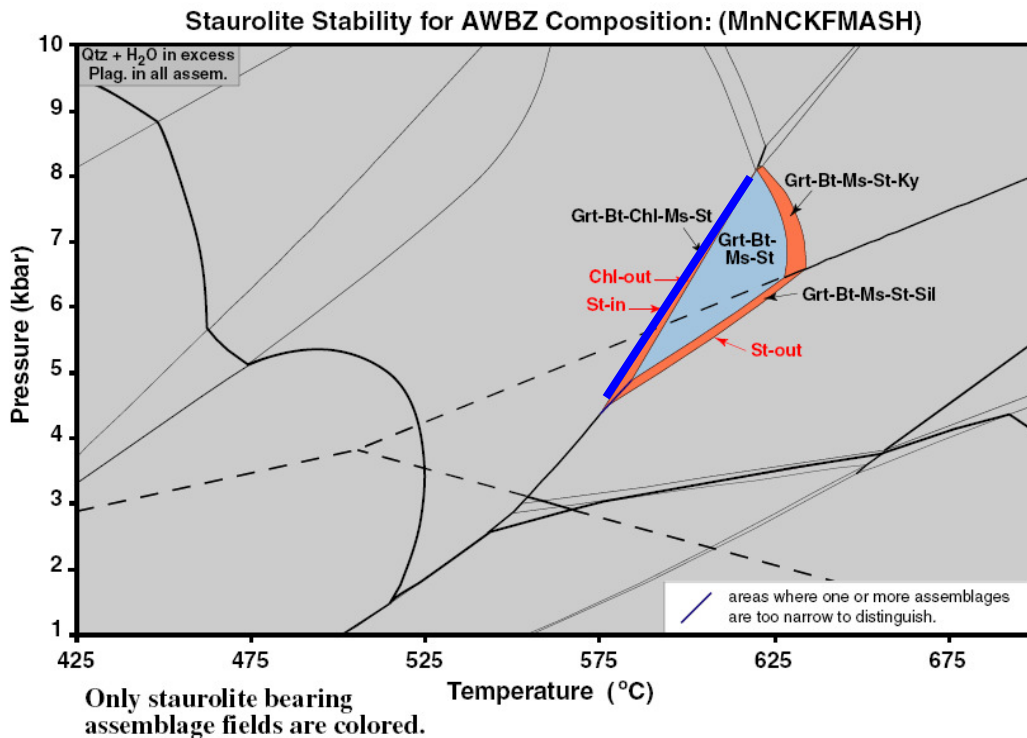
A reação abaixo retrata a primeira formação de estaurolita no sistema MnNCKFMASH:



Considerando que tanto os reagentes quanto os produtos desta reação ainda estão representados na assembléia M1, não sendo observado o esgotamento da clorita, mineral que rege a continuidade dessa reação (a reação continua até a clorita ser completamente consumida, que pelos modelos supracitados, pode ocorrer entre 582 e 630 °C), pode-se concluir que essa assembléia mineral localiza-se sobre uma curva univariante. Na figura 33, são retratadas apenas as reações e o campo de estabilidade da estaurolita, no sistema MnNCKFMASH, e a curva univariante destacada em azul marca reta de estabilidade da assembléia mineral do evento metamórfico M1.

A seta vermelha na figura 33, indica a primeira cristalização de estaurolita, no sistema MnNCKFMASH, que ocorre a 590 °C. Em torno de 600 °C, a clorita é totalmente consumida e desaparece do sistema (Tinkham *et al*, 2001). Como a clorita ainda ocorre estável na assembléia mineral do evento metamórfico M1

podemos concluir que a temperatura de formação dessa assembléia situa-se entre 590 °C e 600 °C, com médias pressões.

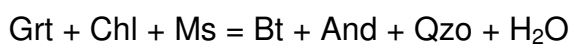


**Figura 33:** Relações entre fases dentro do campo de estabilidade da estaurolita no sistema MnNVKFMASH. A linha azul representa a curva univariante de estabilidade da assembléia M1 (Modificado de Tinkham *et al*, 2001).

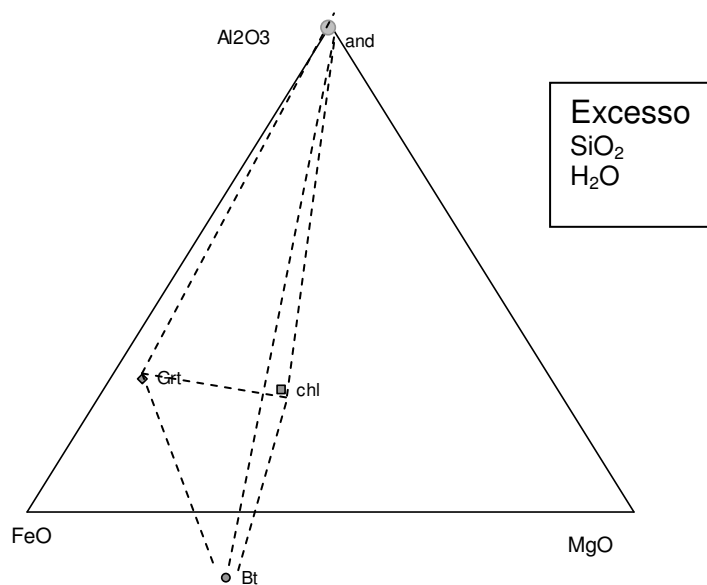
### 7.3 Evento Metamórfico M2

#### 7.3.1 Reações e campo de estabilidade da assembléia M2 na unidade Cerro do Facão

A assembléia mineral M2 na Unidade Cerro do Facão é representada por andaluzita, granada, clorita, biotita, quartzo e muscovita. Para a investigação das relações quimiográficas e prováveis reações entre as fases da assembléia M2 foram elaborados diagramas AFM (Fig. 34), com base em dados de química mineral obtidos nesta assembléia. Com base no diagrama construído, foi observada a ocorrência da reação  $\text{grt} + \text{chl} (+ \text{ms}) = \text{bt} + \text{and} (+ \text{qzo} + \text{H}_2\text{O})$  (Reação 4), (Pitra & De Waal, 2001)

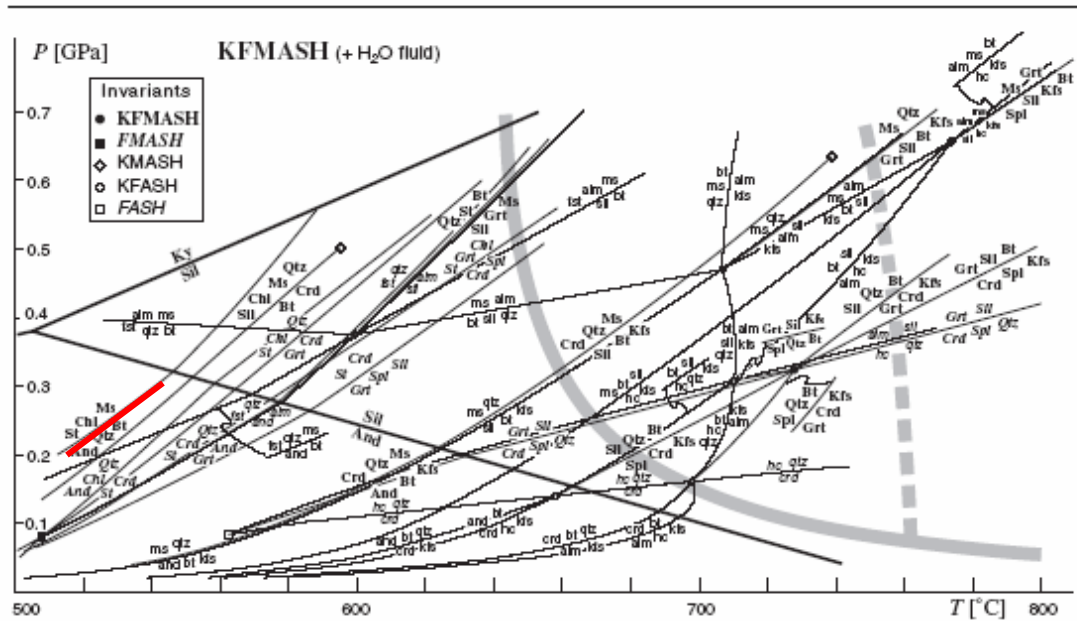


Reação 4



**Figura 34:** Diagrama AFM com a assembléia mineral do evento M2 das rochas da unidade Cerro do Facão. Projeção a partir da muscovita.

Analisando o diagrama AFM bem como a grade petrogenética calculada para minerais e condições de PT no sistema KFMASH (Pitra & de Wall, 2001) (Fig. 35) a ocorrência da assembléia M2, com coexistência de reagentes e produtos da reação 4 indica que a mesma localiza-se sobre uma curva univariante. Na figura 35, pode ser visualizada a reação no sistema KFMASH indicando a estabilidade da assembléia M2. De acordo com a projeção de PT (Fig. 35), a ocorrência da assembléia M2 indica condições de temperatura variando entre 500 e 525°C e pressões inferiores a 4 kbar.



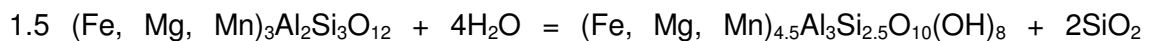
**Figura 35:** Reações e relações entre fases dentro sistema KFMASH. O campo vermelho representa o campo de estabilidade da assembléia M2 (Modificado de Pitra & de Wall, 2001).

## 7.4 Evento Metamórfico M3

### 7.4.1 Reações de formação da assembléia M3 na unidade Cerro do Facão

A formação da assembléia M3 se dá em condições de metamorfismo retrogressivo, com a quebra da granada, gerando clorita+quartzo e a quebra da andalusita e estauroлита gerando clorita+muscovita.

Abaixo a provável reação de quebra da granada gerando clorita + quartzo :



Reação 5

granada

clorita

quartzo

O evento metamórfico M3 marca uma diminuição da temperatura e pressão, possivelmente relacionados ao processo de exumação do terreno. Esse evento marca também uma grande entrada de H<sub>2</sub>O no sistema, marcado pela instabilização dos minerais anidros e re-cristalização de minerais hidratados.

## 7.5 Geotermobarometria

A geotermobarometria constitui a estimativa das condições de pressão e temperatura atingidas pelas rochas durante os diferentes processos, geralmente utilizando vários tipos de equilíbrios minerais. Estes equilíbrios envolvem a determinação quantitativa das condições de *PT* tendo como base a química das fases minerais presentes em uma rocha, ou a comparação dos dados de química mineral com curvas calibradas experimentalmente, ou através da introdução destes dados em expressões termodinâmicas baseadas nas relações P-T-x.

Neste trabalho foram utilizadas as calibrações termodinamicamente consistentes do programa THERMOCALC 3.21 (Holland and Powell, 1998). O THERMOCALC é um programa que utiliza um conjunto de dados termodinâmicos internamente consistente, onde a estimativa das condições de PT de formação de uma assembléia mineral é obtida através da combinação dos dados calorimétricos disponíveis para as diferentes reações metamórficas com os dados de equilíbrio de fases determinados experimentalmente. As atividades dos membros finais dos minerais utilizados para os cálculos de PT foram calculadas utilizando o programa AX (Powell *et al* 1998).

Além disso, foram estimados intervalos de temperaturas para pressões fixas com os geotermômetros granada-clorita e granada-biotita. As tabelas 10 e 11 mostram as principais temperaturas e pressões obtidas para a assembléia do evento M1 e as tabelas 12, 13 e 14 mostram as principais temperaturas e pressões obtidas para a assembléia do evento M2.

### 7.2 Geotermobarometria do evento M1 (CMP 54 e CMP 13)

O evento M1 é caracterizado pela assembléia granada-estaurolita-biotita-clorita-muscovita-plagioclásio-quartzo.

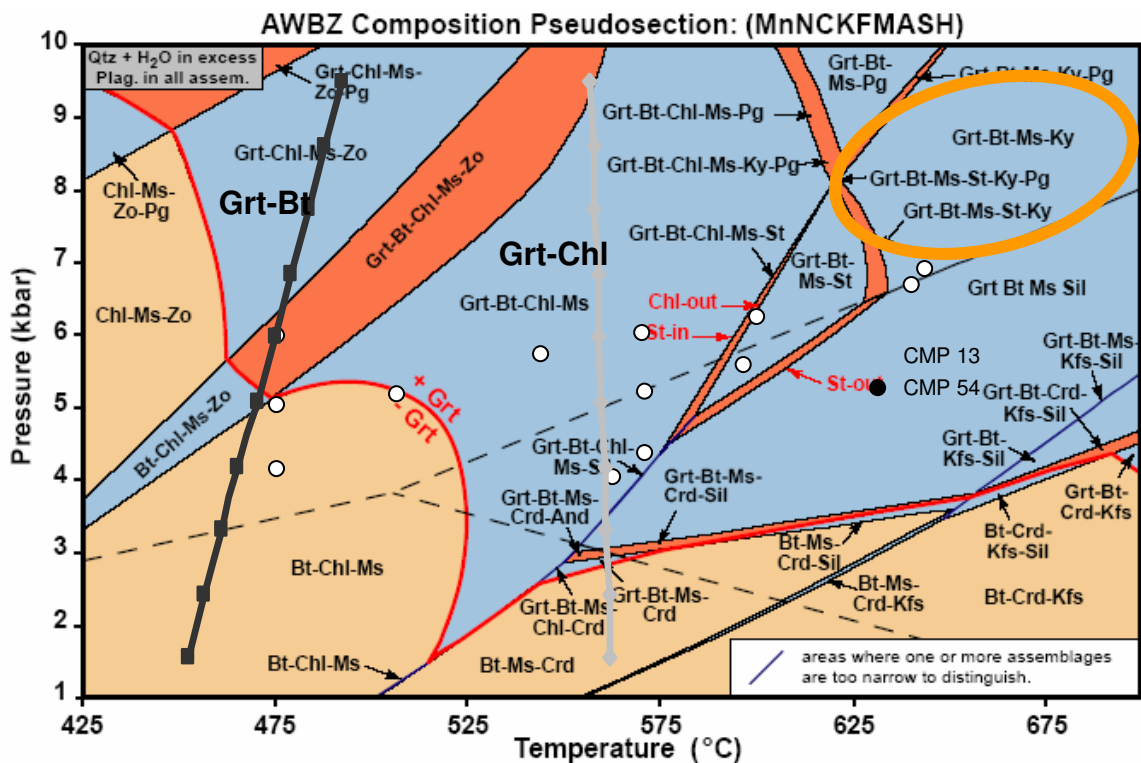
	Amostra	T °C	Sd (T)	P (kbar)	Sd (P)	Sigfit	cor	Reações	
M1	CMP 54	781	131	7.7	1.9	1.41	0.629	<b>Varição de T versus P</b> 1) 15ames + 7py + 18an = 13clin + 4mst + 6gr 2) 3ames + 2mst + 10gr + 21q = 4clin + 30an 3) 2fst + 8gr + 15q = daph + alm + 24an 4) ames + 2east + 6q = clin + 2mu + py 5) 17ames + 10phl + 39q = 16clin + 10cel + 2mst 6) 7ames + 10east + 39q = 6clin + 10cel + 2mst 7) 2fst + 8ann + 15q = daph + 8mu + 9alm 8) 17ames + 10ann + 39q = 10clin + 6daph + 10cel + 2mst	
		561	101	4.0		2.0		<b>Varição de T com P fixo</b> 1) 12ames + 5py + 9q = 11clin + 2mst 2) 3clin + 5alm = 3daph + 5py 3) 12ames + 21alm + 9q = 11daph + 2fst + 16py 4) 15ames + 6mu + 13py = 13clin + 4mst + 6phl 5) 21ames + 6mu + 13py = 19clin + 4mst + 6east 6) 21ames + 6cel + 13py = 19clin + 4mst + 6phl 7) 18daph + 75ames + 30mu + 65py = 83clin + 20mst + 30ann 8) 16daph + 75mu + 35py + 90an = 6clin + 75cel + 20fst + 30gr	
		606	92	5.0		1.9			
		652	87	6.0		1.7			
		500		4.9	1.55	2.0			<b>Varição de P com T fixo</b> 1) 3ames + 2mst + 10gr + 21q = 4clin + 30an 2) 3ames + py + 2gr + 6q = 3clin + 6an 3) 17ames + 10phl + 39q = 16clin + 10cel + 2mst 4) 7ames + 10east + 39q = 6clin + 10cel + 2mst 5) 2east + 6q = mu + cel + py 6) 17ames + 10ann + 39q = 10clin + 6daph + 10cel + 2mst 7) 85ames + 50ann + 195q = 58clin + 22daph + 50cel + 10fst 8) 3daph + 5ames + 10phl + 30q = 8clin + 10cel + 5alm
		550		5.4	1.45	1.8			
		600		5.9	1.37	1.6			
		650		6.3	1.32	1.4			
		570	1119	4.0					
		569		5.0					<b>Varição de T com P fixo</b> 1) 3clin + 5alm = 3daph + 5py
		568		6.0					
		472	96	4.0					
		477		5.0					<b>Varição de T com P fixo</b> 1) phl + alm = ann + py
		482		6.0					

**Tabela 10:** Estimativas de P-T para a assembléia M1, amostra CMP 54, obtidos com o programa THERMOCALC (Holland e Powel, 1998).

	Amostr a	T °C	Sd (T)	P (kbar)	Sd (P)	Sig fit	Reações		
M1	CMP 13	677	81	6.3	1.1	1.05	<b>Varição de T versus P</b> 1) $7py + 15ames + 18an = 6gr + 4mst + 13clin$ 2) $8gr + 2mst + 15q = py + clin + 24an$ 3) $8gr + 2fst + 15q = alm + daph + 24an$ 4) $55alm + 36ames + 27q = 40py + 6mst + 33daph$ 5) $5py + 12east + clin + 9q = 2mst + 12phl$ 6) $3east + 6q = py + phl + 2mu$ 7) $phl + east + 6q = py + 2cel$ 8) $47py + 96pa + 15q = 14mst + 17clin + 96ab$ 9) $2fst + 8ann + 15q = 9alm + daph + 8mu$		
		532	61	4.0			1.4	<b>Varição de T com P fixo</b> 1) $5py + 3daph = 5alm + 3clin$ 2) $55alm + 36ames + 27q = 40py + 6mst + 33daph$ 3) $21alm + 12ames + 9q = 16py + 2fst + 11daph$ 4) $13py + 15east + 2clin + 6mu = 4mst + 21phl$ 5) $13py + 21east + 2clin + 6cel = 4mst + 27phl$ 6) $5py + 12east + clin + 9q = 2mst + 12phl$ 7) $py + ann = alm + phl$	
		584	54	5.0				1.2	8) $6mst + 22phl + 12ab = 20py + 15east + 7mu + 12pa$ 9) $7py + 15east + 2clin + 18an = 6gr + 4mst + 15phl$
		636	52	6.0				1.2	
		500		4.4	0.84			1.4	<b>Varição de P com T fixo</b> 1) $8gr + 2mst + 15q = py + clin + 24an$ 2) $22gr + 6mst + 39q = 4py + 3ames + 66an$ 3) $3east + 6q = py + phl + 2mu$ 4) $phl + east + 6q = py + 2cel$ 5) $24east + clin + 81q = 7py + 2mst + 24cel$ 6) $ann + east + 6q = alm + 2cel$ 7) $72east + 3daph + 243q = 16py + 5alm + 6mst + 72cel$ 8) $6fst + 72east + 189q = 43py + 8alm + 3clin + 72mu$ 9) $8mst + 15east + 14clin + 72ab = 29py + 15phl + 72pa$
		550		4.9	0.77			1.2	
		600		5.4	0.73			1.0	
		650		5.9	0.73			1.0	
		551	112	4.0					<b>Varição de T com P fixo</b> 1) $5py + 3daph = 5alm + 3clin$
		550		5.0					
		550		6.0					
		452	89	4.0					<b>Varição de T com P fixo</b> 1) $py + ann = alm + phl$
		456		5.0					
		461		6.0					

**Tabela 11:** Estimativas de P-T para a assembléia M1, amostra CMP 13, obtidos com o programa THERMOCALC (Holland e Powel, 1998).





**Figura 36:** Grade petrogenética de assembléia mineral M1 (pelítica) plotadas no sistema MnNCKFMASH. A reta preta representa os pontos do geotermômetro granada-biotita, enquanto que a linha cinza representa os pontos do geotermômetro granada-clorita. O círculo laranja representa o campo de média PT e os pontos brancos representam todos os dados da amostra **CMP 54** plotados na grade petrogenética. (Modificado de Tinkham *et al.*, 2001)

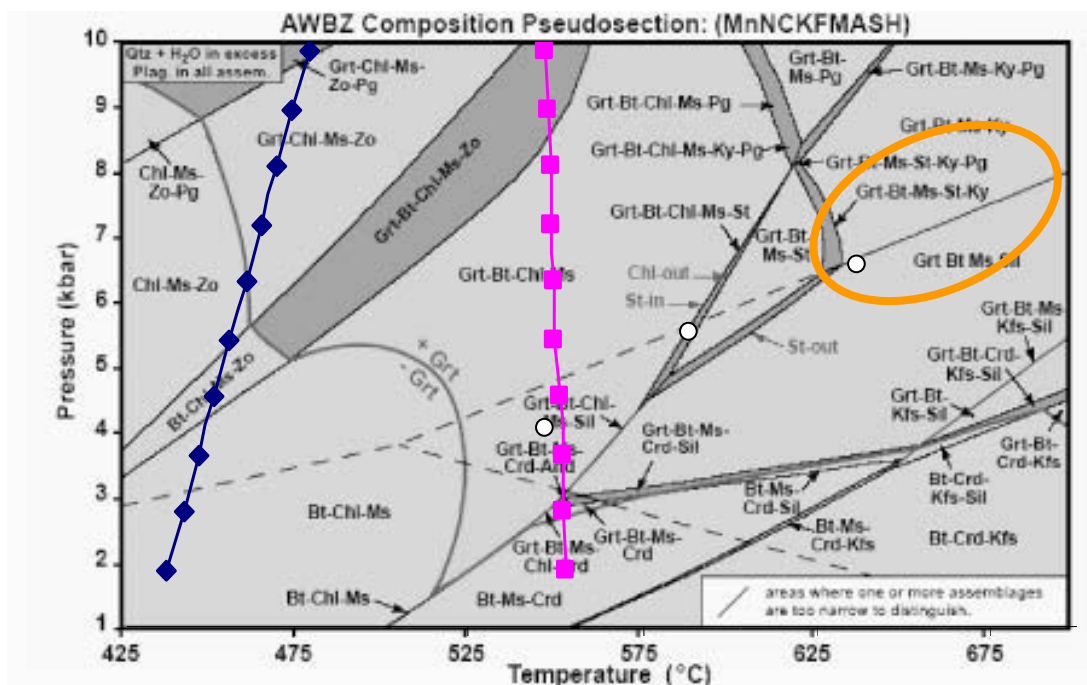
Foram plotados na grade petrogenética que representa o equilíbrio das fases no sistema MnNCKFMASH (Tinkham *et al.*, 2001) os dados de geotermobarometria calculados para a assembléia M1 da amostra CMP 54 (Fig.36). Os dados de geotermobarometria são representados pelos geotermômetros grt-chl e grt-bt, a PT média, obtida através do programa Thermocalc (Modulo 2), bem como, média P para T fixas de 500 a 600 e média de T para pressões fixas de 1 a 10 kbar.

As temperaturas foram calculadas baseados na partição de Fe e Mg entre granada e biotita em contato na tentativa de reconstrução das temperaturas de pico metamórfico. Os resultados variaram entre 459 e 500 °C á pressões entre 1 e 10

kbars. As temperaturas calculadas com o termômetro granada-clorita variaram entre 571 e 566 °C para pressões entre 1 e 10 kbar.

As temperaturas calculadas com os geotermômetros acima são inferiores aquelas estimadas com base nas relações de equilíbrio entre as fases (grades petrogenéticas). Isso pode ocorrer porque a reação progressiva de geração da estauroлита envolve o consumo de porções significativas de granada, sendo que a borda do pico metamórfico que estaria em equilíbrio com a assembléia M1 pode ter sido consumida e os dados químicos analisados da borda atual da granada não correspondem às composição de pico metamórfico. Os dados obtidos com o geotermômetro grt-chl estão mais próximos dos valores estimados para a assembléia M1 com base nas grades petrogenéticas. Porém, considerando o desvio padrão calculado pelo programa Thermocalc para as temperaturas calculadas os resultados encontram-se próximas às condições esperadas para a assembléia mineral do evento M1.

A média PT calculada para a assembléia M1 variou entre pressões de  $7,7 \pm 1,9$  kbars e temperaturas de  $781 \pm 131$  °C. Tanto a pressão quanto a temperatura foram bem superiores às estimadas através da grade petrogenética. Isto provavelmente ocorre porque alguns dos minerais analisados da assembléia M1 não estão em equilíbrio químico com as condições de pico metamórfico. Isso pode ocorrer devido a retrogressão (e.g. st alterada para chl e ms), ou pelo consumo do mineral devido ao metamorfismo progressivo (e.g. grt consumida para formação da st). Através da grade petrogenética foi estabelecida uma pressão de 6 kbars (St *in* na grade petrogenética) como sendo a ideal, a média T para essa pressão fixa foi de 652 °C.



**Figura 37:** Grade petrogenética de assembléia mineral M1 (pelítica) plotadas no sistema MnNCKFMASH. A linha azul representa os pontos do geotermômetro granada-biotita, enquanto que a linha rosa representa os pontos do geotermômetro granada-clorita. O círculo laranja representa o campo de média PT e os pontos brancos representam os dados de média T com P fixo da amostra **CMP 13** plotados na grade petrogenética (Modificado de Tinkham *et al.*, 2001).

Foram plotados na grade petrogenética que representa o equilíbrio das fases no sistema MnNCKFMASH (Tinkham *et al.*, 2001) os dados de geotermobarometria calculados para a assembléia M1 da amostra CMP 13 (Fig.37).

As temperaturas foram calculadas baseados na partição de Fe e Mg entre granada e biotita em contato na tentativa de reconstrução das temperaturas de pico metamórfico. Os resultados variaram entre 438 e 479 °C á pressões entre 1 e 10 kbars. As temperaturas calculadas com o termômetro granada-clorita variaram entre 553 e 547 °C para pressões entre 1 e 10 kbar.

Assim como para a amostra anterior, as temperaturas calculadas com os geotermômetros acima são inferiores aquelas estimadas com base nas relações de equilíbrio entre as fases (grades petrogenéticas). Os dados obtidos com o geotermômetro grt-chl também apresentaram temperaturas mais próximas dos valores estimados para a assembléia M1 com base nas grades petrogenéticas.

A média PT calculada para a assembléia M1 variou entre pressões de  $6,3 \pm 1,1$  kbars e temperaturas de  $677 \pm 81$  °C. Tanto a pressão quanto a temperatura foram bem superiores ás estimadas através da grade petrogenética. Da mesma forma que a amostra CMP 13, as altas condições de PT obtidas com o Programa THERMOCALC, deve ocorrer devido ao desequilíbrio químico de alguns dos minerais analisados da assembléia M1 (e.g. st e/ou grt). Através da grade petrogenética foi estabelecida uma pressão entre 5 e 6 kbars como sendo a ideal, a média T para essa pressão fixa foi de  $584 \pm 54$  e  $636 \pm 52$  °C. Essas últimas médias de temperaturas obtidas para uma pressão fixa foram as temperaturas mais próximas das temperaturas estimdas com o equilíbrio das fases.

### 7.3 Geotermobarometria do evento M2

O evento metamórfico M2, caracterizado pelo metamorfismo de contato decorrente da intrusão dos granitóides da SIES é caracterizado pela assembléia granada-andalusita-clorita-muscovita-biotita-quartzo.

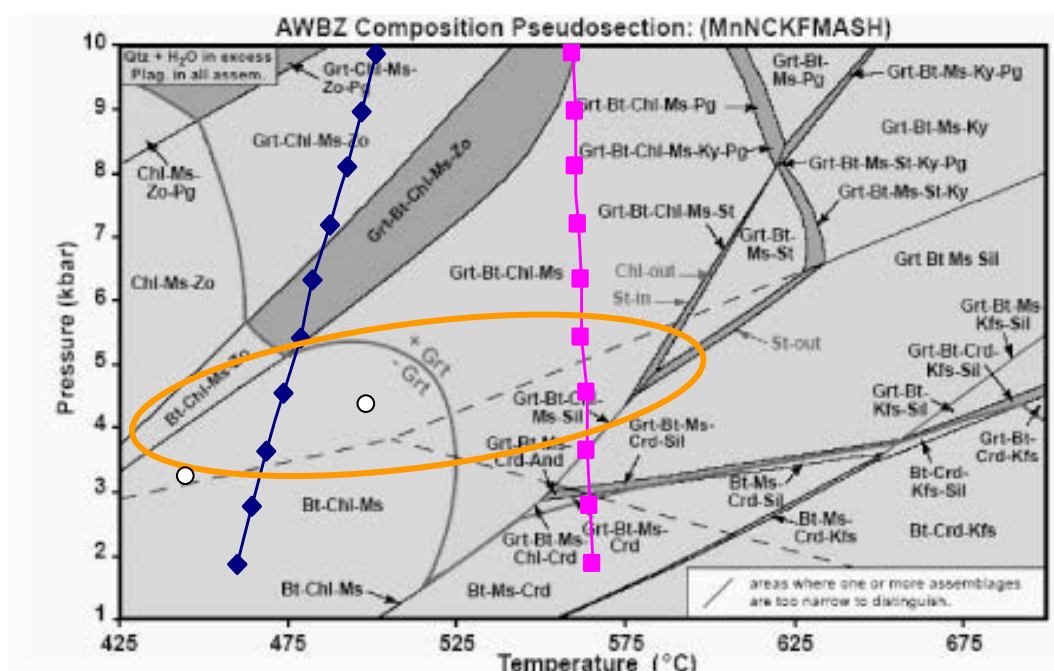
	Amostra	T °C	Sd (T)	P (kbar)	Sd (P)	Sigfit	cor	Reações	
M2	CMP 42	491	94	4.0	1.0	0.45		<b>Varição de P em relação a T</b> 1) $4py + 3daph + 4and = 5alm + 3ames + 4q$ 2) $3east + 6q = py + phl + 2mu$ 3) $7phl + 12and = 5py + 3east + 4mu$ 4) $ann + q + 2and = alm + mu$ 5) $4phl + 3clin + 12and = 5py + 4mu + 3ames$	
		486	81	4.0		0.4		<b>Varição de T com P fixo</b> 1) $5py + 3daph = 5alm + 3clin$ 2) $4py + 3daph + 4and = 5alm + 3ames + 4q$ 3) $7phl + 12and = 5py + 3east + 4mu$ 4) $3phl + 4and = py + 3east + 4q$ 5) $py + ann = alm + phl$	
		436		3.0		0.6			
		387		2.0		0.6			
		500	4.0	0.85	0.4				<b>Varição de P com T fixo</b> 1) $3east + 6q = py + phl + 2mu$ 2) $2east + ames + 6q = py + 2mu + clin$ 3) $3east + 7q + 2and = 2py + 3mu$ 4) $ann + q + 2and = alm + mu$ 5) $4phl + 3daph + 12and = 5alm + 4mu + 3ames$
		450	3.8	0.81	0.5				
		400	3.5	0.76	0.7				
		350	3.2	0.72	1.0				
		564	116	2.0					<b>Varição de T com P fixo</b> 1) $5py + 3daph = 5alm + 3clin$
		563		3.0					
		563		4.0					
		464	96	2.0					<b>Varição de T com P fixo</b> 1) $py + ann = alm + phl$
		468		3.0					
		473		4.0					

**Tabela 12:** Cálculos de P-T para a amostra CMP 42, para a assembléia mineral M2.

Cálculos realizados no programa THERMOCALC (Holland e Powell, 1998).

	Amostra	T °C	Sd (T)	P (kbar)	Sd (P)	Sigfit	cor	Reações			
M2	CMP 22	567	157	3.3	1.4	1.37	0.474	<b>Varição de T em relação a P</b> 1) $4py + 3daph + 4and = 5alm + 3ames + 4q$ 2) $12clin + 3daph + 20and = 5alm + 15ames + 20q$ 3) $3east + 6q = py + phl + 2mu$ 4) $7phl + 12and = 5py + 3east + 4mu$ 5) $phl + east + 6q = py + 2cel$ 6) $py + ann = alm + phl$			
		431	166	2.0	1.01				<b>Varição de T com P fixo</b> 1) $5py + 3daph = 5alm + 3clin$ 2) $4py + 3daph + 4and = 5alm + 3ames + 4q$ 3) $7phl + 12and = 5py + 3east + 4mu$ 4) $11phl + 12and = 5py + 7east + 4cel$ 5) $3phl + 4and = py + 3east + 4q$ 6) $py + ann = alm + phl$		
		478		3.0							
		526		4.0							
		450		2.7							
		500	2.9							<b>Varição de P com T fixo</b> 1) $12clin + 3daph + 20and = 5alm + 15ames + 20q$ 2) $3east + 6q = py + phl + 2mu$ 3) $2east + 6q = py + mu + cel$ 4) $2east + ames + 6q = py + 2mu + clin$ 5) $4phl + 3daph + 12and = 5alm + 4mu + 3ames$ 6) $ann + east + 6q = alm + 2cel$	
		550	3.0								
		495	2.0								
		494	3.0	101						<b>Varição de T com P fixo</b> 1) $5py + 3daph = 5alm + 3clin$	
		493	4.0								
		477	2.0	103							<b>Varição de T com P fixo</b> 1) $py + ann = alm + phl$
		482	3.0								
		487	4.0								

**Tabela 13:** Cálculos de P-T para a amostra CMP 22, representado o M2, realizados no programa THERMOCALC (Holland e Powel, 1998).



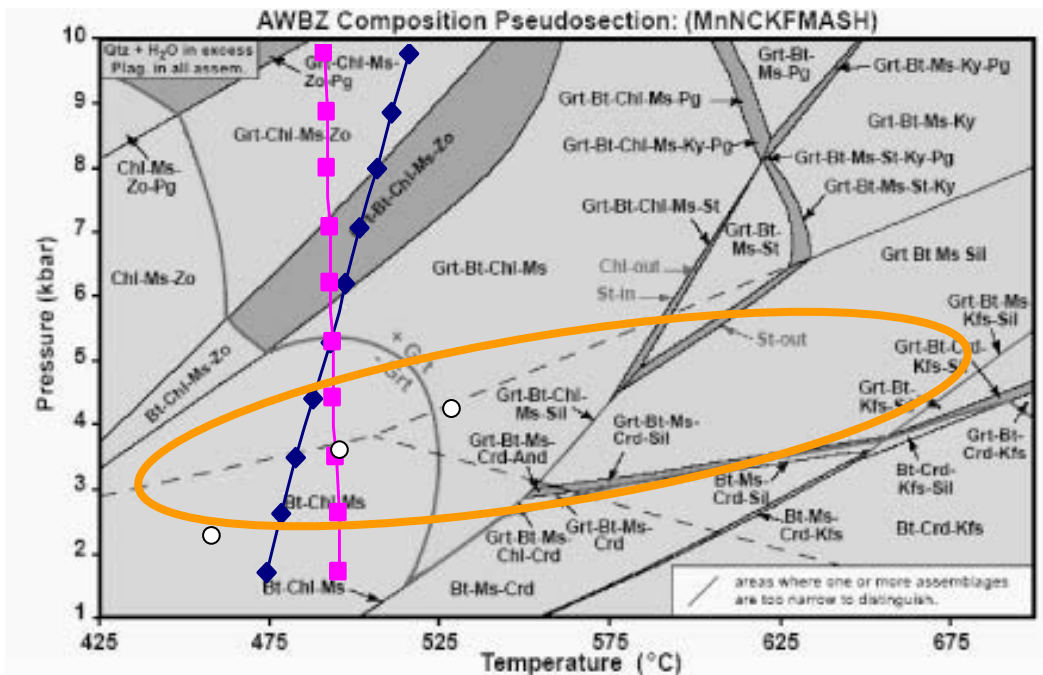
**Figura 38:** Grade petrogenética de assembléia mineral M2 (pelítica) plotadas no sistema MnNCKFMASH. A linha azul representa os pontos do geotermômetro granada-biotita, enquanto que a linha rosa representa os pontos do geotermômetro granada-clorita. O círculo laranja representa o campo de média PT e os pontos brancos representam os dados de medi T com P fixo da amostra **CMP 42** plotados na grade petrogenética. (Modificado de Tinkham *et al.*, 2001).

Na grade petrogenética que representa o equilíbrio das fases no sistema MnNCKFMASH (Tinkham *et al.*, 2001), foram plotados os dados de geotermobarometria calculados para a assembléia M2 da amostra CMP 42 (Fig.38).

As temperaturas foram calculadas baseados na partição de Fe e Mg entre granada e biotita em contato na tentativa de reconstrução das temperaturas de pico metamórfico. Os resultados variaram entre 459 e 501 °C á pressões entre 1 e 10 kbars. As temperaturas calculadas com o termômetro granada-clorita variaram entre 565 e 559 °C para pressões entre 1 e 10 kbar.

As temperaturas obtidas através do geotermômetro granada-biotita foram bem inferiores ás temperaturas estimadas através do equilíbrio das fases. Isso pode estar relacionado ao fato de a reação de formação da assembléia M2, granada+clorita=andalusita+biotita, envolver o consumo parcial da granada resultando em uma borda atual em desequilíbrio com a matriz. Os cálculos de temperatura através do geotermômetro granada-clorita, porém resultaram em temperaturas bem próximas ás estimadas através do equilíbrio de fases (em pressões abaixo de 3 kbars).

A média PT calculada para a assembléia M1 variou entre pressões de  $4,0 \pm 1,0$  kbars e temperaturas de  $491 \pm 94^\circ\text{C}$ . A pressão calculada foi um pouco superior e a temperatura calculado foi um pouco inferior á P e T estimados através do equilíbrio de fases. Porém, se considerando o desvio padrão calculado pelo programa Thermocalc para as temperaturas calculadas os resultados encontram-se próximas às condições esperadas para a assembléia mineral do evento M1.



**Figura 39:** Grade petrogenética de assembléia mineral M2 (pelítica) plotadas no sistema MnNCKFMASH. A linha azul representa os pontos do geotermômetro granada-biotita, enquanto que a linha rosa representa os pontos do geotermômetro granada-clorita. O círculo laranja representa o campo de média PT e os pontos brancos representam os dados da média T com P fixo da amostra **CMP 22** plotados na grade petrogenética. (Modificado de Tinkham *et al.*, 2001).

Através da grade petrogenética foi estabelecida uma pressão em torno de 2,7 a média T para essa pressão fixa foi de  $436 \pm 81$  °C. Essas médias de temperaturas obtidas para uma pressão fixa são bem inferiores às estimadas através do equilíbrio das fases.

Na grade petrogenética que representa o equilíbrio das fases no sistema MnNCKFMASH (Tinkham *et al.*, 2001), foram plotados os dados de geotermobarometria calculados para a assembléia M2 da amostra CMP 22 (Fig.39).

As temperaturas foram calculadas baseados na partição de Fe e Mg entre granada e biotita em contato na tentativa de reconstrução das temperaturas de pico metamórfico. Os resultados variaram entre 473 e 515 °C á pressões entre 1 e 10 kbars. As temperaturas calculadas com o termômetro granada-clorita variaram entre 495 e 490 °C para pressões entre 1 e 10 kbar.

As temperaturas obtidas através do geotermômetro granada-biotita e granada-clorita foram bem inferiores às temperaturas estimadas através do equilíbrio das fases. Isso também pode estar relacionado ao fato de a reação de formação da assembléia M2, granada+clorita=andalusita+biotita, envolver o consumo parcial da granada resultando em uma borda atual em desequilíbrio com a matriz.

A média PT calculada para a assembléia M1 variou entre pressões de  $3,3 \pm 1,4$  kbars e temperaturas de  $567 \pm 157^\circ\text{C}$ . Esse dado é perfeitamente condizente com a estimativa de P e T através do equilíbrio de fases.

Através da grade petrogenética foi estabelecida uma pressão em torno de 2,7 e a média T para essa pressão fixa foi de  $478 \pm 166^\circ\text{C}$ .



## CAPÍTULO 8

### -Geologia Isotópica-

#### 8.1 Introdução

#### 8.2 Idades Rb-Sr em Micas brancas

Para o cálculo da idade foram adotados erros absolutos para o  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e erros de 0,01 para o  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , com  $2\sigma$ . O programa ISOPLOT/EX 2.06 (Ludwig, 1999) foi usado para o cálculo da regressão linear e obtenção da idade isocrônica.

Em trabalho anterior, Lenz (2004), obteve duas idades para o metamorfismo da região (Tabela 15). No referido trabalho, as amostras de mica branca foram submetidas a um processo de lavagem que incluía apenas a limpeza com acetona e álcool.

Sample	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Error (SD abs)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$	Error (SD abs)	Age (Ma)
CMP 4								
wr	185,47612	112,5004	1,64867	4,8305705	1%	0,771083426	0,005%	654 ± 15
musc	264,2352	25,2627	10,4595	31,432922	1%	1,019421886	0,005%	
CMP 6								
wr	168,72486	42,01061	4,01624	11,869242	1%	0,852770192	0,005%	601 ± 41
musc	360,83682	59,2787	6,08712	18,075774	1%	0,905957508	0,005%	

**Tabela 14:** Tabela com dados de Rb-Sr e idades metamórficas calculada com o programa Isoplot/Ex 2.06. Amostras da unidade Cerro Cambará.

No presente trabalho optou-se por realizar um processo de pré-lavagem visando à eliminação dos contaminantes superficiais da amostra. Inicialmente foi adicionado acetona e álcool às amostras e essas foram levadas para um banho com ultrassom, após foi adicionado HCl 6% e a amostra foi levada a uma chapa quente com este ácido por 30 min.

O processo seguinte de abertura das amostras e separação isotópica está descrito no Cap. 2, porém não apresenta grandes diferenças em relação à rotina do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS.

			Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Error (SD abs)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$	Error (SD abs)	
Ms lixiviada	Cerro Cambará	CMP 35	RT	182,84	141,83	1,29	3,772804	0,01	0,762354	0,0035
			Ms	278,28	155,22	1,79	5,254812	0,01	0,777877	0,0022
		CMP 34	RT	164,69	112,61	1,46	4,282916	0,01	0,767767	0,0019
			Ms	220,12	116,03	1,90	5,563230	0,01	0,782130	0,0015
		CMP 32	RT	233,07	157,11	1,48	4,344180	0,01	0,768464	0,0020
			Ms	307,72	169,00	1,82	5,336439	0,01	0,776688	0,0023

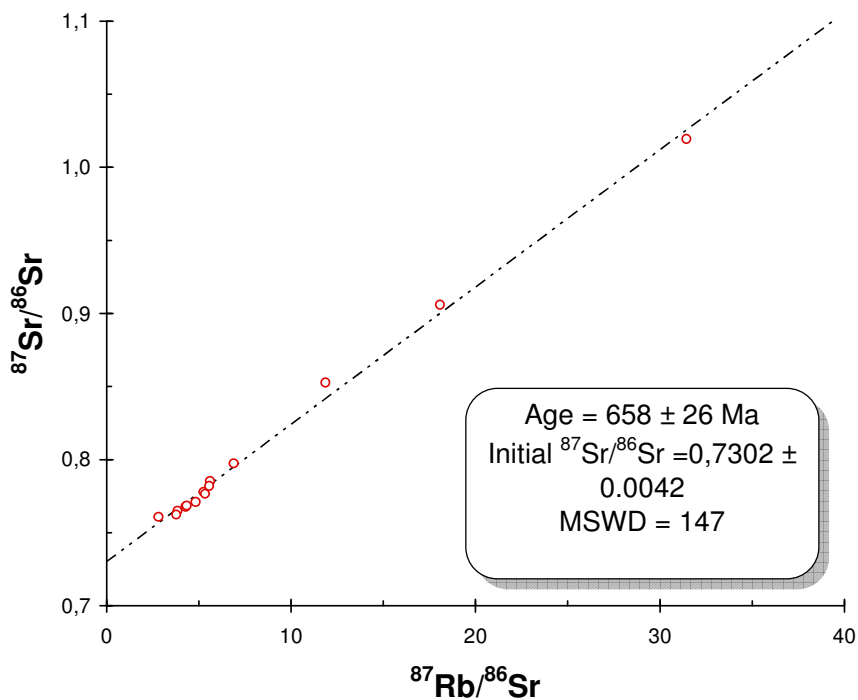
**Tabela 15:** Dados de Rb-Sr para as micas brancas e rochas totais da unidade Cerro Cambará.

As razões  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  e de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtidas nas amostras de micas brancas revelaram valores extremamente baixos desta razão ( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  entre 5,25 e 5,56) e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,77 e 0,78), bem inferiores às mesmas razões obtidas para micas brancas da mesma unidade geológica e geograficamente muito próximas ( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  entre 18,07 e 31,43 e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,90 a 1,01) (CMP 4 e 6-Tabela 14).

Esses valores bem inferiores aos esperados de  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  estão provavelmente relacionados ao processo de limpeza com HCl 6 %. Devido à estrutura em folhas desse mineral, a percolação do ácido provavelmente foi bastante eficaz, sendo que resultou num processo de lixiviamento.

Foram assim, plotados em um gráfico  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  utilizando o programa Isoplot (Ludwig, 1999), os dados das micas brancas e rochas-totais das amostras CMP 32, CMP 34, CMP 35, juntamente com os dados das amostras CMP 4 e CMP 6. Como visualizado na figura 40, os dados de rocha total e os dados de micas brancas caíram em um aglomerado de pontos com baixa razão  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Justamente o que define a inclinação da reta são os pontos com maiores razões  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , que são as micas brancas das amostras CMP 4 e CMP 6 (amostras não limpidas com HCl).

A idade obtida através da isócrona interna de 10 pontos foi de  $658 \pm 26$  Ma. Essa idade é compatível com as idades já existentes para o metamorfismo do CMP,  $654 \pm 5$  Ma e  $601 \pm 41$  Ma (Lenz, 2004).



**Figura 40:** Todas as amostras da unidade CC plotadas em um mesmo gráfico. Essa isócrona construída utilizando os pares muscovita-rocha total das amostras CMP 32, CMP 34, CMP 35, CMP 4 e CMP 6.

### 8.5. Idades TDM, ENd e isótopos de Nd-Sr

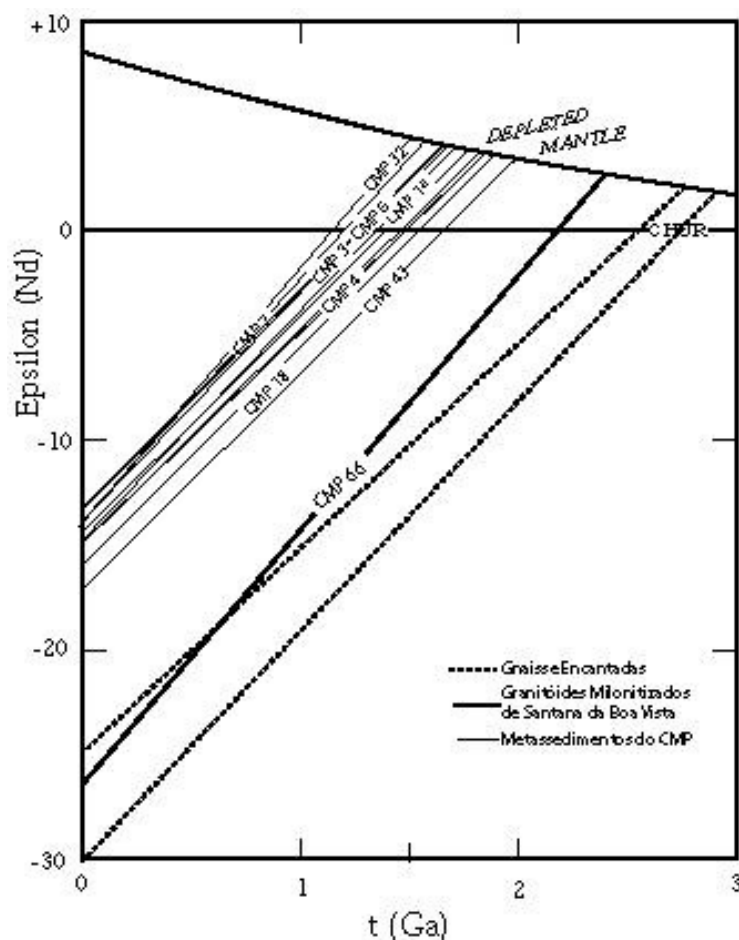
Dados de Sm-Nd foram obtidas para rocha-total das unidades Cerro do Facão Cerro Cambará e Rincão do Maranhão (Tabela 16).

As idades TDM das rochas metassedimentares do CMP revelaram uma variação entre 1,6 e 2,0 Ga, o que sugere que a área fonte dessas rochas foi originada de uma fonte Paleoproterozóica. Os valores de ENd variam entre -13,4 a 16,7 e sindicam uma importante contribuição crustal para as rochas da área fonte desses metassedimentos.

	Nº campo	Nº lab	Material	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t=0)}$	erro (ppm)	Epsilon Nd (0)	Epsilon Nd (t)	TDM	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	t
Cerro Cambará	CMP 1A	1644	RT	7,0	36,3	0,117310	0,511927	18	-13,9	-6,0	1753	0,511327	780
	CMP 3	1645	RT	6,3	32,4	0,116802	0,511947	18	-13,5	-5,5	1713	0,511349	780
	CMP 4C	1646	RT	10,4	51,8	0,121010	0,511899	30	-14,4	-6,9	1870	0,511280	780
	CMP 6	1647	RT	5,7	29,8	0,116021	0,511919	17	-14,0	-6,0	1743	0,511326	780
	CMP 7	1648	RT	5,8	31,1	0,113269	0,511951	14	-13,4	-5,1	1646	0,511372	780
	CMP 20	1759	RT	3,8	19,8	0,117153	0,511830	18	-15,8	-7,8	1903	0,511231	780
	CMP 35	2876	RT										
	CMP 34	2877	RT	4.64	23.61	0.11897	0.511948	22	-13.46	-7.01	1750	0.511441	650
	CMP 32	2878	RT	4.95	28.38	0.10540	0.511921	17	-13.98	-6.41	1569	0.511472	650
Cerro do Facão	CMP 9	1649	RT	6,4	33,9	0,114694	0,511842	29	-15,5	-7,4	1837	0,511256	780
	CMP 18	1758	RT	8,9	45,9	0,116710	0,511804	22	-16,3	-8,3	1936	0,511207	780
	CMP 15	1761	RT	3,8	19,8	0,117153	0,511830	18	-15,8	-7,8	1903	0,511231	780
	CMP 46	2871	RT										
	CMP 44	2872	RT										
	CMP 39d	2873	RT										
	CMP 54	2874	RT	5.58	28.94	0.11653	0.511904	12	-14.31	-7.66	1775	0.511408	650
	CMP 43	2875	RT	1.24	6.35	0.11826	0.511779	212	-16.76	-10.26	2008	0.511275	650
GMSBV	CMP 66	1763	RT	3,1	18,8	0,099256	0,511256	28	-27,0	-17,3	2374	0,510748	780

**Tabela 16:** Dados de Sm-Nd em rocha-total das amostras da unidade Cerro do Facão, Rincão do Maranhão e Cerro Cambará.

A figura 42 apresenta a evolução de End versus TDM para os metassedimentos estudados e para as rochas do embasamento Paleoproterozóico. As linhas de evolução dos metassedimentos concentram-se em um grupo claramente distinto das rochas do embasamento.



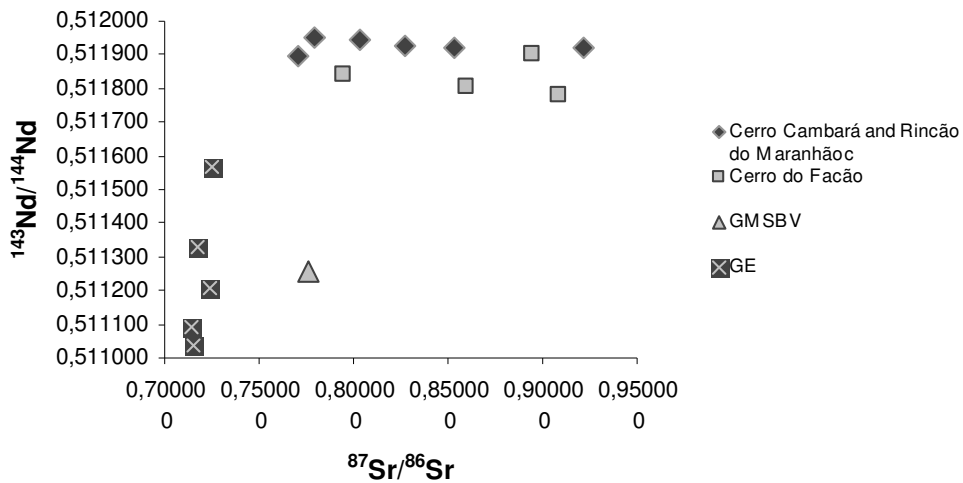
**Figura 41:** Gráfico ENd versus TDM, onde se visualiza o campo de ocorrência dos xistos do CMP. Foram também plotados dados dos Granitóides Milonitizados de Santana da Boa Vista e do Gnaisses Encantadas.

As variações de idade TDM e de valores de ENd podem estar representando a existência de duas áreas fontes distintas, uma com idades TDM próximas a 2.0 Ga e a outra com idades TDM próximas a 1.6 Ga, e a mistura entre essas duas áreas fontes originou essa variação nos dados de TDM e ENd.

Para checar as semelhanças químicas entre os metassedimentos do CMP e investigar a provável área fonte dos mesmos foram construídos gráficos de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Fig.42). Geralmente amostras com forte afinidade química e que idealmente representam uma mistura entre dois ou mais componentes aparecerão neste gráfico como uma hipérbole, na qual a área fonte (no caso de rochas metassedimentares) ocorrerá nos extremos dessa hipérbole.

No gráfico da Figura 42 foram plotados os dados dos metassedimentos das unidades Cerro do Facão, Rincão do Maranhão e Cerro Cambará, juntamente com

os dados das rochas do embasamento Paleoproterozóico. As razões isotópicas de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dos metassedimentos são mais altas que as razões isotópicas das rochas do embasamento. Esses dados sugerem assim que os Gnaisses Encantadas não podem ser a área fonte exclusiva dos metassedimentos da Antiforme Serra dos Pedrosas.





**Figura 42:** Gráfico da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  das rochas da unidade Cerro Cambará, Rincão do Maranhão e Cerro do Facão e de amostras do embasamento Paleoproterozóico (GMSBV and GE) com o objetivo de verificar similaridades químicas.


## CAPÍTULO 9


### -Conclusões-


A investigação da evolução metamórfica das rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Porongos na região da Antiforme Serra dos Pedrosas levou às seguintes conclusões:


 Durante o Neoproterozóico as rochas desta região foram afetadas por zonas de cisalhamento tangenciais, com transporte tectônico paralelo ao alongamento das principais litologias do CDF (**D1**), e que estão relacionadas à formação da foliação S1 e à transposição desta foliação para a foliação principal S2. A orientação da foliação principal formada durante o evento tangencial é predominantemente NE-SW, controlado por dobras tardias normais abertas (F3) com plano axial subvertical de orientação NE-SW, como é o caso da antiforme Serra dos Pedrosas. Nas rochas mais quartzosas são visualizadas lineações de estiramento marcado por cristais de quartzo alongados indicando direção NE.


 Com base nas relações estruturais, texturais e de química mineral foram reconhecidos três eventos metamórficos: M1, M2 e M3.


 O evento metamórfico **M1**, de metamorfismo regional orogênico está associado à atuação de D1. Esse evento metamórfico apresenta zonamento metamórfico regional com aumento de temperatura de oeste para leste. As rochas da unidade Cerro Cambará registram as temperaturas mais baixas, as rochas da unidade Rincão do Maranhão registram temperaturas intermediárias e as rochas da unidade Cerro do Facão registram as temperaturas mais altas do evento M1.

 Na unidade Cerro Cambará (Fig.43) o evento metamórfico M1 é marcado pela assembléia mineral muscovita+biotita+clorita+cloritóide+quartzo. No sistema MnNCKFMASH, o campo de estabilidade dessa assembléia ocorre em condições de PT variando entre 425 °C e 515 °C e a pressões entre 1 e 5 kbars.

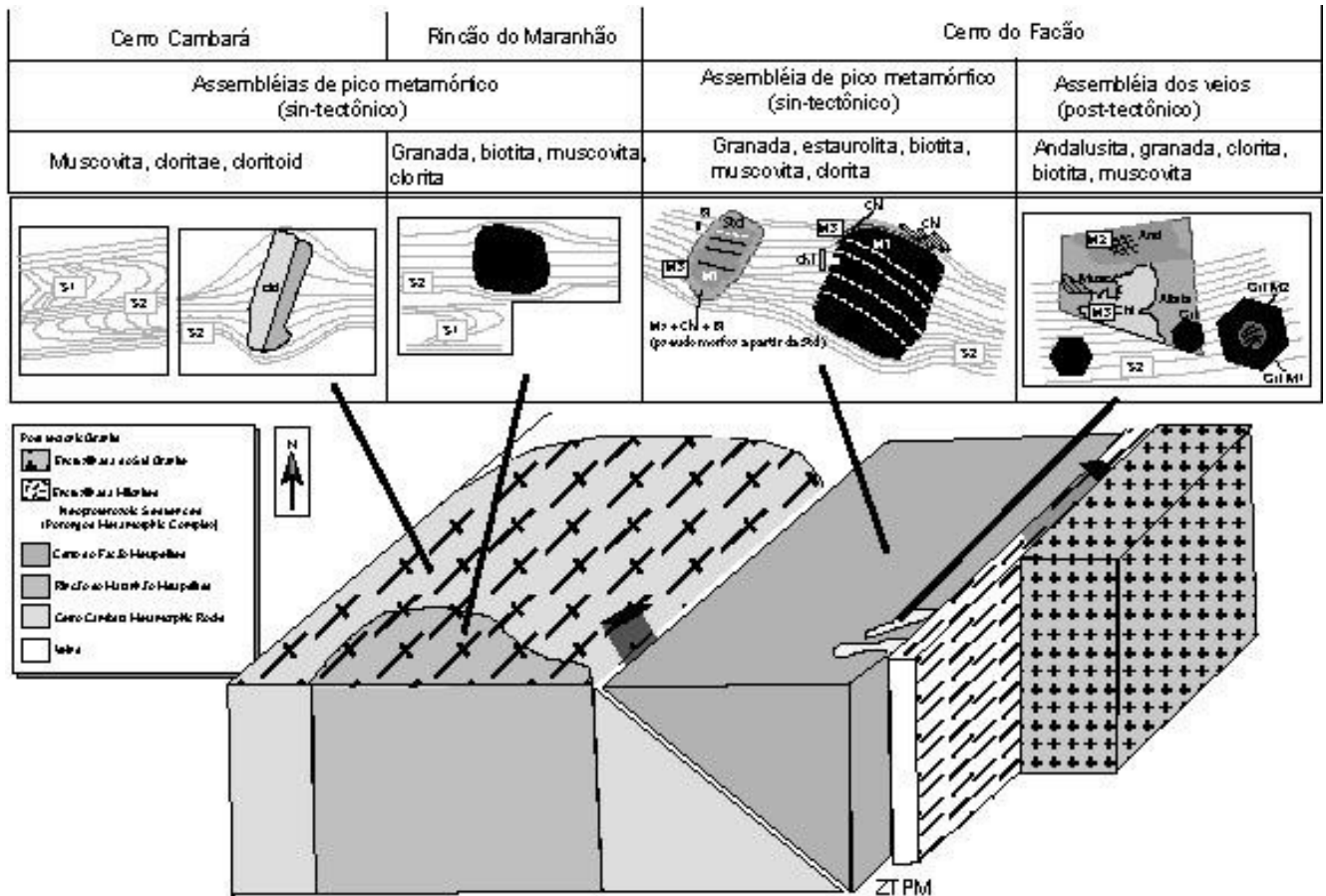
 Na unidade Rincão do Maranhão (Fig.43) o evento metamórfico M1 é marcado pela assembléia mineral clorita, biotita, muscovita, cloritóide, quartzo e granada. No sistema MnNCKFMASH, a temperatura na qual a assembléia M1 ocorre em estabilidade varia de 475 °C a 575 °C e a pressão varia de 1,5 a 6 kbars.

 Na unidade Cerro do Facão (Fig.43) o evento metamórfico M1 é registrado pela assembléia mineral granada, estaurolita, muscovita, biotita, clorita, plagioclásio e quartzo. Nessas rochas a foliação principal S2 está marcada pelo alinhamento da clorita, muscovita e biotita, que ao mesmo tempo ocorrem intercaladas com níveis ricos em plagioclásio e quartzo. A granada ocorre como porfiroblasto sintectônico a S2 e preserva inclusões rotadas, principalmente por quartzo e ilmenita. A estaurolita também aparece na forma de porfiroblasto sintectônico e apresenta inclusões de quartzo e ilmenita orientadas. A reação granada+clorita=estaurolita+biotita descreve a relação de equilíbrio desta assembléia, que ocorre em torno de a 590 °C no sistema MnNCKFMASH sob condições de pressão intermediária.

 Seguindo-se ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento tangenciais na região inicia-se um processo extensional regional responsável pela intrusão de um grande volume de magmas graníticos pós-tectônicos afetando tanto o Domínio Central quanto o Leste. Os granitóides da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul foram posicionados durante esse evento deformacional (**D2**) originando uma auréola de metamorfismo de contato nas rochas da unidade Cerro do Facão, cristalizando a assembléia mineral do evento metamórfico **M2**. As assembléias minerais que representam este evento são representadas por: andalusita, granada, clorita, biotita, muscovita e quartzo. Essas assembléias ocorrem de duas formas diferentes, em veios que cortam a rocha encaixante ou crescendo diretamente sobre a foliação S2. A reação granada + clorita = andalusita + biotita descreve a relação de equilíbrio dessa assembléia, que ocorre com temperaturas variando de 550 e 560 °C e pressão em torno de 2,7 kbars no sistema MnNCKFMASH. A trajetória da evolução do metamorfismo indica, portanto, diminuição da temperatura e da pressão do evento metamórfico M1 para o M2.

 O evento **M3** desenvolveu-se em condições retrógradadas, possivelmente durante o período de exumação. As reações envolveram o reequilíbrio das assembléias M1 e M2 para condições de maior hidratação e de mais baixa temperatura e pressão com formação de pseudomorfoses de clorita a partir da granada e de muscovita e clorita a partir da andalusita e estaurolita. A temperatura deste evento não pode ser calculada devido à ausência assembléias minerais adequadas para a determinação termométrica, porém são indicativas de condições de fácies xisto verde inferior e baixa pressão.





**Figura 43:** Bloco diagrama sintetizando as principais feições estruturais, as principais microestruturas e assembléias minerais das rochas das três unidades estudadas na Antiforme Serra dos Pedrosas.

☑ A idade do evento metamórfico M1 de  $658 \pm 26$  Ma foi obtida através da construção de isócronas internas usando conjuntos de rocha total e mica branca e é compatível com as idades anteriormente obtidas para esse evento.

☑ As idades TDM das rochas metassedimentares do CMP revelaram uma variação entre 1,6 e 2,0 Ga, o que sugere a contribuição de uma área fonte Paleoproterozóica e possivelmente de áreas fontes mais jovens.



## BIBLIOGRAFIA

Babinski, M; Chemale Jr, F.; Van Schmus, W.R.; Hartmann, L.A.; E Silva, L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of south American earth science*, 10(3-4):263-274.

Bucher, K., Frey, M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Complete Revision of Winklers Textbook*. Berlin, Springer-Verlag. P.318

Camazzoto, E; Sander, A; Ramgrag, G.E. e Wildner, W. 1994. Milonitos alcalinos-peralcalinos da região de Candiota, RS. Congresso Brasileiro de Geologia, 38., SC. Boletim de Resumos Expandidos. Balneário Camboriú, SBG, 3:88-89.

Chemale Jr., Hartmann, L.A., Babinsky, M., Wildner, W., VanSchmus, W.R. 1995. Stratigraphy and tectonism of Precambrian to early Paleozoic units in the southern Brazil and Uruguay. *Acta Geológica Leopoldinense* 44:1-11.

Chemale Jr, F. 2000. Evolução Geológica do escudo Sul-rio-grandense. In: HOLZ e DE ROS (editores) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre- RS, Editora: CIGO/UFRGS.p.13-52.

Chemale Jr., F.; Wildner, W., Lima, E. F. e Van Schmus. Isotope Studies of Brasiliano retro-arc magmatism in Souther Brazil. Submetido a *Journal of South America Earth Science (in prep)*.

Cliff, R.A. 1985. Isotopic dating in metamorphic belts. *Journal of Geological Society of London*. v: 142: 97-110.

Costa, A.F.U. 1997. Modelagem Geofísica da Estruturação das Associações Petrotectônicas Pré-Cambrianas No Escudo Sul-Rio-Grandense. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Deer, W. A., Howie and Zussman. 1996. *Introduction to the rock forming minerals*. Editora Addison Wesley.

Dempster, T.J. and Tanner, P.W.G. 1997. The biotite isograd, Central Pyrenees: a deformation controled reaction. *Journal of Metamorphic Geology*. 15:531-548.

Dickin, A.P. 1995. *Radiogenic Isotope Geology*, United Kingdom, Cambridge University Press, 490 pg

Dodson, M.H. 1973. Closure Temperature in cooling geochronology and petrological systems. *Contrib. Mineral Petrol*. 40.p 259-274.

Dodson, M.H. 1979. Theory of cooling ages. In: Lectures in Isotope Geology. (ed): Jager, E. and Hunziker, J.C. Springer.p 194-202.

Faure. G. 1986. Principles of Isotope Geology. New York, John Wiley e Sons, 503 pg.

Fernandes, L.A.D., Tommasi, A e Porcher, C. C. 1990. Esboço Estrutural de parte do Batólito Pelotas-região de Quitéria-Capivarita. Acta Geológica Leopoldinensia, 13:117-138.

Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C. C. 1992. Deformation Patterns in the Southern Brazilian Branch of the Pan-African Dom Feliciano Belt. Journal of South America Earth Science, 5: 77-86.

Fernandes. L.A.D., Tommasi, A. Vauchez, A., Porcher, C.C., Menegat, R., Koester, E. 1993. Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal do Canguçu: caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. Revista Brasileira de Geociências 23:224-233.

Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C. C Tommasi, A., Kramer, G., Ramgrab, G.E., Camazzoto, E. 1995 a: Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I- Uma Contribuição a partir do registro geológico. Revista Brasileira de Geociências, 25(4): 351-374.

Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C. C Tommasi, A., Kramer, G., Ramgrab, G.E., Camazzoto, E, 1995 b: Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II- Uma Contribuição a partir do registro geofísico. Revista Brasileira de Geociências, 25(4): 351-374.

Fernandes, L. A. D., Koester, E. 1999. The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu Strike-Slip Shear-Zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. Journal of African Earth Sciences, v. 29, n. 1, p. 3-24.

Frantz, J. C., and Botelho, N. F. 2000. Neoproterozoic Granitic Magmatism and Evolution of the Eastern Dom Feliciano Belt in the Southernmost Brazil: A Tectonic Model. Gondwana Research, Japão, v. 3, n. 1, p. 7-19.

Frantz, J. C. Botelho, N.C., Pimentel, M.M., Potrel, A., Kpester, E., Teixeira, R.S. 1999. Relações isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd e idades do magmatismo brasileiro da região leste do Cinturão Dom Feliciano no RS: evidências de retrabalhamento de crosta continental Paleoproterozóica. Revista Brasileira de Geociências 29:227-232.

Freeman, S. R., Inger, S. Butler, R. W. H., Cliff, R. A. 1997. Dating Deformation using Rb-Sr in White Mica: Greenschist facies deformation ages from the Entrelor Shear Zone, Italian Alps. Tectonics.v: 16 n: 1 p: 57-76

Graessner, T, Schenk, V. 1999. Low pressure metamorphism of Paleozoic pelites in the Aspromonte, southern Calabria: constraints for the thermal evolution in the Calabrian crustal cross-section during the Hercynian orogeny. *Journal of Metamorphic Geology*: (17): 157-172.

Guidotti, C.V., 1984. Micas in metamorphic rocks. *Micas, Rev.Mineral.* 13:357-467.

Hartmann, L. A. 1998. Deepest Exposed Crust Of Brazil - Geochemistry Of Paleoproterozoic Depleted Santa Maria Chico Granulites. *Gondwana Research, Japão*, v. 1, n. 3/4, p. 331-341.

Hartmann, L. A., Leite, J. A. D., McNaughton, N. J., Santos, J. O. 1999. Deepest exposed crust of Brazil - SHRIMP establishes three events. *Geology, Estados Unidos da América*, v. 27, n. 10, p. 947-950.

Hartmann, L. A., Porcher, C. C., Remus, M. V. D., 2000. Evolução das Rochas Metamórficas do Rio Grande In: HOLZ e DE ROS (editores) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre- RS, Editora: CIGO/UFRGS.p.79-118.

Hartmann, L. A. 2002. The Mesoproterozoic Supercontinent Atlantica in the Brazilian Shield - Review of geological and U-Pb zircon and Sm-Nd isotopic evidence. *Gondwana Research, Osaka*, v. 5, n. 1, p. 157-163.

Hartmann, L. A. ; Santos, J. O. S., Leite, J. A. D., Porcher, C. C. ; McNaughton, Neal J. 2003. Metamorphic evolution and U-Pb zircon SHRIMP geochronology of the Belizário ultramafic amphibolite, Encantadas Complex, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro*, v. 75, n. 3, p. 393-403.

Holland, T.J.B., and Powell, R.1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>-C-H<sub>2</sub>O. *Journal of Metamorphic Geology* 8:89-124.

Holland, T.J.B., and Powell, R.1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16:309-343.

Jager, E., Niggli, E., Wenk, E. 1967. Rb-Sr Altersbestimmungen an glimmern der Zentralapen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz.* NF134:1-67.

Jost, H. e Bitencourt, M. F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldinense*, 6: 3-32

Jost. H. 1982. Condições de metamorfismo regional de uma parte da faixa de dobramentos de Tijucas no Rio Grande do Sul, *Acta Geológica Leopoldinense*, vol VI, n 12, p 3-32.

Kohn, M.J. and Spear, F.S. 2000. Retrograde net transfer reaction insurance for pressure-temperature estimates. *Geology* 28:1127-1130.

Kraemer, G., Fernandes, L. A. D., Koester, E., Soliani Jr, E., Nardi, L. V. S. 1995. Acresção Juvenil Brasileira na porção oeste do Escudo Sul-Rio-grandense: a Suíte Orto-Metamórfica Imbicuí. In: 5º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 1995, Gramado (RS). Boletim de Resumos Expandidos, 1995. p. 50-51.

Lenz, C. 2004. Datação do metamorfismo das rochas do Complexo Metamórfico Porongos. Trabalho de conclusão do curso de geologia. UFRGS.

Lenz, C., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Koester, E. 2005. Idades Rb-Sr da trama metamórfica dos sienogranitos milonitizados de Santana da Boa Vista, RS, Brasil. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2005, Curitiba.

Lenz, C., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Koester, E. Morales, L.F.G. 2006. Isotopic data of Porongos Metamorphic Complex metapelites: metamorphic ages, TDM and Nd-Sr geochemistry. *Submitted to V Saggi, Punta del Este Uruguay.*

Machado, R. Fragoso César, A. R. S. E Faccinil, U. F. 1987. O Domo de Santana (RS): domo gnáissico ou figura de interferência tipo domo ou bacia? Simpósio Sul Brasileiro de Geologia. Atas, Curitiba 1: 167-182.

Marques, J.C., Caravaca, G., 1994. Eventos tectono-metamórficos no Complexo Cerro da Árvore, Suíte Metamórfica Porongos, Encruzinhada do Sul-RS. 38º Congresso Brasileiro de Geologia. Boletim de Resumos Expandidos. Balneário Camboriú, SC. Pg 73-74

Marques, J.C. 1996. Petrologia e metalogênese da Seqüência Ultramáfica da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, Cachoeira do Sul-RS. Porto Alegre. 196 pg. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS.

Marques, J.C., Jost, H., Roisenberg, A., Frantz, J. C. 1998. Rochas metassedimentares, geologia estrutural e metamorfismo da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul-RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 28 (4): 467-472.

Marques, J.C. Frantz, J.C. Roisenberg, A. 2003. A Stratigraphy of the Porongos Metamorphic Suíte: a remaining problem. I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias. Porto Alegre. Livro de Resumos. P77-82

May, G.E. 1990. Pan-African magmatism and regional tectonics of South Brazil. London. p 343. Ph.D. Thesis, Open University.

Oliveira, L.D., Koester, E., Soliani Jr., E. 2001. Geoquímica das rochas graníticas pós-transcorrentes da região de Porto Alegre e Viamão, RS. *Geochimica Brasiliensis, Brasil*, v. 15, n. 1/2, p. 65-92.

Passchier, C.W., Myers, J.S., Kroner, A. 1990. Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau. Edusp. São Paulo.188 p.

Passchier, C.W.;Trouw, R.A.J. 1996. Microtectonics. Springer-Verlag, Berlim.289 p.

Pattison, D. R. M., Chaco, T., Farquhar, J., MacFarlane, C.R.M. 2003. Temperatures of granulite fácies metamorphism : constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde Exchange. Journal of petrology 44:867-900.

Philip, R.P., Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: HOLZ e DE ROS (editores) Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre- RS, Editora: CIGO/UFRGS. Pg133-160.

Philipp, R. P., Machado, R., 2001. Suítes Graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrológicos. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 31, n. 3, p. 257-268

Philipp, R. P., Machado, R., Nardi, L. V. S. , Lafon, J. M. 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 32, n. 2, p. 277-290.

Pitra, P. and De Wall, S.A. 2001. High-temperature, low-pressure metamorphism and development of prograde symplectites, Marbles Hall Fragment, Bushveld Complex (South Africa). Journal of Metamorphic Geology 19:311-325.

Porcher, C. C. e Fernandes, L. A. D. 1990. Relações Emabasamento cobertura na porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. Pesquisas **17** (1-2): 72-84.

Porcher, C.C. 1992. Caracterização das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial na região de Santana da Boa Vista (RS). Dissertação de Mestrado. UFRGS, Porto Alegre. 192 pg

Porcher, C. C. E Fernandes, L. A. D., 1992. Determinação das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial com transporte tectônico paralelo ao alongamento do Cinturão Dom Feliciano (RS) com base na análise de microestruturas, Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, São Paulo,SP 352-353.

Porcher, C. C., Fernandes, L.A.D. 1993. Evidências de uma zona de cisalhamento tangencial com transporte longitudinal na associação de bacia margianl do Cinturão Dom Feliciano no RS-Brasil. Simpósio Internacional do Neoproterozóico-Cambrico de la Cuenca Del Plata. La Paloma-Minas. Uruguay.

Porcher, C. C., Fernandes, L.A.D. 1994, Zoneamento Metamórfico da Suíte Porongos, RS: Uma Discussão, 38 Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, Balneário Camboriú, SC, 275-277

Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D, Monteiro, A.O., 1995, Zoneamento Metamórfico das Granadas e Dados de Geotermobarometria dos Metamorfitos Cerro do Facão-Suíte Metamórfica Porongos (RS) V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos,

Porcher, C. C., Mcnaughton, N.J., Leite, J.A.D., Hartmann, L.A. Fernandes, L. A. D., 1999. Idade SHRIMP em zircão: vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos. Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados.

Powell, R., Holland, T. And Worley, B.1998. Calculating fase diagram involving solid solution via non linear equations with examples using Thermocalc. Journal of Metamorphic Geology 6:173-204.

Remus, M. V. D., Philipp, R.P., Faccini, U.F., Junges, S.L.1990. Contribuição ao estudo geológico-estrutural dos Gnaisses Encantadas e das relações com as supracrustais Porongos na região de Santana da Boa Vista-RS.

Remus, M. V. D., Hartmann, L. A., Ribeiro, M., 1991. Nota Sobre a Geologia dos Metamorfitos de Pressão Intermediária e Granitóides Associados da Região de Pinheiro Machado/RS, Acta Geológica Leopoldinense: **34** (XIV) pg 175-190

Remus, M.V.D., Tedesco, M.A., Philipp, R.P. e Faccini, U.F. 1987. Evolução estrutural da unidade Porongos a sul do Rio Camaquã, RS. Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 3, Anais. Curitiba.V 1, p.223-244.

Ribeiro, M. Bocchi, P.A., Figueiredo Filho, P.M. e Tessari, R.I. 1966. Mapa Geológico da Quadrícula de Piratini, RS. Fundação de Zoobotânica do Rio Grande do Sul.Publicação Especial n° 2, escala 1:50.000.

Ribeiro, M. e Fantinel, L., 1978. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I- Tabulação e Distribuição das Associações Petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. Ihergia. Séries Geológicas, 5: 19-54

Silva, A.O.M., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Koester, E. 2003.Geotermobarometria e idades Sm-Nd dos gnaisses da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita no Escudo Sul-rio-grandense. I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias. Porto Alegre. Livro de Resumos. P.89-94.

Spear, F. S. 1993. Metamorphic phase equilibria and dpressure-temeprature-time pahts: Mineralogical Society of América Monograph.799 p.

Tessari, R.I. e Picada, R.S.1966. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. Boletim da Divisão de Fomento e Produção Mineral, DNPM, Rio de Janeiro, 124:1-147.



Tinkham, D.K., Zuluaga, C.A., Stowell, H.H. 2001. Metapelite fase equilibria modeling in the MnNCKFMASH: the effect of variable Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and MgO/(MgO+FeO) on mineral stability. Geological Material 3 (1):1-42.

Tommasi, A.1991. Evolução Cinemática do Cinturão Dom Feliciano durante o ciclo brasileiro. Porto Alegre.207 p. Dissertação de Mestrado.

UFRGS/ Instituto de Geociências. 1990. Projeto Santana da Boa Vista. Trabalho de Graduação.

Wang, G.F., Banno, S. and Takeuchi, K.,1986. Reactions to define the biotite isograd in the Rieke Metamorphic Belt. Kii Peninsula, Japan. Contribution to mineralogy and petrology. (3:9-17.

Wildner, W. Ramgrab, G. E;Orlani F°,V.eCamazzoto,E. 1990. Distinção da procedência orto e paraderivada das rochas gnáissicas do Cinturão Metavulcano-sedimentar Poongos (Rio Grande do Sul, Brasil), através de critérios litoquímicos. Congresso Uruguaio de Geologia. Anais. Montevideu. 1: 25-29.

Yardley, B.W.D. 1994. Introdução a petrologia metamórfica. Editora da UNB. Brasília.

Yund, R.A. and Tullis, J.1991. Compositional changes of minerals associated with dynamic recrystalization. Contribution of Mineralogy and Petrology. 108:346-355.