

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

**SIGNIFICADO TECTÔNICO DO COMPLEXO VÁRZEA DO
CAPIVARITA, CINTURÃO DOM FELICIANO,
ENCRUZILHADA DO SUL - RS**

FRANCISCO MOLINA BOM

ORIENTADOR – Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Volume I

Porto Alegre – 2014

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

**SIGNIFICADO TECTÔNICO DO COMPLEXO VÁRZEA DO
CAPIVARITA, CINTURÃO DOM FELICIANO,
ENCRUZILHADA DO SUL - RS**

FRANCISCO MOLINA BOM

ORIENTADOR – Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Edinei Koester

Prof. Dr. Enrique Carlos Masquelin Arcelus

Prof. Dr. Leo Afraneo Hartmann

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título de
Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2014

CIP - Catalogação na Publicação

Molina Bom, Francisco
Significado Tectônico do Complexo Várzea do
Capivarita, Cinturão Dom Feliciano, Encruzilhada do
Sul - RS / Francisco Molina Bom. -- 2014.
95 f.

Orientador: Ruy Paulo Philipp.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto
Alegre, BR-RS, 2014.

1. Petrologia Metamórfica. 2. Geocronologia. 3.
Geotectônica. I. Philipp, Ruy Paulo, orient. II.
Título.

DEDICATÓRIA

Ao Antônio Moacir Quevedo (*in memoriam*), o Moacir Sensei. Foste um exemplo de pessoa que passou por este mundo, um verdadeiro samurai, deixando teu legado eterno nos corações e mentes de teus pupilos. Oss Sensei.

- **一、人格完成に努むること**

HITOTSU! JINKAKU KANSEI NI TSUTOMURU KOTO!
Primeiro, Esforçar-se para a formação do caráter!

- **一、誠の道を守ること**

HITOTSU! MAKOTO NO MICHI O MAMORU KOTO!
Primeiro, Fidelidade para com o verdadeiro caminho da razão!

- **一、努力の精神を養うこと**

HITOTSU! DORYOKU NO SEISHIN O YASHINAU KOTO!
Primeiro, Criar o intuito do esforço

- **一、礼儀を重んずること**

HITOTSU! REIGI O OMONZURU KOTO!
Primeiro, Respeito acima de tudo

- **一、血気の勇を戒むること**

HITOTSU! KEKKI NO YU O IMASHIMURU KOTO!
Primeiro, Conter o espírito de agressão

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer, primeiramente, àqueles que foram o início de tudo, a mãe e ao pai: à mãe Terra, que nos pariu gentilmente através de éons e eras de divergência, criando crostas oceânicas, subducções, colisões; magmatismo, metamorfismo, sedimentação; espécies surgindo, evoluindo, se extinguindo, até que, por fim, de tal sorte em uma probabilidade infinitesimal, nasce o ser humano, um brevíssimo sopro de vida nesse incomensurável tempo geológico, com um enorme poder intelectual, social, cultural, erosivo. Obrigado pela oportunidade de conhecermos tuas paisagens tão belas e, nelas, inspirar-nos e criarmos também outras formas de beleza, como a música. Obrigado, também, pela oportunidade de buscarmos compreender-te através da Geologia, que é trabalho, paixão e lazer. E ao pai Sol, mesmo que seja tão distante de seus filhos. Teus fótons fertilizaram a mãe Terra e ajudaram a formar, desde simples moléculas, seres vivos complexos como nós, e nem por isso deixaremos de necessitá-lo, até o dia em que daremos lugar para outras espécies tomarem nosso nicho.

Agora sim, aos meus pais, por terem me educado da melhor maneira possível, o que ajudou a expandir meus horizontes e a ser quem eu sou. Quanto mais vejo como as coisas estão indo na antroposfera, mais me orgulho de ter tido a oportunidade de ser filho de vocês. Obrigado.

Ao meu vô Onéu e à minha vó leda pelo carinho em todos esses anos de convivência; e à minha saudosa vó Teresinha (*in memorian*), que sempre me acompanha na essência do meu ser.

Ao Jaques Sensei, por todo seus ensinamentos, sabedoria e pelo excelente ser humano que é, e ao Juliano Senpai, por estar seguindo no mesmo caminho do mestre, na vida e na arte. Oss.

Aos membros da banca por terem aceitado meu convite: Edinei Koester, Enrique Masquelin e Leo Hartmann.

Ao meu orientador, Ruy Philipp, por me ajudar a trilhar o meu caminho na pesquisa geológica com seu conhecimento, e ao Márcio Pimentel, que me deu a oportunidade de estar neste projeto nessa sua breve (mas muito importante) passagem na UFRGS.

Aqui, faço um reparo importante: agradeço aos motoras da Geo, que tanto nos acompanharam nas saídas de campo desde o 1º ano! Esqueci-me de agradecê-los no TCC pela convivência agradável e divertida e pela grande parceria. Adauto,

Armando, Claudinho, Jarson e Walter, espero não ter esquecido ninguém. E à alguns do Grupo Frota que nos acompanharam da mesma maneira que os nossos da Geologia.

Aos amigos da sala da Pós. Amós, pela parceria desde o começo do curso de Geologia em 2006 até agora na Pós-Graduação, pela parceria nas inúmeras saídas de campo, nosso primeiro trampo como Geólogos, pelas discussões geológicas muito produtivas. Mari, pelas produtivas discussões geológicas da Várzea do Capivarita, Escudo Sul-rio-grandense, e pela força que tu me deste quando parecia que a minha própria subducção era só questão de tempo geológico! Jepeto, pelas nossas divertidas, inteligentes e viajantes conversas sobre geologia e música e etc e tal. Gregory, pela espirituosidade, trocadilhosidade e geologia espirituosa. E também ao Fera e a Thamy, grandes parceiros dessa vida geológica.

Aos Ruyligans, companheiros de pesquisa geotectônica, em especial ao Guga, pela grande parceria e amizade, ajudas fundamentais no meu trabalho e pelas viagens geológicas; Feijão e Pirita pela parceria geológica; e Tchaco Boy, pelos conselhos, amizade, mai geris e mawashi geris. E aos amigos do Magmatismo Sintectônico, que englobam também estes que acabei de citar. A convivência com vocês durante esses últimos anos de Geologia e Pós-Graduação foi muito boa em todos os sentidos.

A mis amigos de Montevideo, Mauri, Lila (¡y Marita por supuesto!) y Vivi, por la amistad y por la calurosa y hospitalera acogida que me brindaron las veces que anduve por la capital de la Banda Oriental. ¡Gracias por las salidas de campo y paseos! ¡Y a (Profe) Mauri agradezco también por las lecciones de historia de la región platina!

Aos meus amigos de Uruguaiana dos tempos das bandas, em especial ao Ernesto pela parceria mais frequente nas minhas visitas ao pago, e ao seu assado de cordeiro que é de luxo!

Aos Progressores Camilo, Marco e Yasser, por todas sonzeiras que já fizemos, e pela empolgação em querer tirar sons novos que às vezes parecem impossíveis, mas quando vê a gente tira e é muito gratificante! Rush, Blach Sabbath e Led Zeppelin, ibeeeeee!

À Pamela, ao Eduardo e ao Renan pela amizade e convivência nesses últimos anos, ajudando a tornar a vida mais leve e a se esquecer dos problemas.

À Ana e ao Marino pela acolhida sempre hospitaleira.

E à minha Stephanie pelo amor, amizade e companheirismo, além das nossas produtivas conversas geológicas, onde também tens muito a compartilhar comigo. Obrigado também pela tua visão de vida, me ajudando a buscar alternativas melhores em coisas onde sou falho. Te amo!

EPÍGRAFE

**"Science, like Nature, must also be tamed
With a view towards its preservation
Given the same state of integrity
It will surely serve us well
Art as expression, not as market campaigns
Will still capture our imaginations?
Given the same state of integrity
It will surely help us along
The most endangered species, the honest man
Will still survive annihilation?
Forming a world, state of integrity
Sensitive, open, and strong
Wave after wave will flow with the tide
And bury the world as it does
Tide after tide will flow and recede
Leaving life to go on as it was..."**

"Natural Science", Rush

**"Do not suffer through the game of chance that plays
Always doors to lock away your dreams
Think it over, time will heal your fear, think it over
Balance the thoughts that release within you."**

"To Be Over", Yes

**"The sands of time were eroded by
The river of constant change."**

"Firth of Fifth"

RESUMO

O Complexo Várzea do Capivarita, localizado no extremo norte do Batólito Pelotas, porção central do Cinturão Dom Feliciano, ocorre como megaxenólitos nos granitos da Suíte Encruzilhada do Sul e como fragmentos menores no Granito Quitéria e nos granitos da Suíte Cordilheira. É composto por gnaisses pelíticos e subordinadamente por gnaisses calci-silicáticos, mármore, gnaisses quartzofeldspáticos e raros quartzitos. Os gnaisses pelíticos do complexo estão injetados por leucogranitos peraluminosos de geometria tabular de dimensões variadas. As unidades do CVC encontram-se intercaladas tectonicamente com os ortognaisses do Complexo Arroio dos Ratos. O bandamento dos gnaisses do CVC possui uma direção média de N30°W e 45° de mergulho para SW. A lineação mineral tem disposição subhorizontal, cujo *rake* entre 15° a 30° (oblíquo) sugere a atuação de processos deformacionais associados a um regime transpressivo. Neste trabalho, definiram-se as condições metamórficas e as idades U-Pb SHRIMP dos eventos metamórfico e de cristalização de um granito anatótico gerado pela migmatização dos gnaisses pelíticos do complexo. As paragêneses identificadas, como granada-silimanita-cordierita e hercinita-granada-silimanita-cordierita-quartzo, permitiram estimar temperaturas da ordem de 850 a 1000°C e pressões entre 6 e 10 kbar, caracterizando esse metamorfismo como da série de ultra-alta temperatura (UAT) e de pressão intermediária. A formação de hercinita através da reação granada+silimanita+cordierita aponta para um soergimento associado a descompressão isothermal e caracteriza parte de uma trajetória horária, comum em cinturões colisionais. A idade metamórfica obtida em uma amostra de granada-silimanita-biotita gnaiss é de 620 ± 4 Ma, enquanto que a idade de cristalização do leucogranito é de 612 ± 5 Ma. A concordância estrutural entre a foliação metamórfica S_2 do paragneiss e a foliação magmática (S_0) do leucogranito indica que ambas foram formadas no mesmo evento, implicando que a migmatização dos gnaisses pelíticos do complexo gerou os leucogranitos peraluminosos durante o ápice do metamorfismo orogênico colisional.

ABSTRACT

The Várzea do Capivarita Complex, located in the northern limit of the Pelotas Batholith, central portion of the Dom Feliciano Belt, occurs as megaxenoliths in the granites of the Encruzilhada do Sul Suite and as smaller slivers in the Quitéria Granite and in the granites of the Cordilheira Suite. It comprises pelitic gneisses and subordinate calc-silicate gneisses, marbles, quartz-feldspathic gneisses and rare quartzites. The pelitic gneisses of the complex are injected by peraluminous leucogranites of tabular geometry and variable dimension. The CVC units are tectonically interleaved with the gneisses of the Arroio dos Ratos Complex. The gneissic banding has a mean strike of N30°W and dip of 45° SW. Mineral lineation has subhorizontal disposal, whose rake of 15° to 30° (oblique) suggests the operation of deformational processes associated to a transpressive regime. In this work, the metamorphic conditions and the U-Pb SHRIMP ages of the metamorphic event and of the crystallization of an anatectic granite generated by migmatization of the pelitic gneisses of the complex were defined. The identified paragenesis, like garnet-sillimanite-cordierite and hercynite-garnet-sillimanite-cordierite-quartz, allowed the estimation of temperatures in the order of 850 a 1000°C and pressures between 6 and 10 kbar, characterizing this metamorphism as ultra-high temperature (UHT) and intermediate pressure series. The formation of hercynite through the reaction garnet+sillimanite+cordierite points to an uplift associated to isothermal decompression and characterizes part of a clockwise trajectory, common in collisional belts. The metamorphic age obtained in a sample of garnet-sillimanite-biotite gneiss is 620 ± 4 Ma, while the crystallization age of the leucogranite is of 612 ± 5 Ma. The structural concordance between the paragneiss S_2 metamorphic foliation and the leucogranite magmatic foliation (S_0) indicates that both were formed in the same event, implying that the migmatization of the pelitic gneisses of the complex generated the peraluminous leucogranites during the apex of the collisional orogenic metamorphism.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – A) Localização da área estudada na América do Sul. B) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai. Principais zonas de cisalhamento: 1 - Itajaí-Perimbó, 2 - Major Gercino, 3 - Santana da Boa Vista, 4 - Dorsal de Canguçu, 5 - Passo do Marinheiro, 6 - Ibaré, 7 - Sarandi del Yí, 8 - Sierra Ballena, 9 - Cerro Amaro, 10 - Arroio Grande. Fonte: modificado de Hartmann *et al.* (2007) e Oyhantçabal *et al.* (2009).31
- Figura 2 – Mapa geológico do Batólito Pelotas. Granitos da Suíte Cordilheira: 1 - Granito Butiá, 2 - Granito Arroio Francisquinho, 3 - Granito Cordilheira, 4 - Granito Figueiras e 5 - Granito Três Figueiras. O molde indica a área da figura 3. Fonte: modificado de Philipp *et al.* (2013).32
- Figura 3 – Mapa geológico do Complexo Várzea do Capivarita. Fonte: modificado de UFRGS (2008, 2009, 2010, 2011).35
- Figura 4 – Estruturas macroscópicas dos gnaisses pelíticos do CVC. A) Dobras parasíticas em flanco de dobra antiforme F_3 ; B) Bandamento gnáissico composto mostrando o bandamento de segregação metamórfica, representado por bandas finas e contínuas, e bandas leucocráticas mais espessas marcadas por injeções graníticas relacionadas à fusão parcial; C) Detalhe do bandamento metamórfico ressaltando porfiroblastos rosados de granada almandina e cristais aciculares e brancos de silimanita; D) Detalhe das injeções leucograníticas ressaltando a estrutura maciça e os cristais peritéticos de granada almandina.37
- Figura 5 – A) Seção geológica esquemática mostrando a intercalação de corpos leucograníticos correlatos ao Granito Butiá cortando os gnaisses do Complexo Arroio dos Ratos na região ao sul do Cerro Partido; B) Seção geológica esquemática mostrando a intercalação de corpos leucograníticos com os gnaisses pelíticos do CVC na região ao sul do Cerro Partido; C) Detalhe em planta de afloramento de lajeado no arroio Iruí, destacando o dobramento de injeções de leucogranitos afetados pelo desenvolvimento da foliação S_238
- Figura 6 – Principais feições macroscópicas dos mármore e gnaisses calci-silicáticos. A) Acamamento sedimentar S_0 definido por variação composicional em mármore; B) Detalhe do acamadamento ressaltando uma camada de olivina mármore destacando a presença de olivina verde serpentinizada; C) Gnaiss calci-silicático bandado intercalado com bandas de ortognaiss do CAR com mergulho oblíquo; D-E) Gnaiss calci-silicático com bandamento irregular e contínuo definido por diferenças composicionais; F) Detalhe do bandamento do gnaiss calci-silicático destacando níveis irregulares ricos em plagioclásio e diopsídio.40

Figura 7 – Feições microscópicas dos gnaisses pelíticos do Complexo Várzea do Capivarita. A) Bandamento de segregação metamórfica intercalando níveis ricos em biotita e silimanita com porfiroblastos de granada almandina e níveis com quartzo-feldspato-cordierita (luz plano-polarizada); B) mesma fotomicrografia com polarizadores cruzados; C) Detalhe da textura granoblástica poligonal dos níveis quartzo-feldspáticos (polarizadores cruzados); D) Detalhe do bandamento ressaltando a intercalação de bandas contínuas de silimanita (Sil) e cordierita (Crd) (polarizadores cruzados), E) Detalhe dos cristais de hercinita (Hc) associados as bandas ricas em cordierita (Crd) e silimanita (Sil) (luz plano-polarizada), F) mesma fotomicrografia com polarizadores cruzados.42

Figura 8 – Feições microscópicas dos mármore e gnaisses calci-silicáticos do Complexo Várzea do Capivarita. A) Mármore dolomítico silicoso com diopsídio e tremolita (luz plano-polarizada); B) Mesma fotomicrografia com polarizadores cruzados; C) Bandamento de segregação metamórfica em gnaisses calci-silicático destacando níveis máficos contínuos ricos em diopsídio e titanita (luz plano-polarizada); D) Mesma fotomicrografia com polarizadores cruzados.44

Figura 9 – Feições microscópicas dos leucogranitos. A) Foliação magmática definida pela orientação de K-feldspato e plagioclásio e quartzo alongado, destacando a presença de granada almandina (luz plano-polarizada); B) Mesma fotomicrografia com polarizadores cruzados; C) Detalhe da orientação da biotita (luz plano-polarizada); D) Mesma fotomicrografia com polarizadores cruzados.47

Figura 10 – Redes equiárias de Schmidt (hemisfério inferior) de contagem de pólos da foliação principal e da lineação mineral das unidades do CVC e de leucogranitos associados.49

Figura 11 – Fotomicrografias de gnaisses pelítico mostrando uma dobra isoclinal F_2 afetando o bandamento gnáissico S_1 , caracterizado pela intercalação de níveis ricos em biotita, silimanita e hercinita e níveis quartzo-feldspáticos, luz plano polarizada (A) e com polarizadores cruzados (B)...49

Figura 12 – Mapa de superfície de forma com indicação das principais estruturas e dos estereogramas de contagem de pólos da foliação metamórfica e da lineação mineral encontradas nos gnaisses e nos leucogranitos do setor norte. CVC= Complexo Várzea do Capivarita, GB = Granito Butiá.51

Figura 13 – Mapa de superfície de forma com indicação das principais estruturas e dos estereogramas de contagem de pólos da foliação metamórfica e da lineação mineral encontradas nos gnaisses do CVC no setor nordeste.52

Figura 14 – Mapa de superfície de forma com indicação das principais estruturas e dos estereogramas de contagem de pólos da foliação metamórfica e da lineação mineral encontradas nos gnaisses do CVC no setor sul.53

Figura 15 – Diagrama P-T para rochas pelíticas apresentando os campo das paragêneses e as condições de equilíbrio das reações envolvendo granada, cordierita, sillimanita e hercinita, bem como as trajetórias IBC e ITD (isothermal decompression). (Fonte: Spear, 1993).....55

Figure 1 - A) Location of the studied area in South America. B) Main geotectonic units of southern Brazil and Uruguay. Main shear zones: 1 - Itajaí-Perimbó, 2 - Major Gercino, 3 - Santana da Boa Vista, 4 - Dorsal de Canguçu, 5 - Passo do Marinheiro, 6 - Ibaré, 7 - Sarandi del Yí, 8 - Sierra Ballena, 9 - Cerro Amaro, 10 - Arroio Grande. Modified from Hartmann *et al.* (2007) e Oyhantçabal *et al.* (2009).74

Figure 2 – Geological map of the Pelotas Batholith. Cordilheira Suite granites: 1 - Butiá Granite, 2 - Arroio Francisquinho Granite, 3 - Cordilheira Granite, 4 - Figueiras Granite and 5 - Três Figueiras Granite. The mold indicates the area of 3. Modified from Philipp *et al.* (2013).76

Figure 3 - Geological map of the Várzea do Capivarita Complex with location of the samples. Coordinates are: PVC-1068: (22 J) 358627 m E, -6642325 m N; PVC-5137: (22 J) 372015 m E, -6645517 m N. Modified from UFRGS (2008, 2009, 2010, 2011).77

Figure 4 – Macroscopical structures of the VCC pelitic gneisses. A) Parasitic folds in the limb of a F_3 antiform fold; B) Gneissic composite banding, with metamorphic segregation banding represented by thin continuous bands, and thicker leucocratic bands marked by granitic injections related to partial melting; C) Detail of the metamorphic banding emphasizing almandine garnet pink porphyroblasts and white acicular sillimanite crystals; D) Detail of the leucogranitic injections emphasizing the massive structure and almandine garnet peritectic crystals.78

Figure 5 – Microscopical features of the VCC pelitic gneisses. A) Metamorphic segregation banding with intercalation of biotite and sillimanite-rich levels with almandine garnet porphyroblasts and levels with quartz-feldspar-cordierite (plane polarized light); B) Same photomicrography with crossed polarizers; C) Detail of the polygonal granoblastic texture of the quartz-feldspatic levels (crossed polarizers); D) Detail of the banding emphasizing the intercalation of continuous sillimanite (Sil) and cordierite (Crd) bands (crossed polarizers), E) Detail of the hercynite crystals (Hc) associated with cordierite (Crd) and sillimanite (Sil) rich bands (plane polarized light), F) Same photomicrography with crossed polarizers.79

Figure 6 - Concordia diagram for the sample PVC-5137 (garnet-sillimanite-biotite gneiss).82

Figure 7 - Relative probability distribution histogram for the sample PVC-5137 (garnet-sillimanite-biotite gneiss).....82

Figure 8 - Cathodoluminescence (CL) images of zircons from the sample PVC-5137 (garnet-sillimanite-biotite gneiss). The circles represent the analysed areas. Ages in red indicate probable provenance ages.83

Figure 9 - $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ x $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age graphic for the sample PVC-5137 (garnet-sillimanite-biotite gneiss). The red dot indicates the oldest individual age and the upper dot indicates the sample with higher $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ ratio; both represent probable provenance ages.84

Figure 10 - Concordia diagram for the sample PVC-1068 (peraluminous leucogranite).85

Figure 11 - Cathodoluminescence (CL) images of zircons from the sample PVC-1068 (peraluminous leucogranite). The circles represent the analysed areas.86

Figure 12 - $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ x $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age graphic for the sample PVC-1068 (peraluminous leucogranite). The red dots indicate discarded ages.86

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Análises modais com os principais minerais encontrados nos gnaisses pelíticos do Complexo Várzea do Capivarita. Abreviações: Alm - almandina, Ap - apatita, Bt - biotita, Chl - clorita, Crd - cordierita, Hc - hercinita, Mc - microclínio, Ms - muscovita, Op - opacos, Pl - plagioclásio, Qtz - quartzo, Sil - silimanita, Zr - zircão.....	43
Tabela 2 – Análises modais com os principais minerais encontrados nos mármore e gnaisses calcisilicáticos do Complexo Várzea do Capivarita. Abreviações: Ap - apatita, Carb - carbonatos, Chl - clorita, Di - diopsídio, Grs - grossulária, Kfs - K-feldspato, Ol - olivina, Op - opacos, Pl - plagioclásio, Qtz - quartzo, Tit - titanita, Trem - tremolita, Zr - zircão.....	45
Table 1 - Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample PVC-5137 (garnet-sillimanite-biotite gneiss).....	84
Table 2 - Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample PVC-1068.....	87

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	4
EPÍGRAFE	7
RESUMO.....	8
ABSTRACT	9
Capítulo I - INTRODUÇÃO.....	17
1. Estrutura da dissertação.....	17
2. Objetivos.....	19
3. Trabalhos anteriores sobre o Complexo Várzea do Capivarita	19
4. Metodologia.....	22
4.1 Revisão bibliográfica.....	22
4.2 Trabalho de campo	22
4.3 Tratamento dos dados estruturais.....	22
4.4 Análises petrográficas.....	23
4.5 Geocronologia U-Pb SHRIMP em zircão	23
Referências	25
Capítulo II - ARTIGO SUBMETIDO.....	27
ORIGEM E EVOLUÇÃO DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA, ENCRUZILHADA DO SUL, RS	28
(ORIGIN AND EVOLUTION OF THE VÁRZEA DO CAPIVARITA COMPLEX, ENCRUZILHADA DO SUL, RS)	28
RESUMO.....	28
ABSTRACT	29
1. INTRODUÇÃO	30
2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO E TRABALHOS ANTERIORES	33
3. GEOLOGIA DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA.....	35
4. PETROGRAFIA.....	40
4.1 Paragneisses	40
4.2 Leucogranitos peraluminosos	46
5. GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	47
5.1 Estruturas do CVC	48

6.	CONDIÇÕES METAMÓRFICAS	54
6.1	Migmatização e Formação de Leucogranitos	56
7.	DISCUSSÃO	58
8.	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	61
	REFERÊNCIAS.....	62
	Capítulo III - CONSIDERAÇÕES FINAIS	69
	ANEXOS	70
	ANEXO A - ARTIGO NÃO-SUBMETIDO	70
	U-Pb SHRIMP AGE OF COLLISIONAL METAMORPHISM IN THE VÁRZEA DO CAPIVARITA COMPLEX, DOM FELICIANO BELT, SOUTHERNMOST BRAZIL.....	71
	ABSTRACT	71
	INTRODUCTION.....	72
	GEOLOGICAL SETTING	73
	The Várzea do Capivarita Complex.....	75
	METHODS	80
	RESULTS.....	81
	DISCUSSION.....	87
	Inherited zircon X metamorphic imprint.....	87
	Geotectonic evolution.....	88
	CONCLUSIONS	89
	REFERENCES.....	90
	ANEXO B - CARTA DE RECEBIMENTO DO ARTIGO PELA REVISTA PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS	94

Capítulo I

INTRODUÇÃO

A migmatização e formação de leucogranitos é um importante processo de diferenciação crustal, deixando a base da crosta com uma composição granulítica residual e as porções média e superior compostas por múltiplas intrusões graníticas ricas em xenólitos de rochas encaixantes, muitas vezes com fragmentos da própria crosta inferior trazidos durante o processo. Análises petrográficas e estruturais detalhadas permitem estabelecer as condições metamórficas e o ambiente geotectônico onde tais eventos ocorreram, e essas informações nos permitem inferir que regiões com profunda diferenciação crustal são muito desenvolvidas em orógenos colisionais, os quais ficam ativos por *ca.* 50 Ma ou mais, permitindo, dessa forma, que tal transformação da crosta terrestre ocorra em larga escala.

Esta dissertação apresenta novos dados petrológicos estruturais sobre a migmatização e geração de leucogranitos peraluminosos a partir do embasamento metamórfico do Cinturão Dom Feliciano. Estes processos metamórficos estão associados a um processo de colisão continental ocorrido durante o final do ciclo Brasileiro, representando um evento muito importante na história geológica do Escudo Sul-rio-grandense, com intenso retrabalhamento crustal de crosta paleoproterozóica. Neste trabalho apresentam-se novos dados petrológicos e estruturais do Complexo Várzea do Capivarita na forma de um artigo submetido a revista Pesquisa em Geociências. Também são apresentados dados geocronológicos inéditos, parcialmente organizados na forma de um artigo em fase de submissão, anexado ao final da dissertação, permitindo uma maior integração e compreensão do problema em questão. Ainda são apresentados como anexos principais resumos expandidos publicados sobre o tema durante o período de desenvolvimento da dissertação.

1. Estrutura da dissertação

A presente dissertação de mestrado está estruturada em três capítulos, correspondentes à Introdução, Corpo Principal da Dissertação (Artigo Submetido) e Considerações Finais, além dos itens referentes a Referências Bibliográficas e Anexos. O Capítulo I consiste inicialmente de uma apresentação dos objetivos da

pesquisa realizada durante o Mestrado. Segue-se com uma revisão bibliográfica completa sobre os trabalhos anteriores realizados sobre o Complexo Várzea do Capivarita, em especial dos gnaisses pelíticos, à fim de comparar os resultados obtidos pelo autor e grupo de pesquisa com aqueles obtidos por outros autores e expor nossa maneira de abordar a estratigrafia, ambiente geotectônico e evolução geológica das rochas em questão.

A metodologia utilizada envolveu uma ampla revisão bibliográfica, coleta de dados em campo, seleção e preparação das amostras, tratamento dos dados estruturais com a confecção de estereogramas e mapas e análises geocronológicas. Ao final deste capítulo, as referências bibliográficas correspondentes ao mesmo.

O Capítulo II corresponde ao Corpo Principal da Dissertação, ou seja, o artigo científico produzido pelo autor e colaboradores e submetido para publicação. O artigo aborda temas como as condições do metamorfismo de alto grau sofrido pelo Complexo Várzea do Capivarita, os processos de migmatização e a subsequente geração de leucogranitos, numa abordagem petrológica derivada de uma sólida análise petrográfica de lâminas delgadas representativas dos gnaisses pelíticos, calci-silicáticos e mármore do complexo, apoiados por uma bibliografia especializada. Adicionalmente, a análise de estereogramas e geração de mapas de superfície de forma da foliação metamórfica contribuiu para uma maior compreensão dos eventos deformacionais que permitiram a segregação de fundidos graníticos e posterior união em corpos tabulares centimétricos a métricos intrusivos no complexo e, possivelmente, de um *stock* de silimanita-granito denominado Granito Butiá (Niessing, 2008; Niessing *et al.*, 2008) no setor norte do complexo, onde litologias de mais baixo grau encontram-se associadas.

O Capítulo III faz uma síntese do pensamento e das conclusões obtidas com os estudos dos gnaisses pelíticos do Complexo Várzea do Capivarita e dos leucogranitos peraluminosos associados desenvolvidos para esta dissertação. Por fim, os anexos, onde encontra-se uma importante contribuição para a dissertação, referente a um artigo internacional em fase final de submissão, porém, contendo os principais dados geocronológicos obtidos durante os estudos e essenciais para a interpretação e melhor compreensão do Complexo Várzea do Capivarita.

2. Objetivos

O objetivo principal dos estudos apresentados nesta dissertação de mestrado é a determinação das condições metamórficas e a geração de magmatismo peraluminoso a partir da fusão parcial de migmatitos do Complexo Várzea do Capivarita (CVC), situado no município de Encruzilhada do Sul. Adicionalmente, a finalização dos estudos geocronológicos possibilitou estabelecer a idade do evento metamórfico e de fusão parcial, além de dar indícios sobre a idade de deposição dos metassedimentos. Outro objetivo importante tratado nesta dissertação diz respeito à caracterização estrutural do complexo, que permitiu identificar um sistema de deformação transpressiva. Apenas com a integração de todos esses dados foi possível lograr um entendimento mais robusto da evolução tectono-metamórfica do CVC.

3. Trabalhos anteriores sobre o Complexo Várzea do Capivarita

A ocorrência de rochas gnáissicas na região de Encruzilhada do Sul foi reconhecida nos trabalhos pioneiros de mapeamento desenvolvidos por Leinz (1945), Tessari & Picada (1966) e Picada (1971). Somente na década de oitenta foi proposto informalmente o nome de Gnaisses Chanã para as unidades gnáissicas que ocorriam no arroio homônimo situado ao oeste da cidade de Encruzilhada (Jost, 1984).

Os Gnaisses Chanã foram redefinido por Frantz *et al.* (1984) como Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita (CMVC), que correspondia a uma associação de rochas metamórficas orto- e paraderivadas com coerência metamórfica e estrutural. O CMVC incluía paragnaisses aluminosos, calci-silicáticos e quartzo-feldspáticos, ortognaisses granodioríticos a tonalíticos e o Metanortosito Capivarita. Os autores definiram cinco fases de deformação e reconheceram as condições metamórficas de alto grau.

Fernandes *et al.* (1988) redefiniram o CMVC como Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (SMVC), mantendo os paragnaisses na mesma e redefinindo os ortognaisses em uma nova unidade denominada Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (CGAR), além de individualizar o Metanortosito Capivarita. A SMVC teria o predomínio de gnaisses pelíticos, com presença subordinada de gnaisses calci-silicáticos contendo lentes de mármore e anfibolitos, enquanto o CGAR consistiria

de ortognaisses cálcico-alcálicos. Nesse trabalho os autores definiram uma relação intrusiva entre as rochas ortometamórficas do CGAR e parametamórficas da SMVC prévia ao evento metamórfico-deformacional principal: os paragnaisses seriam xenólitos e *roof pendants* dentro dos ortognaisses. Foram determinadas duas fases de deformação principais: D₁, de orientação E-W, e D₂, de direção NE-SW. Fernandes *et al.* (1990) consideraram que os gnaisses aluminosos são uma sequência pelítica metamorfisada na fácies anfibolito superior (650°C) e pressão baixa a intermediária (4 a 8 kbar), com indícios de fusão parcial.

O trabalho de Fragozo Cesar (1991) aportou novos dados, relativos à origem dos paragnaisses. Para o autor, estes seriam originalmente uma sequência marinha de margem continental passiva compostos por pelitos ricos em K, calcários e margas associadas e depósitos siliciclásticos, incluindo níveis de minerais pesados do tipo litorâneo. O autor interpreta ainda que o ambiente sofreu subducção por uma litosfera oceânica e evoluiu para um arco magmático, tendo os paragnaisses chegado à conformação atual por meio de *nappes*.

Lima *et al.* (1998) foram os primeiros pesquisadores a definir o metamorfismo dos paragnaisses como sendo de fácies granulito. Esses autores consideraram que essas rochas eram megaxenólitos inclusos nos ortognaisses, aflorando associadas a metapelitos da fácies anfibolito superior em áreas restritas. A mineralogia identificada como diagnóstica para a fácies granulito foi plagioclásio + biotita + hiperstênio + K-feldspato + quartzo, dispostos em um arranjo textural granular fino a médio que seria típico de rochas da fácies granulito. Porcher & Fernandes (2000) interpretaram essas rochas granulíticas como metassedimentos devido a sua íntima associação com gnaisses pelíticos.

Os primeiros dados geotermobarométricos foram publicados por Silva *et al.* (2002). Esse trabalho envolveu estudos de geologia estrutural, microtectônica e química mineral, finalizando com geotermobarometria pelo programa THERMOCALC. Os autores definiram dois eventos metamórficos. Um evento principal denominado M₁, de natureza progressiva, sob condições de 740-790°C e 4 kbar, atingindo a fácies granulito (espinélio + silimanita nos metapelitos, escapolita rica em meionita nos gnaisses calci-silicáticos e ortopiroxênio nos gnaisses máficos). O segundo evento M₂ é retrogressivo, com trama desenvolvida apenas em mármore impuros, desenvolvendo minerais hidratados nas outras litologias. Os autores ainda sugeriram que os gnaisses pelíticos possuíam leucossomas com granada gerados por fusão parcial incongruente.

Posteriormente, Gross *et al.* (2006) apresentou novos dados geotermobarométricos, com resultados similares ao trabalho anterior, com M_1 sob condições de 750-800°C e 3-4 kbar, além de dados inéditos de geocronologia Sm-Nd. As idades-modelo Nd foram agrupadas em dois grupos: (I) idades > 2 Ga e (II) idades de 1,9 - 1,6 Ga, indicativas de pelo menos duas áreas-fonte distintas para os paragneisses, sugeridas como sendo o Complexo Encantadas (2,3 - 2,0 Ga) e sedimentos mais recentes (ca. 800 - 700 Ma), possivelmente de um ambiente de arco magmático prévio à colisão continental neoproterozóica. As isócronas Sm-Nd geraram um intervalo de idades de ca. 626 - 606 Ma, interpretado-o como o período de tempo mais provável para o evento metamórfico-deformacional M_1 - D_1 ter se desenvolvido, correspondente ao evento colisional ocorrido durante do Ciclo Brasileiro.

Martil (2007) observou que a forte intercalação estrutural entre os para- e ortogneisses impossibilitou a definição da estratigrafia relativa apenas por métodos de campo, desse modo invalidando a relação intrusão/encaixante proposta anteriormente Fernandes *et al.* (1988). Martil *et al.* (2012) realizaram datações U-Pb LA-ICP-MS nos ortogneisses, obtendo idades de ca. 780 Ma para a cristalização do protólito ígneo e de ca. 648 Ma atribuídas ao metamorfismo orogênico colisional que afetou o CMVC, cujo resultado foi similar ao obtido por Gross *et al.* (2006).

Martil (2010) e Martil *et al.* (2011) redefiniram as unidades metamórficas, incluindo os gnaisses tonalíticos e graníticos associados aos paragneisses da SMVC e a renomeou para seu nome original, ou seja, CMVC, restringindo o CGAR para as áreas próximas ao distrito de Quitéria, no município de São Jerônimo.

Novos estudos de geotermobarometria por pseudoseção no programa PERPLE_X nos gnaisses pelíticos do CVC apresentados por Philipp *et al.* (2013) apontaram que as condições de pico do evento M_1 foram entre 740-810 °C, com pressões litostáticas entre 8 e 10 kbar. Os autores ainda investigaram através da geoquímica as fontes do magmatismo peraluminoso da Suíte Cordilheira, indicando associado aos estudos geotermobarométricos que os granitóides desta suite foram originados a partir da fusão parcial dos gnaisses pelíticos durante a fase final do pico do metamorfismo colisional.

Neste trabalho as rochas parametamórficas são agrupadas no Complexo Várzea do Capivarita (CVC) enquanto os ortogneisses pertencem ao Complexo Arroio dos Ratos (CAR) independente de sua localização geográfica, com ambos os complexos contendo leucogranitos peraluminosos.

4. Metodologia

A metodologia utilizada neste trabalho envolveu a compilação de dados estruturais do complexo existentes na bibliografia e também coletados em campo, coleta e preparação de amostras para petrografia e geocronologia, consistindo nas seguintes etapas:

4.1 Revisão bibliográfica

Esta etapa consistiu na pesquisa de bibliografia internacional especializada sobre o tema da dissertação e de dados disponíveis sobre a geologia local, além da compilação de dados estruturais gerados durante as disciplinas de Mapeamento Geológico I e II do Curso de Graduação em Geologia da Universidade.

4.2 Trabalho de campo

Foram realizados trabalhos de campo com objetivo principal de coletar amostras para análises geocronológicas, o que requereu inicialmente um reconhecimento geológico das áreas previamente selecionadas por meio de mapas e imagens de satélite. Foram selecionadas duas amostras para datação, uma de um gnaiss pelítico e outra de um leucogranito peraluminoso intrusivo no complexo. Também foram coletadas amostras de interesse para estudos petrográficos e microestruturais, além de novos dados estruturais.

As coordenadas UTM das amostras datadas são:

- PVC-1068: (22 J) 358627 m E, - 6642325 m N;
- PVC-5137: (22 J) 372015 m E, - 6645517 m N.

4.3 Tratamento dos dados estruturais

Os dados estruturais coletados *in situ* e compilados da literatura foram reunidos para confecção de um banco de dados que foi utilizado para a confecção de estereogramas representativos das principais estruturas dúcteis e rúpteis. As estruturas analisadas incluíram o bandamento gnáissico, clivagem de crenulação, clivagens de fratura, lineações mineral e de estiramento, eixos de fases de dobramentos dos gnaisses e foliação magmática e lineação de estiramento para os

leucogranitos peraluminosos. Estes dados foram tratados estatisticamente com o *software* Stereo32, com a geração de diagramas equiáreas de Schmidt e de diagramas de contagem de pólos de Kalsbeek.

Visando uma melhor avaliação espacial dos dados, um mapa integrado do complexo e litologias associadas foi gerado com base nos mapas confeccionados nas disciplinas Mapeamento Geológico Básico I e II do Curso de Graduação em Geologia da UFRGS dos anos de 2008 (Projetos Passo das Canas/Capané), 2009 (Projeto Passo das Canas II), 2010 (Projeto Encruzilhada do Sul/Passo das Canas) e 2011 (Projeto Várzea do Capivarita). Para uma comparação mais efetiva foram gerados mapas de estruturas setoriais das áreas Norte, Sul e Nordeste. Neste mapas foram representadas as principais estruturas planares e lineares para a geração de mapas de contorno de forma da foliação, essenciais para a visualização espacial das estruturas do complexo.

4.4 Análises petrográficas

As lâminas delgadas das amostras coletadas em campo foram confeccionadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFRGS. Foram descritas 20 lâminas delgadas de gnaisses pelíticos, 11 de gnaisses calcisilicáticos e mármores e 4 dos leucogranitos peraluminosos do Complexo Várzea do Capivarita, com o objetivo principal de verificar as condições de pico metamórfico e de deformação que atingiram as rochas do complexo. Foram descritas as principais paragêneses da foliação principal (M1), além das paragênese retrometamórficas associadas ao metamorfismo termal provocado pelos granitos da Suíte Encruzilhada do Sul.

4.5 Geocronologia U-Pb SHRIMP em zircão

Para proceder com as análises U-Pb SHRIMP em zircão, foram necessários tomar os seguintes procedimentos:

a) Preparação de concentrados de zircão. Esta etapa foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFRGS. Inicialmente, fragmentaram-se as amostras em prensa hidráulica e no britador de mandíbulas. O produto dessa etapa passou por peneiramento e seleção de

partículas menores de 2,83 mm, que foram então diminuídas em moinho de disco orbital. Logo, fez-se um novo peneiramento para seleção de partículas menores que 300 μm e bateamento destas para concentração de minerais pesados. Secaram-se as amostras e os minerais magnéticos foram separados no Separador Magnético Frantz Isodynamic. Quando necessário, procedeu-se nova separação de minerais pesados em Placa de Petry e nova separação magnética.

Os concentrados de minerais pesados finais foram analisados em lupa binocular para separação dos zircões de modo aleatório, sem distinção de suas características físicas. Finalmente, os zircões selecionados foram montados em pastilhas de resina epoxy juntamente com os zircões de referência FC1 e SL13. Primeiramente eles foram fixados a fitas dupla-face aderidas a uma placa de vidro, processo este que seguiu uma ordenação pré-estabelecida para confecção de um mapa da pastilha, servindo assim como uma base para as análises, seguindo-se com a deposição da resina. Após a confecção das pastilhas, procedeu-se com a abrasão das mesmas para exposição dos núcleos dos cristais de zircão, posteriormente polindo-se com solução de diamante de diâmetros 3 μm , 1 μm e $\frac{1}{4}$ μm e metalizando-se com ouro para análises em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).

b) Imageamento dos zircões em Microscópio Eletrônico de Varredura. Esta etapa é fundamental para a interpretação de dados obtidos por datações U-Pb, pois permite a visualização das estruturas internas e externas dos cristais, variação composicional, zonação concêntrica e metamictização, possibilitando, dessa forma, inferir em qual etapa da evolução geológica da rocha cristalizou uma dada área datada de um cristal. As análises no MEV foram procedidas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CEPEGEO) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP). Para visualização das estruturas internas dos zircões, procedeu-se com imageamentos de catodoluminescência capturados por um detector acoplado ao MEV.

Após essas duas etapas prévias, realizaram-se as análises U-Pb SHRIMP em zircão no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução do Centro de Pesquisas Geocronológicas, IGc - USP. As análises consistiram de seis leituras de cada massa iônica por cada ponto, sendo determinadas razões entre massas de isótopos para os

íons $^{204}\text{Pb}^+$, $^{206}\text{Pb}^+$, $^{207}\text{Pb}^+$, $^{208}\text{Pb}^+$, $^{238}\text{U}^+$, $^{232}\text{Th}^{16}\text{O}^+$ e $^{238}\text{U}^{16}\text{O}^+$. Os dados foram reduzidos de maneira similar a Williams (1998) no programa SQUID Excel Macro (Ludwig, 2001a). As razões Pb/U foram normalizadas em relação a razão $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ do zircão de referência FC1, cujo valor é 0,1859 e idade 1099 Ma (Paces & Miller, 1993), e as concentrações de U e Th foram determinadas em relação ao padrão SL13. As incertezas das análises individuais são de 1σ e das idades calculadas são do nível de confiança de 95%. Para os cálculos de plotagem da concórdia e regressão, utilizou-se o programa Isoplot/Ex (Ludwig, 2001b).

Referências

- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1990. Esboço Estrutural de Parte do Batólito Pelotas - Região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geologica Leopoldensia*, 30: 117-138.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C.C., Vieira Jr, N., Marques-Toigo, M, Guerra-Sommer & Piccoli, A.E. 1988. *Mapa geológico de parte das folhas de Quitéria (SH 22-Y-B-I-4) e Várzea do Capivarita (SH 22-Y-B-I-3),RS*. Porto Alegre, 1988. 1 mapa preto e branco. Escala 1:50.000.
- Frantz, J.C., Lima, E.F., Machado, R.P. & Naumann, M. 1984. Contribuição à geologia de Encruzilhada do Sul - RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.5, p. 2407-2416.
- Fragoso-Cesar, A.R.S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As Orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo, 367p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Gross, A.O.M.S., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D. & Koester, E. 2006. Neoproterozoic low-pressure/high-temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita Metamorphic Suite, SE Brazil: Thermobarometric and Sm/Nd evidence. *Precambrian Research*, 147: 41–64.
- Jost, H. 1984. Sedimentação e vulcanismo durante o Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul: uma revisão. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.5, p. 3241-3257.
- Leinz, V. 1945. Geologia da área mineralizada de estanho e tungstênio no Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim do DNPM/DFPM*, 70: 15-45.
- Lima, E.F., Porcher, C.A. & Wildner, W. 1998. Granulitos da Região da Várzea do Capivarita, Bloco Encruzilhada do Sul, RS. *Pesquisas em Geociências*, 25 (1): 27-33.
- Ludwig K.R. 2001a. Users Manual for Isoplot/Ex version 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 1a, 55p.
- Ludwig, K.R. 2001b. Squid 1.02.A user's manual. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 2, 19p.
- Martil, M.M.D. 2007. *Relações de Intrusão do Maciço Sienítico Piquiri, RS, com Suas Encaixantes*. Porto Alegre, 71p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Martil, M.M.D. 2010. *Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita*. Porto Alegre, 77p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Armstrong, R., Nardi, L.V.S. & Chemale Jr., F. 2014. Geochronology of orthogneisses from the Várzea do Capivarita Complex thrust pile and implications for the timing of continental collision in southernmost Brazil (*In prep.*).
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2011. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. *Pesquisas em Geociências*, 38 (2): 181-201.
- Niessing, M. 2008. *Geology and stratigraphic definition of the Butiá Granite: a sillimanite-bearing syntectonic leucogranite from the Sul-rio-grandense Shield*. Munique, 104p. Dissertação de Mestrado, Civil and Geodetic Engineering, Technische Universität München.
- Niessing, M., Bitencourt, M.F., Kruhl, J.H., Martil, M.M.D., Gregory, T.R., Centeno, A.P., Fontana, E. & Knijnik, D.B. 2008. Geology and stratigraphic definition of the Butiá Granite: a sillimanite-bearing syntectonic leucogranite from the Sul-rio-grandense Shield. *In: 44 Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba, 2008. Anais...* Curitiba, SBG, p. 522. (+CD-Rom).
- Paces, J.B. & Miller, J.D. 1993. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Journal of Geophysical Research*, 98 (B8): 13997-14013.
- Picada, R.S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-riograndense. Caracterização dos Sistemas de Falha. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 25, 1971, São Paulo. *Anais...* São Paulo, SBG, v.1, p. 167-191.
- Porcher, C.A. (Coord.) 2000. *Programa Levantamentos Geológicos básicos do Brasil, Folha Cachoeira SH.22-Y-A, Estado do Rio Grande do Sul*. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM, 131p.
- Ribeiro, M. & Fantinel, L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense: I - Tabulação edistribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geológica*, 5: 19 - 54.
- Silva, A.O.M., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D. & Droop, G.T.R. 2002. Termobarometria da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (RS): Embasamento do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 419-432.
- Tessari R.I. & Picada R.S. 1966. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, RS. *Boletim do DNPM/DFPM*, 124: 1-147
- Williams, Ian S. 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *In: McKibben, M. A., Shanks III, W. C., and Ridley, W. I. (Eds.). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology*, 7: 1-35.

Capítulo II

ARTIGO SUBMETIDO

ORIGEM E EVOLUÇÃO DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA, ENCRUZILHADA DO SUL, RS

Francisco Molina Bom, Ruy Paulo Philipp e Gustavo Zvirtes

Pesquisas em Geociências

ORIGEM E EVOLUÇÃO DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA, ENCRUZILHADA DO SUL, RS

(ORIGIN AND EVOLUTION OF THE VÁRZEA DO CAPIVARITA COMPLEX, ENCRUZILHADA DO SUL, RS)

Francisco Molina BOM*¹, Ruy Paulo PHILIPP² & Gustavo ZVIRTES³

1 – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP – 91501-970, Caixa Postal 15001, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: francisco.bom@ufrgs.br.

2 – Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP – 91501-970, Caixa Postal 15001, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: ruy.philipp@ufrgs.br.

3 – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP – 91501-970, Caixa Postal 15001, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: zvirtes@yahoo.com.br.

RESUMO

O Complexo Várzea do Capivarita é constituído por gnaisses pelíticos, com ocorrência subordinada de gnaisses calci-silicáticos, mármore, gnaisses quartzo-feldspáticos e raros quartzitos. Os gnaisses são injetados por corpos tabulares de leucogranitos, que representam fusões parciais do mesmo. Os paragneisses estão intercalado tectonicamente com os gnaisses do Complexo Arroio dos Ratos. O complexo está inserido no Batólito Pelotas, porção central do Cinturão Dom Feliciano, ocorrendo como megaxenólitos nos granitos da Suíte Encruzilhada do Sul e como fragmentos menores nos Granitos Quitéria e Cordilheira. A atitude média da foliação metamórfica é de N30°W, com mergulho médio de 45° para SW, e a lineação mineral é subhorizontal, com caimento médio de 6° para N30°W e 4° para S30°E. Retirando-se o efeito das dobras F₃, a relação entre a atitude média da foliação principal e a lineação mineral resulta em um *rake* entre 15° a 30°, o que sugere a atuação de processos deformacionais associados a um sistema transpressivo. As condições metamórficas estabelecidas com base nas paragêneses identificadas, como gt-sil-crd e hc-sil-crd-qtz, permitem estimar temperaturas da ordem de 850 a 1000°C e pressões entre 6 e 10 kbar, caracterizando esse metamorfismo como da série de pressão intermediária e de ultra-alta temperatura (UAT). A formação de hercinita através da reação gt+sil+crd é indicativa de um soerguimento e caracteriza parte de uma trajetória horária, comum em cinturões colisionais. A concordância estrutural entre a foliação metamórfica S₂ do paragneisse e a foliação magmática (S₀) do leucogranito indica que

ambas foram formadas no mesmo evento, implicando que a migmatização dos paragneisses do complexo gerou os leucogranitos peraluminosos durante o ápice do metamorfismo orogênico colisional.

Palavras-chave: 1. Cinturão Dom Feliciano. 2. Complexo Várzea do Capivarita. 3. Ultra Alta Temperatura 4. Metamorfismo Colisional 5. Neoproterozóico. 6. Migmatização.

ABSTRACT

The Várzea do Capivarita Complex consists of pelitic gneisses with subordinate occurrence of calc-silicate gneiss, marble, quartz-feldspathic gneisses and rare quartzites. The gneisses are injected by tabular bodies of leucogranite, which represent its partial melting. The paragneisses are tectonically intercalated with the gneisses of the Arroio dos Ratos Complex. The complex is inserted in the Pelotas Batholith, central portion of the Dom Feliciano Belt, occurring as megaxenoliths in the granites of Encruzilhada do Sul Suite and as smaller fragments in Quitéria and Cordilheira Granites. The average attitude of the metamorphic foliation is N30°W, with average dip of 45° to SW, and mineral lineation is subhorizontal with average dip of 6° to N30°W and 4° to S30°E. Removing the effect of the F₃ folds, the relationship between the average attitude of the main foliation and mineral lineation results in a rake from 15° to 30°, suggesting the operation of deformation processes associated with a transpressive system. The metamorphic conditions established based on the identified paragenesis, such as gt-sil-hc-and crd crd-sil-qtz, allow estimating temperatures of 850 to 1000 °C and pressures between 6 and 10 kbar, characterizing this metamorphism as intermediate pressure and ultra-high temperature (UHT) series. The formation of hercynite through the reaction $gt+sil+crd$ is indicative of an uplift and characterizes part of a clockwise trajectory, common in collisional belts. The structural concordance between the paragneiss S₂ metamorphic foliation and the leucogranite magmatic foliation (S₀) indicates that both were formed in the same event, implying that the migmatization of the paragneisses of the complex generated the peraluminous leucogranites during the apex of the collisional orogenic metamorphism.

Keywords: 1. Dom Feliciano Belt. 2. Várzea do Capivarita Complex 3. Ultra-High Temperature 4. Collisional Metamorphism 5. Neoproterozoic. 6. Migmatization

1. INTRODUÇÃO

A determinação da evolução de um cinturão orogênico requer estudos integrados de mapeamento geológico associado a outras ferramentas como a petrografia, geologia estrutural, estratigrafia e geocronologia. O caráter dinâmico desta evolução resulta em um mosaico de unidades muito fragmentadas cuja restauração nem sempre é completa. A compreensão das unidades metamórficas passa pela determinação do seu protólito através de estruturas e texturas reliquias, das condições de sua formação, em termos de gradientes de pressão e temperatura, associadas a uma cronologia relativa de sua evolução estrutural, incluindo o comportamento reológico das unidades.

O Escudo Sul-rio-grandense é composto por duas unidades geotectônicas principais, o Cráton Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano. Um fragmento significativo desta primeira unidade está localizado no Terreno Taquarembó, extremo sudoeste do escudo. O Cinturão Dom Feliciano ocupa a maior parte do escudo e está constituído pelos Terrenos Tijucas, São Gabriel e pelo Batólito Pelotas (Fig. 1). A construção deste cinturão envolveu inicialmente o fechamento de um oceano durante a orogênese São Gabriel e, posteriormente, a colisão entre os Crátons Rio de la Plata e Kalahari durante a orogênese Dom Feliciano, ocorrida no final da evolução do Ciclo Brasileiro (Babinski *et al.*, 1996; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007). As unidades do embasamento foram intensamente deformadas e metamorfisadas durante o processo colisional final, gerando a intercalação tectônica entre domínios infracrustais e supracrustais com ampla concordância estrutural. Este fato dificulta a separação entre as unidades, tornando-se de suma importância um estudo detalhado e integrado das estruturas para desvendar a história dos eventos ocorridos no Ciclo Brasileiro.

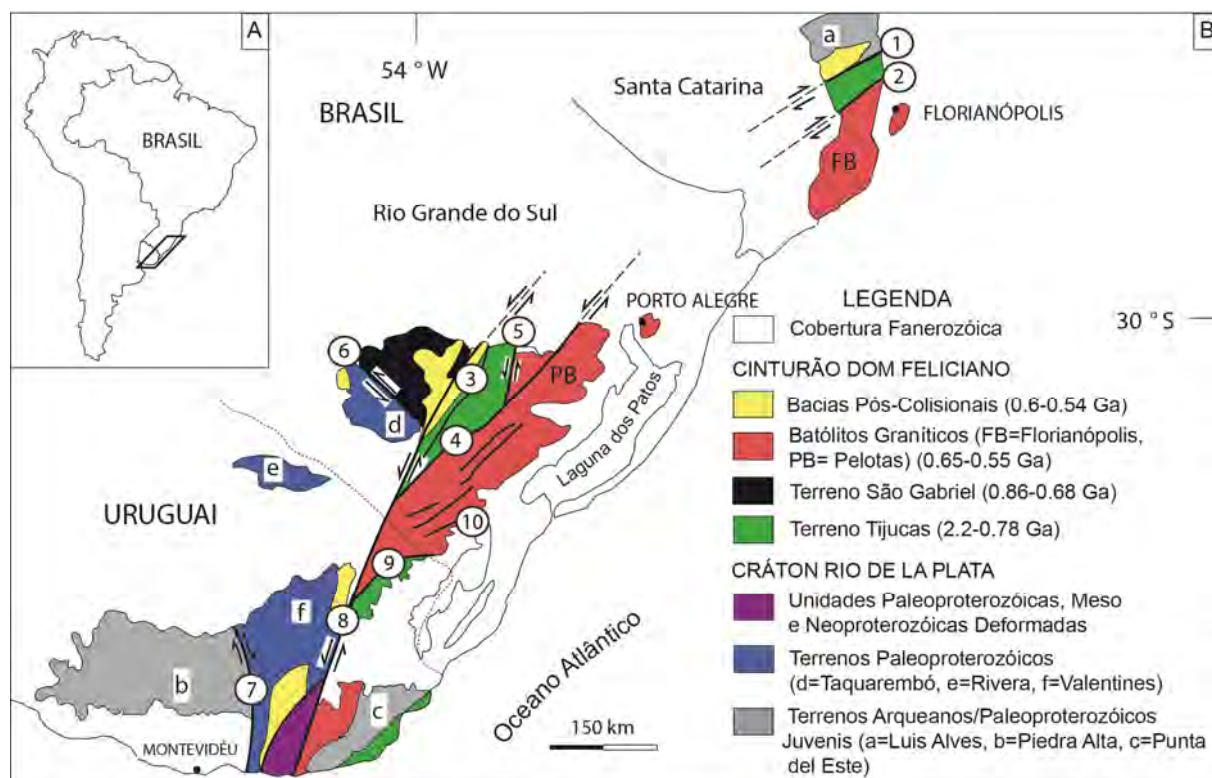


Figura 1 – A) Localização da área estudada na América do Sul. B) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai. Principais zonas de cisalhamento: 1 - Itajaí-Perimbó, 2 - Major Gercino, 3 - Santana da Boa Vista, 4 - Dorsal de Canguçu, 5 - Passo do Marinheiro, 6 - Ibaré, 7 - Sarandí del Yí, 8 - Sierra Ballena, 9 - Cerro Amaro, 10 - Arroio Grande. Fonte: modificado de Hartmann *et al.* (2007) e Oyhançabal *et al.* (2009).

O Complexo Várzea do Capivarita (CVC) é uma unidade metassedimentar composta por gnaisses pelíticos, com ocorrência subordinada de gnaisses calci-silicáticos, mármore e quartzitos. No interior deste complexo são descritos corpos graníticos peraluminosos de formas tabulares e espessuras variáveis desde centimétricas até dezenas de metros. O CVC foi afetado por metamorfismo orogênico em condições de grau alto (UAT - ultra-alta temperatura) e ocorre como megaxenólitos e *roof pendants* no interior dos granitos da Suíte Encruzilhada do Sul, e subordinadamente, como pequenos xenólitos nos Granitos Quitéria e Cordilheira, porção nordeste do Batólito Pelotas (Koester, 1995; Vasquez, 1997); (Fig. 2). Neste trabalho são apresentados novos dados petrográficos, estruturais e microestruturais dos gnaisses do CVC e de granitos peraluminosos associados. Estes dados permitiram estabelecer, a partir da interpretação das paragêneses metamórficas e das relações estruturais, as condições metamórficas do complexo e a sua provável vinculação como fonte do magmatismo leucocrático peraluminoso que ocorre na região.

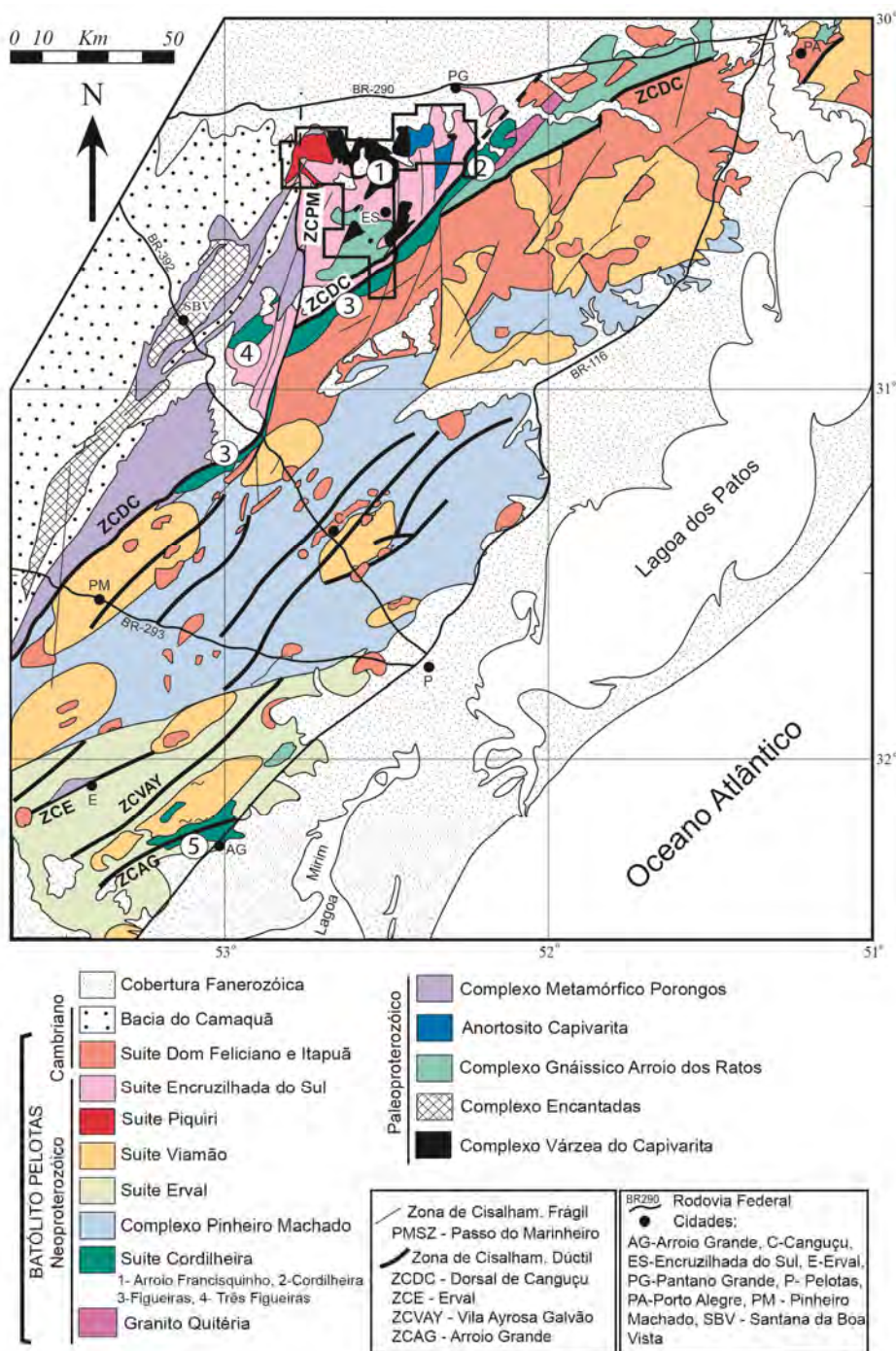


Figura 2 – Mapa geológico do Batólito Pelotas. Granitos da Suíte Cordilheira: 1 - Granito Butiá, 2 - Granito Arroio Francisquinho, 3 - Granito Cordilheira, 4 - Granito Figueiras e 5 - Granito Três Figueiras. O molde indica a área da figura 3. Fonte: modificado de Philipp *et al.* (2013).

A metodologia utilizada envolveu o mapeamento geológico e trabalhos de campo para coleta de dados estruturais, reunião de dados estruturais existentes, análise petrográfica, construção de seções geológicas e croquis de detalhe dos afloramentos representativos do complexo.

O principal objetivo deste trabalho é apresentar as condições metamórficas, a caracterização estrutural e a evolução do complexo e dos granitos peraluminosos com base em dados petrográficos e estruturais.

2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO E TRABALHOS ANTERIORES

A região estudada faz parte do Setor Meridional da Província Mantiqueira (Almeida, 1977; Almeida *et al.*, 1981), correspondendo ao Sistema Brasileiro Sudeste, a qual é interpretada como o resultado de diversas colagens orogênicas diacrônicas de distintas unidades geotectônicas durante o Neoproterozóico-Cambriano, formando o setor oeste do paleocontinente Gondwana (Ribeiro & Fantinel, 1978; Fragoso-Cesar, 1991; Chemale Jr., 2000; Heilbron *et al.*, 2004, Hartmann *et al.*, 2007).

O ESRG é constituído por associações de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares dispostas em um complexo arranjo tectono-estratigráfico, controlado e segmentado por zonas de cisalhamento dúcteis de expressão regional de direção N20-40° e N60-80°E e N30-40°W (Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007). Estas unidades se estendem ao sul para o Uruguai e ao norte para Santa Catarina, com ampla correlação geográfica de unidades. A continuidade destas áreas do CDF é interpretada como a zona de sutura entre os crátoms Rio de la Plata e Kalahari (Fragoso-Cesar, 1980, 1991; Soliani Jr., 1986; Fernandes *et al.*, 1992).

Os fragmentos do Cráton Rio de la Plata no do ESRG ficaram preservados como complexos ortognáissicos de idade paleoproterozóica (Complexo Granulítico Santa Maria Chico, Complexos Encantadas, Arroio dos Ratos, Imbicuí e Vigia). A evolução do Cinturão Dom Feliciano está preservada no Terreno São Gabriel através de associações metavulcano-sedimentares e metaplutônicas relacionadas com a evolução de arcos magmáticos (Complexos Cambaí/Cambaizinho, Bossoroca, Palma e Pontas do Salso) gerados e/ou deformados na Orogênese São Gabriel (Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007). A evolução final do cinturão ainda está caracterizada pela orogênese Dom Feliciano, um evento de metamorfismo regional associado a colisão dos crátoms Rio de la Plata e Kalahari, entre 650 e 630 Ma (Chemale Jr., 2011; Bom, 2011; Bom *et al.*, 2012). Após o pico do metamorfismo colisional seguiu-se uma intensa granitogênese de caráter pós-colisional (Bitencourt & Nardi, 2000; Philipp *et al.*, 2000, 2007; Philipp & Machado, 2005).

O Complexo Várzea do Capivarita foi definido por Frantz *et al.* (1984) como Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita (CMVC), que era constituído por paragnaisses aluminosos, calci-silicáticos e quartzo-feldspáticos, além do Metanortosito Capivarita e de ortognaisses granodioríticos a tonalíticos subordinados. Os gnaisses para- e ortoderivados foram incluídos na mesma unidade devido à coerência metamórfica e estrutural da associação. Os autores determinaram cinco fases de deformação para o complexo e sugeriram que o mesmo pertencia a um terreno de alto grau. Fernandes *et al.* (1988) separaram os ortognaisses, que foram incluídos no Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (CGAR), que teria uma relação intrusiva nos paragnaisses, renomeados de Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita. Estes autores determinaram duas fases de deformação: D1 (direção E-W) e D2 (direção NE-SW). Martil (2007) apontou similaridades estruturais entre o SMVC e o CGAR, interpretando-as como originadas durante um mesmo evento deformacional final, o que impossibilitou a definição da estratigrafia relativa apenas por métodos de campo. Consequentemente, a relação intrusão/encaixante definida por Fernandes *et al.* (1988) para as rochas orto- e paraderivadas da região de Encruzilhada do Sul não pôde ser observada. Martil (2010) e Martil *et al.* (2011) incluíram ortognaisses tonalíticos e graníticos à SMVC e redefiniu-o como CMVC, em parte retornando a proposição de Frantz *et al.* (1984). Neste trabalho propõe-se o uso do Complexo Várzea do Capivarita (CVC) para a unidade paraderivada, incluindo paragnaisses aluminosos, mármore, gnaisses calci-silicáticos e quartzo-feldspáticos (metarenitos quartzosos), não incluindo os ortognaisses do Complexo Arroio dos Ratos ou os corpos de leucogranitos peraluminosos.

Na área de estudo, o CVC encontra-se isolado no interior do Granito Encruzilhada do Sul, aflorando em três áreas contínuas principais: nordeste, norte e sul. O setor nordeste tem a menor expressão, ocorrendo como um corpo com cerca de 8 x 6 km². A exposição do setor norte ocupa uma área de aproximadamente 14 x 8 km. No setor sul ocorre o maior corpo, com cerca de 12 x 12 km², além de outras áreas menores adjacentes às principais (Fig. 3).

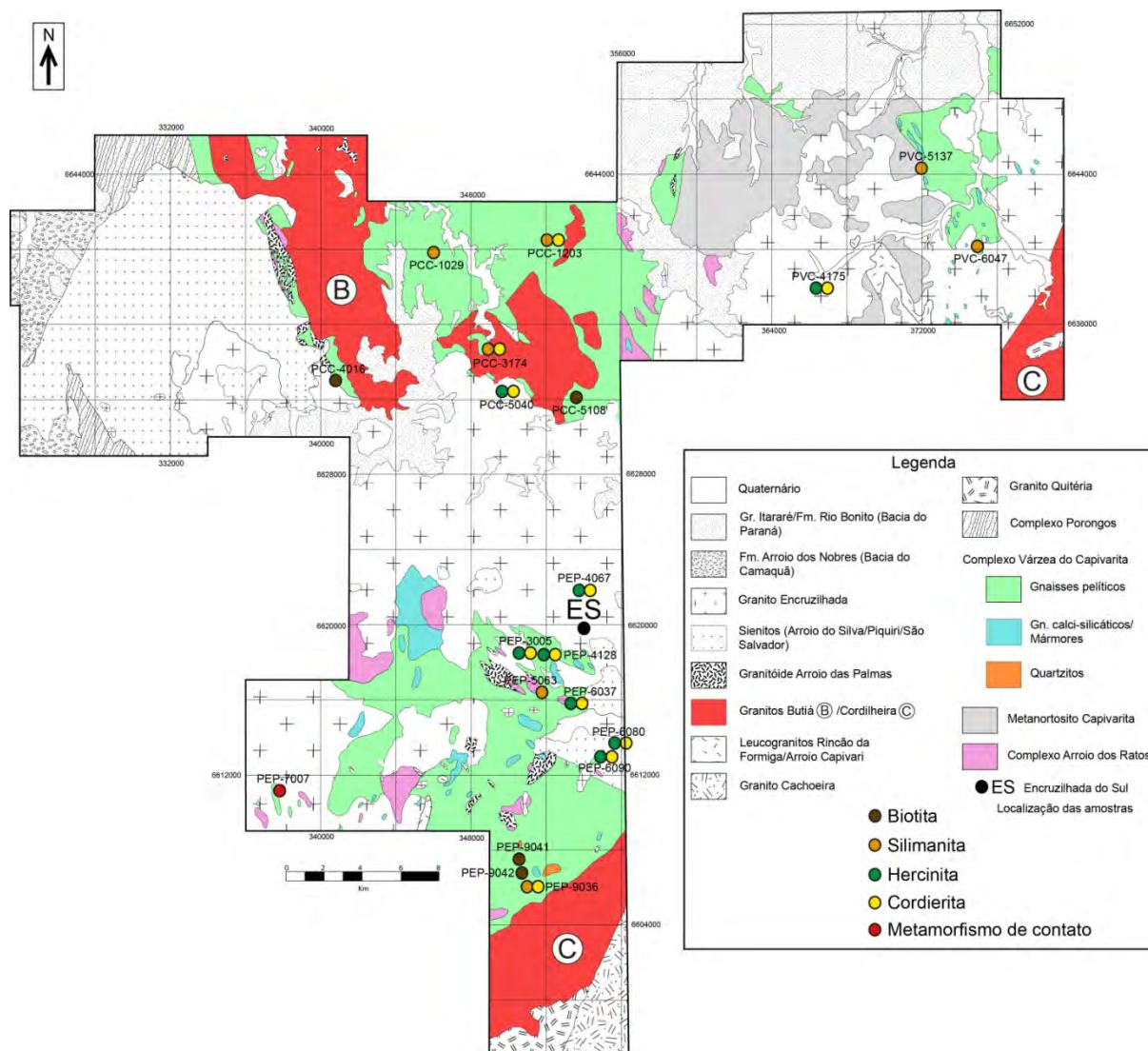


Figura 3 – Mapa geológico do Complexo Várzea do Capivarita. Fonte: modificado de UFRGS (2008, 2009, 2010, 2011).

3. GEOLOGIA DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA

Os gnaisses do Complexo Várzea do Capivarita afloram como raros lajeados em drenagens, cortes de estrada muito alterados e como campos de matações de pequena dimensão. Estão em contato tectônico com os ortognaisses do Complexo Arroio dos Ratos, com os quais possuem concordância estrutural, o que não permite estabelecer uma idade relativa entre ambos complexos (Martil, 2007, 2010; Martil *et al.*, 2011). O Granito Encruzilhada é intrusivo e os gnaisses ocorrem como *roof pendants* e xenólitos no interior do granito (Fig. 3).

O Complexo Várzea do Capivarita é composto por rochas supracrustais metamorfisadas na fácies anfibolito superior e granulito de alta temperatura (UAT, ultra-alta temperatura), incluindo

gnaisses pelíticos e, subordinadamente, gnaisses calci-silicáticos, mármore e gnaisses quartzo-feldspáticos (metarcóseos ricos em quartzo e plagioclásio) e raros quartzitos. Os paragneisses ainda encontram-se injetados por corpos de leucogranitos ricos em muscovita e/ou biotita que têm ampla concordância estrutural com o bandamento dos gnaisses. Estes corpos possuem espessuras variáveis desde 1 a 10 centímetros até espessuras entre 5 e 50 metros ou mais. O maior destes corpos de leucogranitos foi individualizado como Granito Butiá por Niessing (2008) e Niessing *et al.* (2008), destacando no mesmo a ocorrência de agregados de silimanita magmática associadas a biotita.

Os contatos entre os leucogranitos e os gnaisses são bem definidos e as formas interlobadas a curvilíneas são sugestivas de uma colocação em condições muito dúcteis. Estas injeções leucograníticas foram interpretadas como produto de fusões parciais resultantes da migmatização dos gnaisses pelíticos (Silva *et al.*, 2002; Gross *et al.*, 2006; Philipp *et al.*, 2009b, 2013; Bom, 2011; Bom *et al.*, 2012).

Os gnaisses pelíticos são a principal unidade e tem como estrutura principal um bandamento composto, gerado em parte pela segregação metamórfica, e em parte, associado a bandas félsicas constituídas por injeções leucograníticas (Fig. 4). As estruturas variam desde uma xistosidade bem definida pelo alinhamento da biotita, passando por um bandamento irregular, caracterizado por bandas félsicas descontínuas ricas em quartzo e feldspatos, acompanhados por silimanita, cordierita e hercinita, e níveis máficos ricos em biotita e granada. O bandamento de segregação metamórfica é irregular e descontínuo, com espessuras em geral milimétricas. As bandas máficas são dominantes e possuem espessuras entre 1 e 10 mm e composição rica em biotita, contendo comumente granada almandina e silimanita, constituindo as texturas lepidoblástica e nematoblástica. Os níveis félsicos possuem composição quartzo-feldspática e textura granoblástica inequigranular interlobada caracterizada por plagioclásio, microclínio e quartzo, acompanhados comumente por níveis a base de cordierita e hercinita.

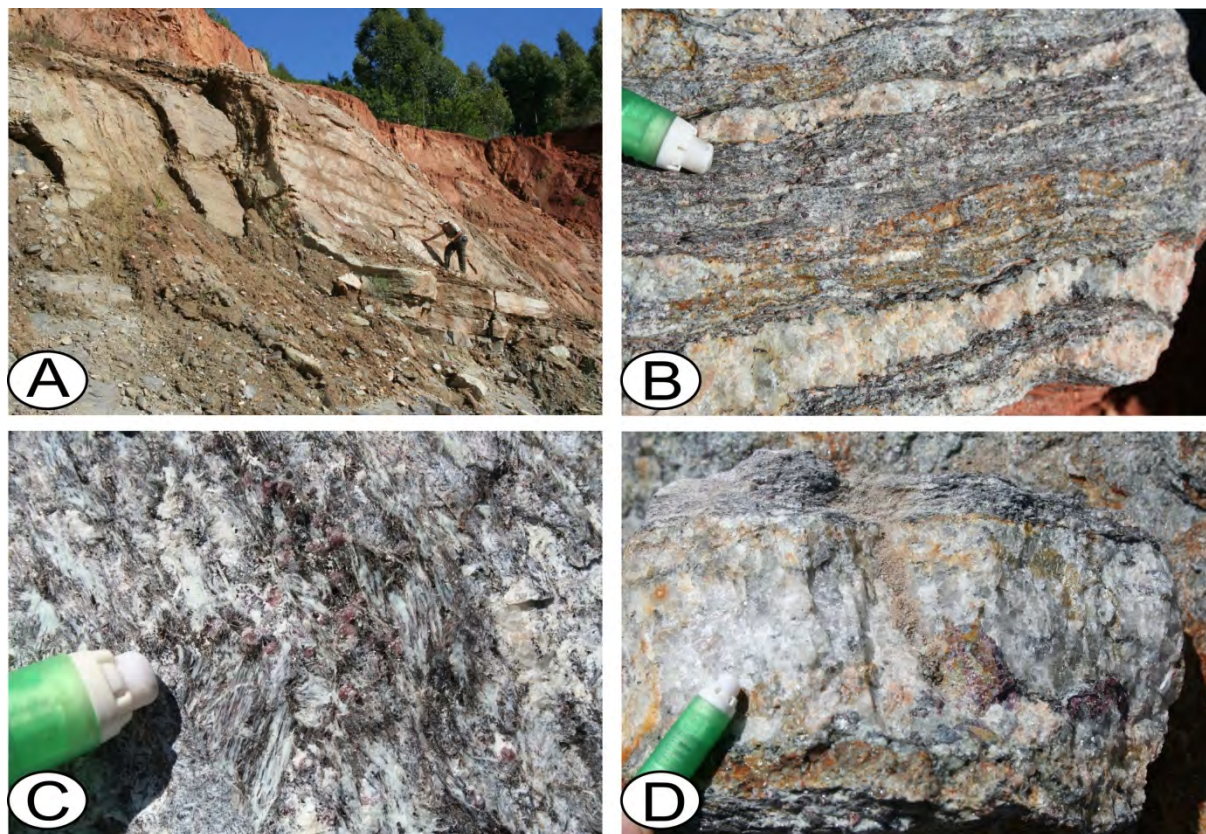


Figura 4 – Estruturas macroscópicas dos gnaisses pelíticos do CVC. A) Dobras parasíticas em flanco de dobra antiforme F_3 ; B) Bandamento gnáissico composto mostrando o bandamento de segregação metamórfica, representado por bandas finas e contínuas, e bandas leucocráticas mais espessas marcadas por injeções graníticas relacionadas à fusão parcial; C) Detalhe do bandamento metamórfico ressaltando porfiroblastos rosados de granada almandina e cristais aciculares e brancos de silimanita; D) Detalhe das injeções leucograníticas ressaltando a estrutura maciça e os cristais peritéticos de granada almandina.

As exposições mais ao norte contêm um bandamento composto bem definido pela presença de teores variáveis de injeções leucograníticas com texturas equigranulares a pegmatóides. Esta área apresenta injeções de corpos leucograníticos com espessuras de até dezenas de metros, cujo corpo principal foi individualizado e definido como Granito Butiá (Niessing, 2008; Niessing *et al.*, 2008).

Nas exposições do CVC situadas mais ao leste-sudeste, os gnaisses pelíticos também possuem injeções de pequenos corpos tabulares de leucogranitos peraluminosos concordantes com o bandamento dos gnaisses (Fig. 5). Estes corpos têm espessuras variáveis desde milimétricas até cerca de 10 metros ou mais, constituindo o componente de injeção dos gnaisses migmatíticos. Os leucogranitos possuem cor esbranquiçada com pontos de cor cinza chumbo definidos por cristais de muscovita e pontos pretos dados pela biotita. Alguns corpos possuem cristais rosados de granada almandina. A estrutura dos leucogranitos varia de maciça a foliada e está marcada pela orientação da

biotita e/ou muscovita e pelo alongamento do quartzo. A textura é equigranular hipidiomórfica média (1 a 3 mm) a grossa (0,5 a 2 cm).

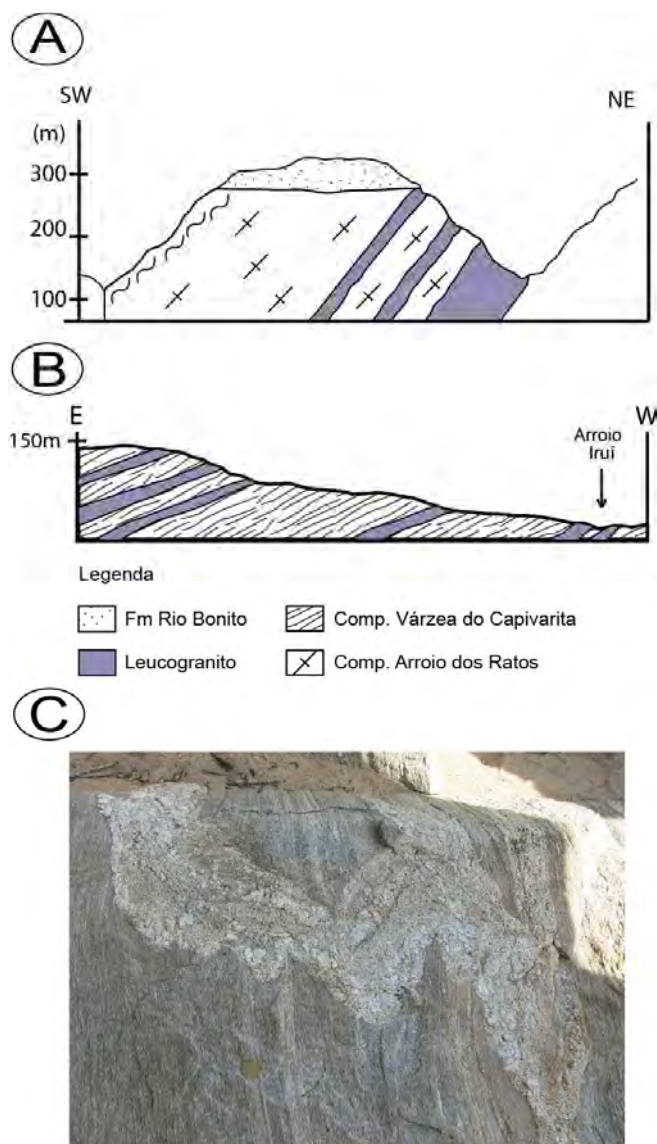


Figura 5 – A) Seção geológica esquemática mostrando a intercalação de corpos leucograníticos correlatos ao Granito Butiá cortando os gnaisses do Complexo Arroio dos Ratos na região ao sul do Cerro Partido; B) Seção geológica esquemática mostrando a intercalação de corpos leucograníticos com os gnaisses pelíticos do CVC na região ao sul do Cerro Partido; C) Detalhe em planta de afloramento de lajeado no arroio Iruí, destacando o dobramento de injeções de leucogranitos afetados pelo desenvolvimento da foliação S_2 .

Os gnaisses calci-silicáticos e os mármore constituem corpos lenticulares ainda preservados cobrindo áreas com extensões entre 50 e 2000 m² e espessura de cerca de poucos metros. Os gnaisses calci-silicáticos têm cor esverdeada e estrutura bandada, alternando níveis mais escuros, contínuos e irregulares ricos em diopsídio e/ou hornblenda, com níveis félsicos ricos em plagioclásio e quartzo,

com teores variáveis de microclínio. Os níveis possuem espessuras entre 2 a 10 mm até 2 a 7 cm (Fig. 6). Associados aos níveis máficos ainda ocorrem titanita, apatita e granada do tipo grossulária, além de minerais do grupo do epidoto como pistacita e zoizita.

Os mármore são de composição dolomítica silicosa em sua maioria, ocorrendo também mármore calcíticos. Possuem cor em geral branca a cinza, variando à cinza esverdeada, e estrutura maciça, entretanto, observam-se restos de seu acamamento original preservados pela intercalação de camadas contínuas de mármore calcíticos, dolomíticos silicosos e gnaisses calci-silicáticos (Fig. 6). Os principais minerais são calcita e dolomita, ocorrendo ainda diopsídio e olivina nos níveis dolomíticos silicosos e plagioclásio, quartzo, hornblenda, diopsídio, titanita, grossulária e K-feldspato nos gnaisses calci-silicáticos. Durante o posicionamento do Granito Encruzilhada, estes mármore foram afetados pelo calor da intrusão e por fluidos hidrotermais que geraram reações retrometamórficas como a serpentinização da olivina e a transformação do piroxênio em agregados de clorita e anfibólio.

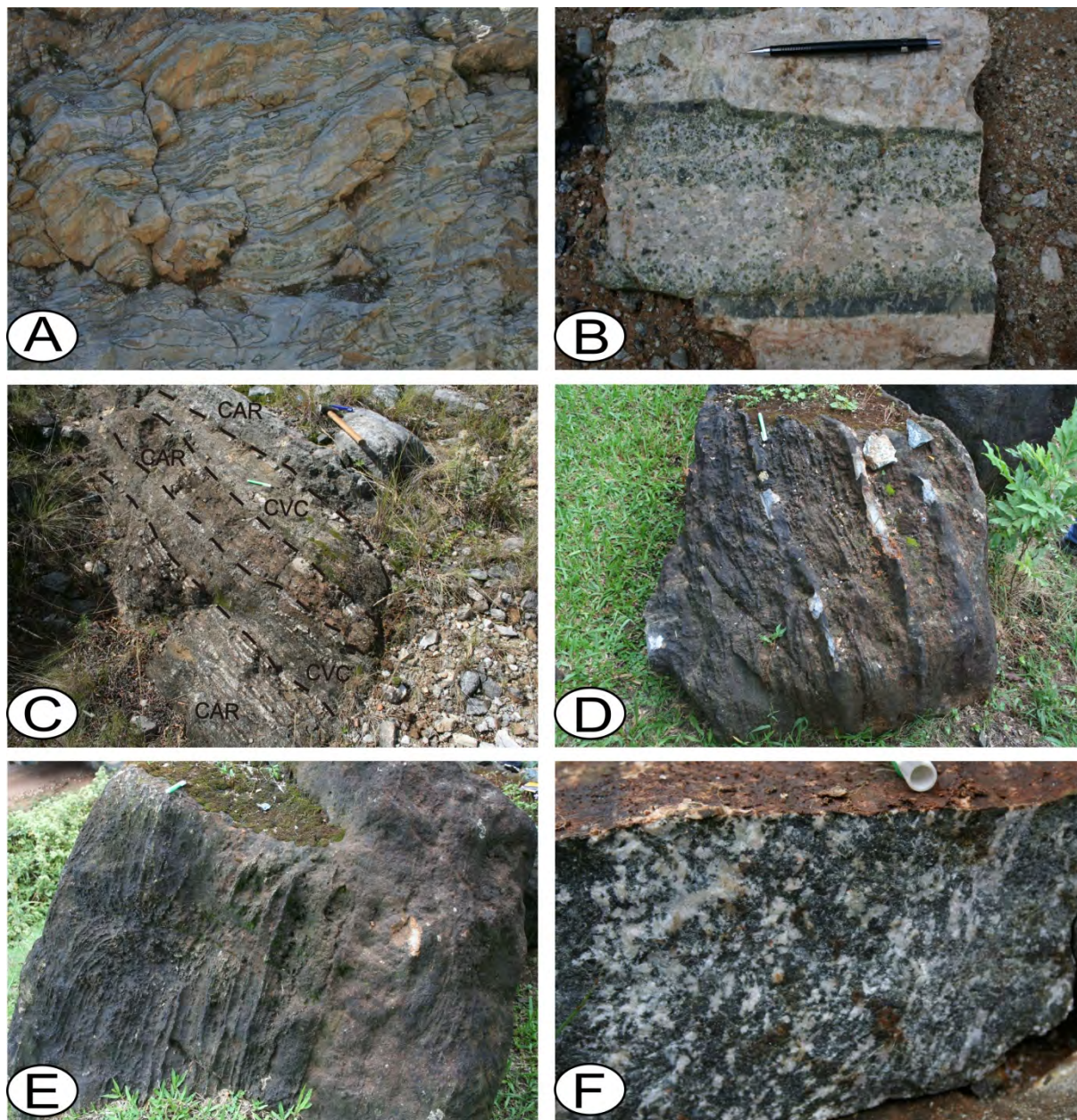


Figura 6 – Principais feições macroscópicas dos mármore e gnaisses calci-silicáticos. A) Acamamento sedimentar S_0 definido por variação composicional em mármore; B) Detalhe do acamamento ressaltando uma camada de olivina mármore destacando a presença de olivina verde serpentinizada; C) Gnaiss cálcio-silicático bandado intercalado com bandas de ortogneiss do CAR com mergulho oblíquo; D-E) Gnaiss calci-silicático com bandamento irregular e contínuo definido por diferenças composicionais; F) Detalhe do bandamento do gnaiss calci-silicático destacando níveis irregulares ricos em plagioclásio e diopsídio.

4. PETROGRAFIA

4.1 Paragneisses

Os gnaisses pelíticos são classificados como K-feldspato-granada-biotita-silimanita gnaisses, granada-cordierita-biotita-silimanita gnaisses, plagioclásio-granada-silimanita-biotita gnaisses e hercinita-cordierita-plagioclásio-granada-silimanita-biotita gnaisses (Tab. 1). Os gnaisses calci-

silicáticos são classificados como diopsídio-hornblenda-plagioclásio gnaisses, quartzo-diopsídio-K-feldspato-plagioclásio gnaisses e quartzo-grossularia-diopsídio-plagioclásio gnaisses.

Subordinadamente ocorrem quartzitos, gnaisses quartzo-feldspáticos (metarcóseos ricos em quartzo e plagioclásio) e mármore. Os mármore puros são ricos em calcita. Os mármore dolomíticos silicosos são classificados como olivina mármore, diopsídio mármore e olivina-diopsídio mármore.

Os gnaisses pelíticos possuem um bandamento composicional gerado por segregação metamórfica, com disposição irregular e descontínua, de espessura em geral milimétrica. As bandas máficas são dominantes e constituídas a base de biotita, com teores variáveis de granada almandina e silimanita (Fig. 7A, 7B). A orientação dos cristais de biotita caracteriza a textura lepidoblástica média a grossa (1 a 4 mm), enquanto a orientação dos cristais de silimanita define uma textura nematoblástica média a grossa (2 a 10 mm). Os níveis félsicos possuem composição quartzo-feldspática e textura granoblástica inequigranular interlobada a poligonal média (0,2 a 0,5 mm) caracterizada por cristais equidimensionais de plagioclásio, microclínio e quartzo (Fig. 7C). A cordierita comumente ocorre associada em níveis com hercinita e silimanita (Fig. 7D, 7E, 7F).

Os mármore apresentam composições puras; entretanto, na sua maioria, são mármore dolomíticos silicosos. Os mármore puros contêm estrutura maciça e são compostos a base de calcita, com teores baixos de dolomita, enquanto os mármore dolomíticos silicosos mostram ainda tremolita, diopsídio e olivina. A textura é granoblástica poligonal grossa a muito grossa (1 a 10 mm) (Fig. 8A, 8B). Os gnaisses calci-silicáticos possuem bandamento composicional de espessura milimétrica a centimétrica (5 a 30 mm) definido pela alternância de níveis félsicos a base de quartzo e plagioclásio, com microclínio, e níveis máficos ricos em diopsídio, acompanhados por hornblenda, granada grossulária, titanita, apatita e por vezes, epidoto. A textura dominante é granoblástica inequigranular média a grossa (0,3 a 1,5 mm) (Fig. 8C, 8D).

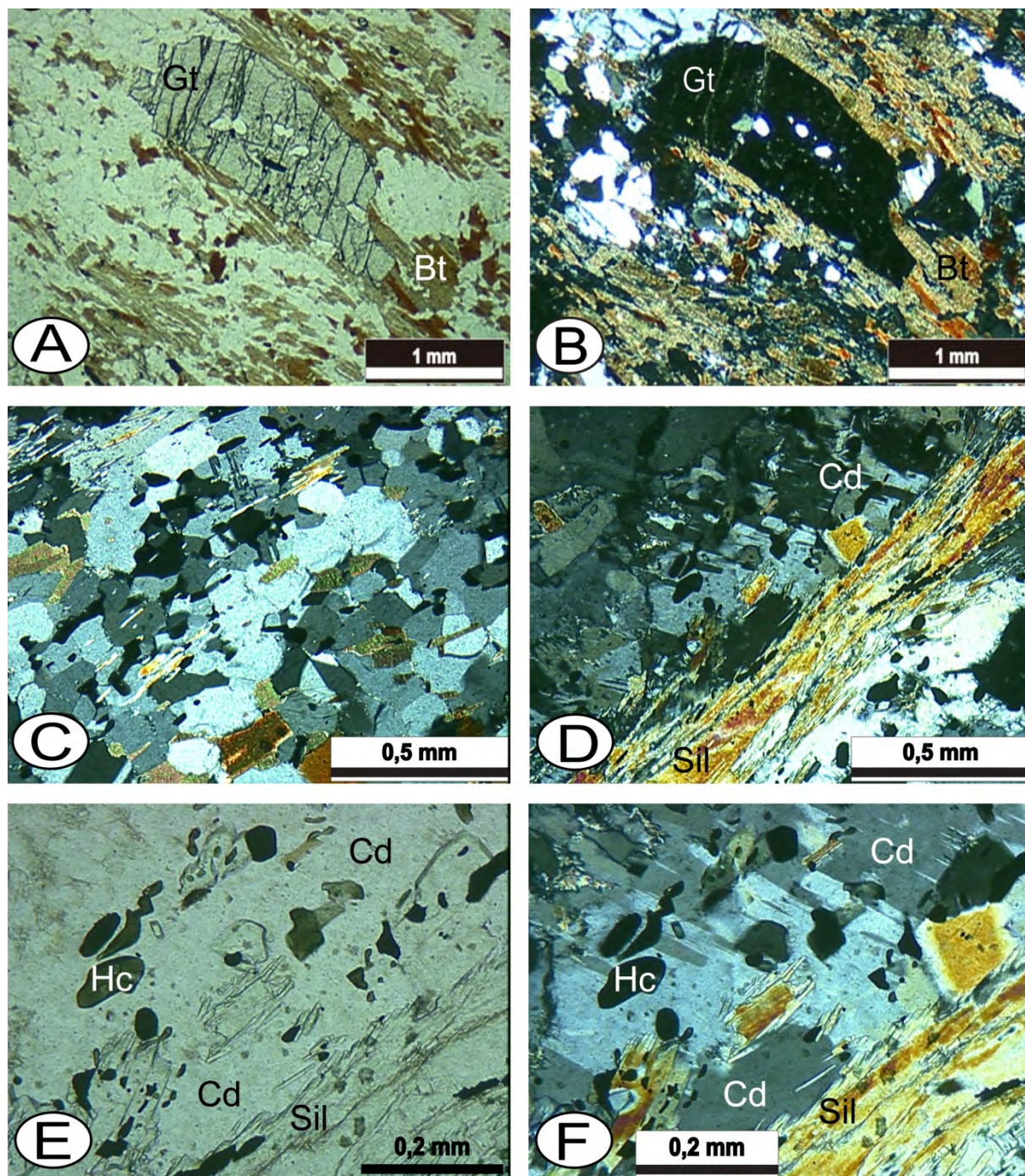


Figura 7 – Feições microscópicas dos gnaisses pelíticos do Complexo Várzea do Capivarita. A) Bandamento de segregação metamórfica intercalando níveis ricos em biotita e silimanita com porfiroblastos de granada almandina e níveis com quartzo-feldspato-cordierita (luz plano-polarizada); B) mesma fotomicrografia com polarizadores cruzados; C) Detalhe da textura granoblástica poligonal dos níveis quartzo-feldspáticos (polarizadores cruzados); D) Detalhe do bandamento ressaltando a intercalação de bandas contínuas de silimanita (Sil) e cordierita (Crd) (polarizadores cruzados); E) Detalhe dos cristais de hercinita (Hc) associados as bandas ricas em cordierita (Crd) e silimanita (Sil) (luz plano-polarizada); F) mesma fotomicrografia com polarizadores cruzados.

Am/Mineral	Qtz	Mc	Pl	Bt	Alm	Sil	Crd	Hc	Ms	Chl	Op	Tit	Zr	Ap	Classificação
PCC-1029A	45	5	8	35	5	-----	1	-----	1	-----	Tr	-----	Tr	Tr	Crd-alm-mc-pl-bt gnaïsse
PCC-1203	43	5	15	15	7	5	10	-----	-----	-----	Tr	Tr	Tr	Tr	Mc-sil-alm-crd-bt gnaïsse
PCC-3174A	37	15	10	10	6	7	10	-----	2	-----	3	-----	Tr	Tr	Alm-sil-bt-crd-mc gnaïsse
PCC-3174B	44	20	10	15	2	1	7	-----	-----	-----	1	-----	Tr	Tr	Sil-alm-crd-bt-mc gnaïsse
PCC-4016A	36	13	7	42	2	-----	-----	-----	-----	-----	Tr	-----	Tr	Tr	Alm-pl-mc-bt gnaïsse
PCC-5040	45	3	10	10	4	2	20	1	2	-----	3	-----	Tr	Tr	Hc-sil-alm-bt-crd gnaïsse
PCC-5108B	28	17	17	33	5	-----	-----	-----	-----	-----	Tr	-----	Tr	Tr	Alm-pl-mc-bt gnaïsse
PEP-3005A	44	10	16	16	5	3	3	1	-----	-----	2	-----	Tr	Tr	Hc-sil-crd-alm-bt gnaïsse
PEP-4067	40	5	10	5	5	15	15	3	-----	-----	2	-----	Tr	Tr	Hc-bt-alm-sil-crd gnaïsse
PEP-4128B	36	2	10	15	6	8	15	5	-----	-----	3	-----	Tr	Tr	Hc-alm-sil-bt-crd gnaïsse
PEP-4128C	39	7	15	15	5	10	5	4	-----	-----	Tr	-----	Tr	Tr	Hc-alm-crd-sil-bt gnaïsse
PEP-5063B	31	13	8	25	7	13	-----	-----	-----	-----	3	-----	Tr	Tr	Alm-pl-mc-sil-bt gnaïsse
PEP-6037A	31	9	11	10	8	7	18	1	-----	-----	5	-----	Tr	Tr	Hc-sil-alm-bt-crd gnaïsse
PEP-6090C	20	6	7	20	5	2	20	5	4	6	5	-----	Tr	Tr	Sil-alm-hc-bt-crd gnaïsse
PEP-9036D	17	20	16	30	8	4	5	-----	-----	-----	Tr	-----	Tr	Tr	Sil-crd-alm-mc-bt gnaïsse
PEP-9041A	36	15	10	26	5	-----	-----	-----	7	-----	1	-----	Tr	Tr	Alm-pl-mc-bt gnaïsse
PEP-9042	73	5	10	5	-----	-----	-----	-----	5	-----	2	-----	Tr	Tr	Bt-mc-pl-qtz gnaïsse
PVC-4175D	26	12	5	15	3	10	15	3	1	-----	10	-----	Tr	Tr	Hc-crd-alm-sil-bt gnaïsse
PVC-5137B	28	6	9	22	17	17	-----	-----	-----	1	-----	-----	Tr	Tr	Mc-pl-alm-sil-bt gnaïsse
PVC-6047A	20	15	5	24	20	15	-----	-----	Tr	-----	1	-----	Tr	Tr	Pl-sil-gt-bt gnaïsse

Tabela 1 – Análises modais com os principais minerais encontrados nos gnaïsses pelíticos do Complexo Várzea do Capivarita. Abreviações: Alm - almandina, Ap - apatita, Bt - biotita, Chl - clorita, Crd - cordierita, Hc - hercinita, Mc - microclínio, Ms - muscovita, Op - opacos, Pl - plagioclásio, Qtz - quartzo, Sil - silimanita, Zr - zircão.

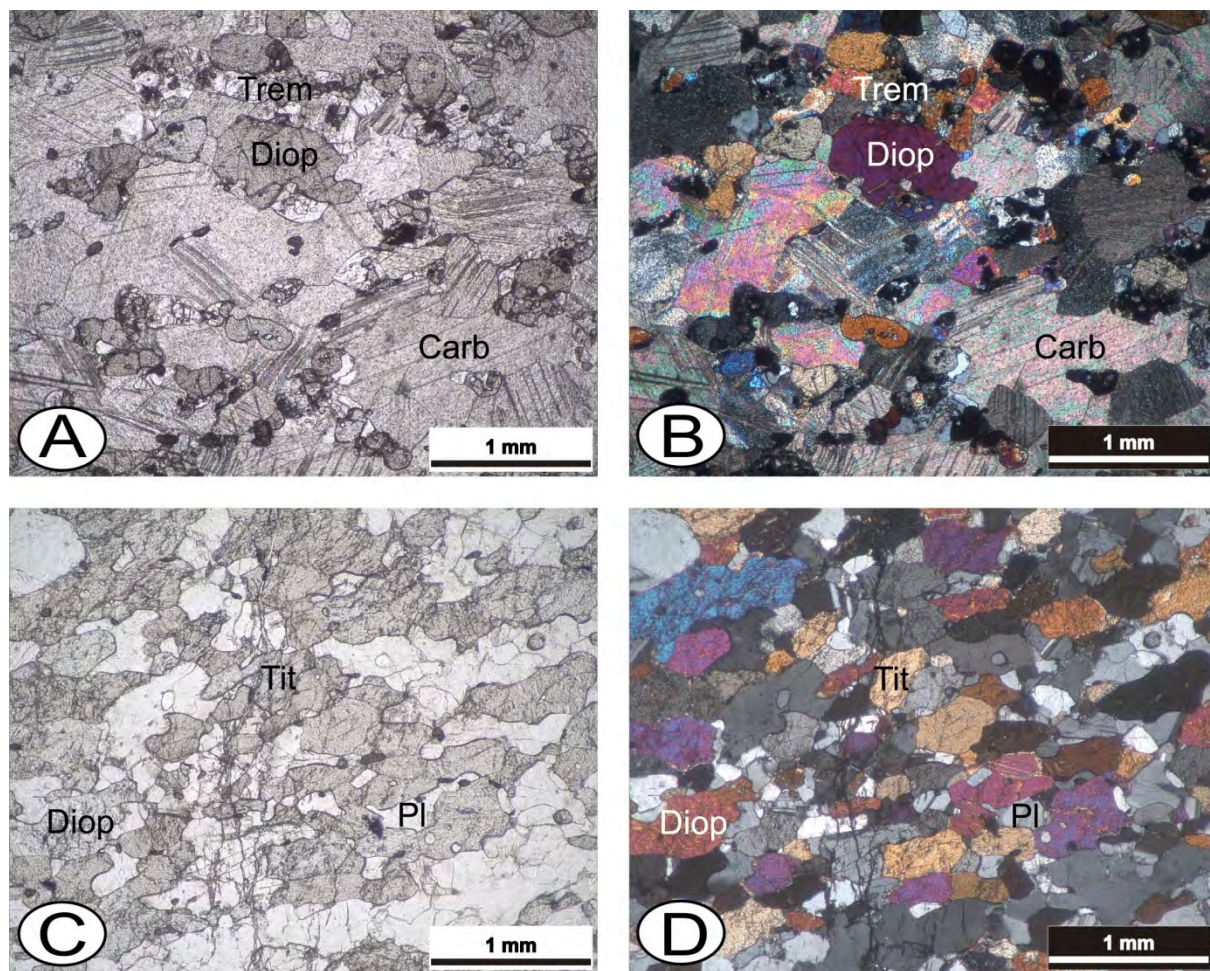


Figura 8 – Feições microscópicas dos mármore e gnaisses calci-silicáticos do Complexo Várzea do Capivarita. A) Mármore dolomítico silicoso com diopsídio e tremolita (luz plano-polarizada); B) Mesma fotomicrografia com polarizadores cruzados; C) Bandamento de segregação metamórfica em gnaisses calci-silicático destacando níveis máficos contínuos ricos em diopsídio e titanita (luz plano-polarizada); D) Mesma fotomicrografia com polarizadores cruzados.

Am/Mineral	Carb	Pl	Ol	Di	Trem	Qtz	Kfs	Tit	Grs	Ap	Op	Chl	Zr	Classificação
PEP-2099A1	50	-----	5	20	-----	10	-----	5	5	0.5	0.5	-----	Tr	Grs-tit-ol-qtz-di mármore
PEP-2099A2	2	-----	-----	30	2	21	38	2	3	1.5	0.5	-----	Tr	Grs-tit-qtz-di-Kf gnaiss
PEP-2099B	45	-----	5	20	-----	10	-----	5	5	0.5	0.5	-----	Tr	Grs-tit-ol-qtz-di mármore
PEP-3048B	-----	17	-----	56	-----	13	9	4	-----	1	-----	-----	Tr	Tit-Kf-qtz-pl-di gnaiss
PVC-5012	3	20	-----	65	-----	-----	3	4	-----	1	-----	4	Tr	Ap-Kf-tit-pl-di gnaiss

Tabela 2 – Análises modais com os principais minerais encontrados nos mármore e gnaisses calci-silicáticos do Complexo Várzea do Capivarita. Abreviações: Ap - apatita, Carb - carbonatos, Chl - clorita, Di - diopsídio, Grs - grossulária, Kfs - K-feldspato, Ol - olivina, Op - opacos, Pl - plagioclásio, Qtz - quartzo, Tit - titanita, Trem - tremolita, Zr - zircão.

4.2 *Leucogranitos peraluminosos*

Os gnaisses pelíticos possuem injeções de leucogranitos peraluminosos ricos em quartzo. Estes leucogranitos variam entre sienos e monzogranitos e possuem textura equigranular hipidiomórfica média a grossa (2 a 6 mm) caracterizada por cristais prismáticos e subédricos de K-feldspato e plagioclásio, com biotita e/ou muscovita intersticial, quartzo alongado a amebóide e eventualmente granada almandina (Fig. 9). Sua estrutura é definida por uma foliação de forma marcada por orientação de agregados de biotita e/ou muscovita e por quartzo alongado. Esta foliação é superposta localmente por uma foliação milonítica definida pelo estiramento do quartzo com formação de subgrãos alongados com forte extinção ondulante, em parte recristalizado para uma textura granoblástica inequigranular interlobada a poligonal média (0,1 a 0,2 mm). Também se observa o estiramento incipiente da biotita e a formação de subgrãos e extinção ondulante dos feldspatos. Nos cristais de quartzo e microclínio observa-se recristalização dinâmica incipiente marcada por finos agregados granoblásticos nas bordas de porfiroclastos estirados. Os leucogranitos estão concentrados na porção noroeste da área, diminuindo acentuadamente sua ocorrência em direção ao sul e leste da área de exposição do CVC.

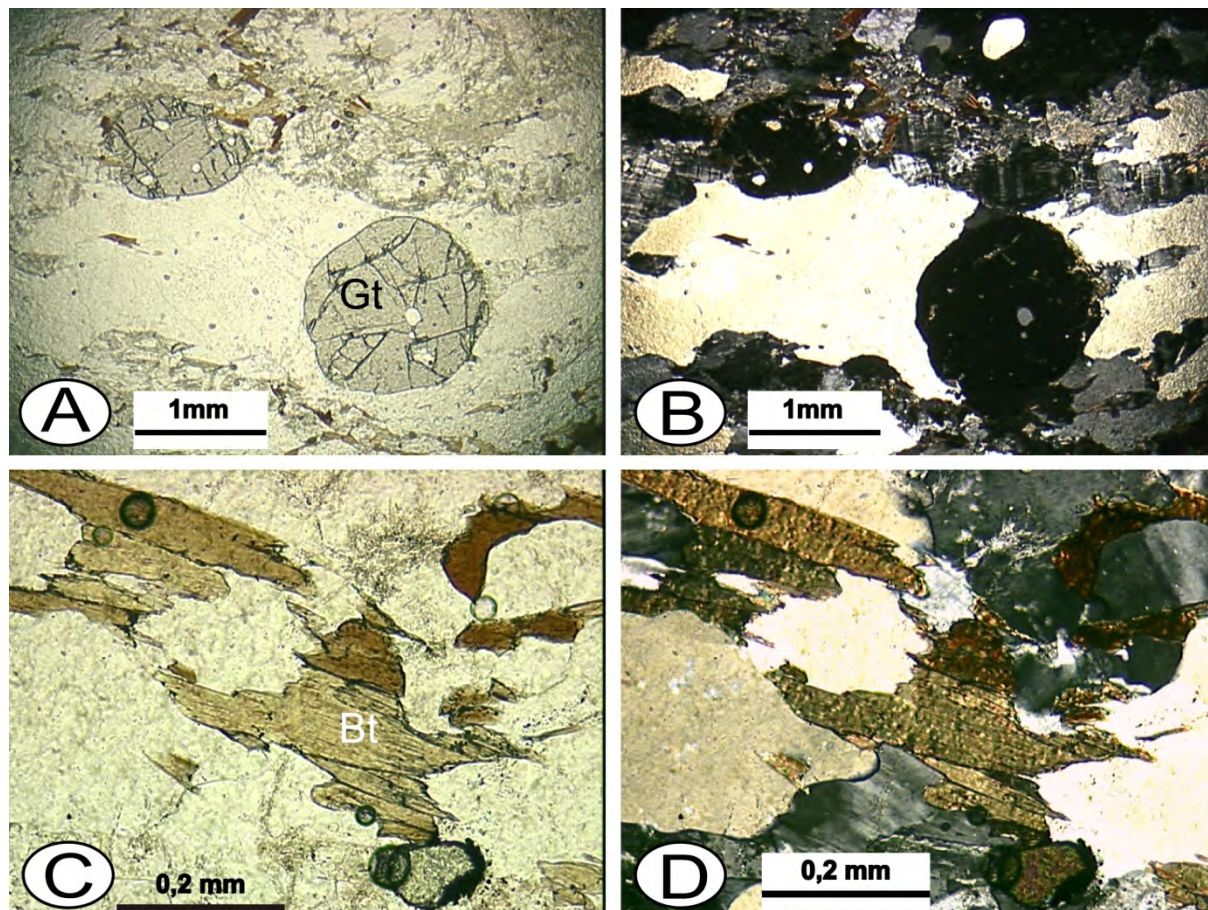


Figura 9 – Feições microscópicas dos leucogranitos. A) Foliação magmática definida pela orientação de K-feldspato e plagioclásio e quartzo alongado, destacando a presença de granada almandina (luz plano-polarizada); B) Mesma fotomicrografia com polarizadores cruzados; C) Detalhe da orientação da biotita (luz plano-polarizada); D) Mesma fotomicrografia com polarizadores cruzados.

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

As unidades do CVC ainda possuem muitas feições reliquiares parcialmente preservadas. A intercalação composicional observada nos metapelitos e nas rochas calci-silicáticas, bem como a intercalação dos mármore puros e impuros e dos gnaisses calci-silicáticos, representam o acamamento primário preservado (S_0). Entretanto, a intensa deformação associada à formação do bandamento metamórfico e das zonas de cisalhamento e, principalmente, às diversas fases de dobramento, não permitem a reconstrução da S_0 , apenas em escala de afloramento.

Foram observadas duas foliações metamórficas principais, denominadas S_1 e S_2 , associadas aos eventos metamórficos M_1 e M_2 . O bandamento principal (S_1) está afetado por dobras isoclinais desenvolvendo uma clivagem de crenulação, responsável pela ampla formação da foliação S_2 em zonas de transposição. As fases de deformação subsequentes geram as dobras F_3 e F_4 , associadas à

formação de duas direções principais de clivagens de fratura, que indicam que a sua formação ocorreu em um nível crustal mais raso.

5.1 Estruturas do CVC

As áreas de exposição do CVC estão delimitadas por duas zonas de cisalhamento principais: ao leste pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC), de orientação N50°E, e ao oeste e ao sul pela Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro (ZCPM), de orientação N-S (Fig. 2). A ZCDC tem caráter dúctil e afeta as rochas regionais causando intensa transformação milonítica. A ZCPM apresenta um caráter mais tardio afetando inclusive os milonitos da ZCDC, desenvolvendo sobre estas, processos de deformação rúptil a rúptil-dúctil.

Os dados estruturais integrados de toda a área estudada resultaram em uma atitude média da foliação metamórfica de N30°W (330°), com mergulho médio de 45° para SW (Fig. 10 A). A lineação mineral é subhorizontal, com caimento médio de 6° para N30°W e 4° para S30°E (Fig. 10 A). O bandamento metamórfico dos gnaisses foi considerado como a foliação S₁, a partir da qual as fases de dobramento subsequentes irão acrescentar novas estruturas em ordem crescente. A observação direta em campo permitiu reconhecer a existência de dobras isoclinais intrafoliais (F₂) associadas a uma clivagem de crenulação afetando o bandamento S₁, com a transposição desta foliação e geração da foliação S₂ (Fig. 11).

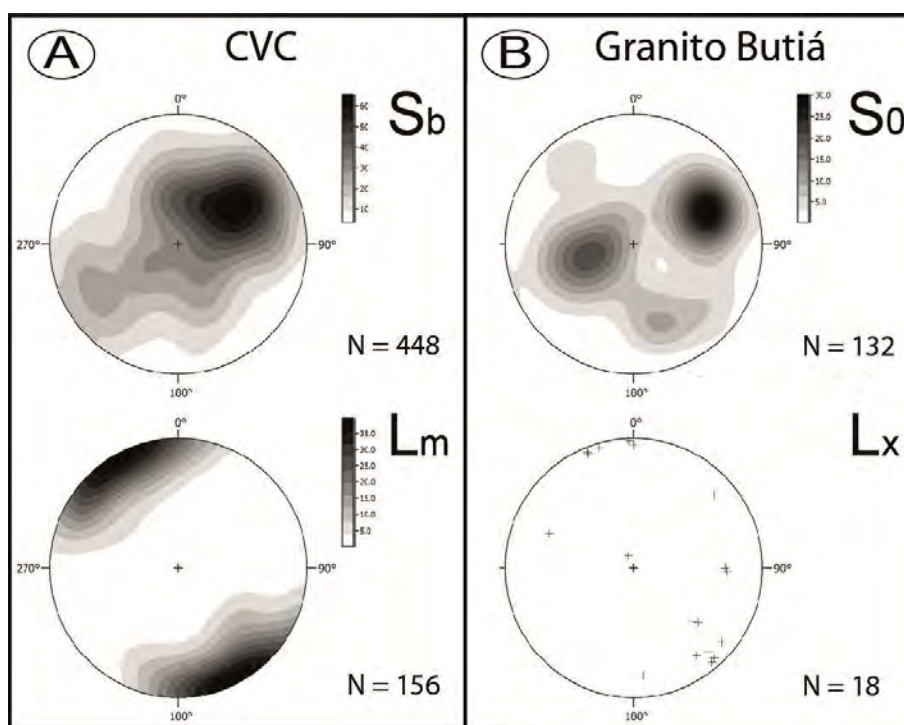


Figura 10 – Redes equiárias de Schmidt (hemisfério inferior) de contagem de pólos da foliação principal e da lineação mineral das unidades do CVC e de leucogranitos associados.

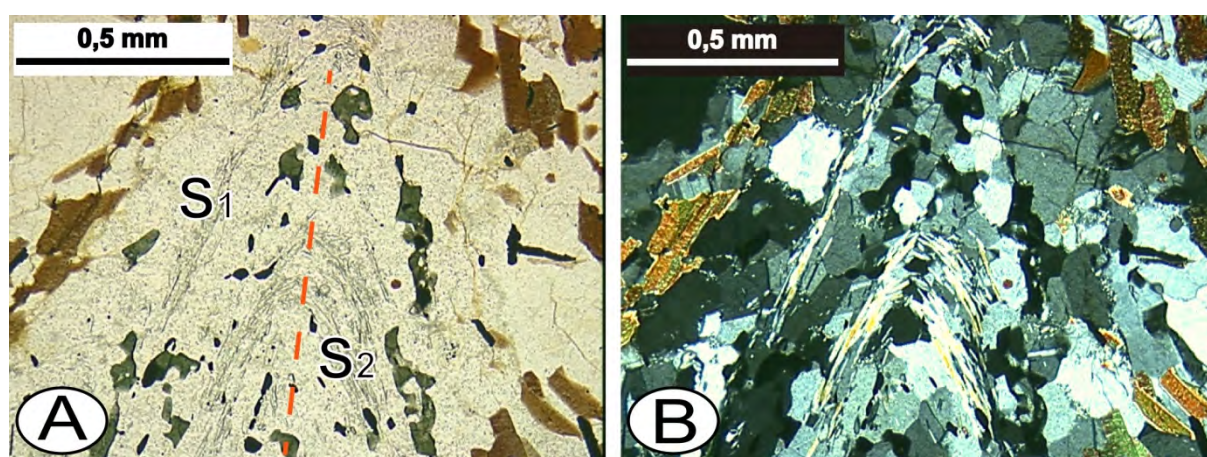


Figura 11 – Fotomicrografias de gnaiss pelítico mostrando uma dobra isoclinal F_2 afetando o bandamento gnáissico S_1 , caracterizado pela intercalação de níveis ricos em biotita, silimanita e hercinita e níveis quartzo-feldspáticos, luz plano polarizada (A) e com polarizadores cruzados (B).

A observação da trajetória geral da foliação nos mapas das figuras 12, 13 e 14 indica uma orientação geral direcionada segundo $N30-60^\circ W$, com mergulhos variáveis para NE e SW. O reconhecimento de uma variação sistemática nos mergulhos da foliação em escala regional e as observações de campo e dos estereogramas de contagem total de pólos da foliação indicam que as dobras F_3 mostram-se orientadas segundo a direção NW-SE. Estas dobras são normais com caimento,

possuem formas abertas a fechadas e superfície axial aproximadamente vertical. As dobras F_3 são assimétricas, com o flanco SW maior que o NE, influenciando nas concentrações dos pólos da foliação dispostas nos estereogramas das figuras 12, 13 e 14. Os eixos das dobras F_3 têm caimentos baixos (entre 15 e 25°) segundo as direções $N35^\circ W$ e $S50^\circ E$. Esta fase de dobramento controla a estruturação do relevo regional.

Uma fase de dobramentos mais tardia gerou as dobras F_4 , ocasionando uma variação da atitude média da foliação, entre $N35^\circ W$ e $N75^\circ E$ e afetando a orientação dos eixos das dobras F_3 . As dobras F_4 possuem superfícies axiais variáveis direcionadas para $N30-80^\circ E$, e apresentam eixos com caimentos de 55° para $S45^\circ W$ e 52° para $N75^\circ E$, e, subordinadamente, de 43° para $N70^\circ E$.

No estereograma de equiárea do setor norte contendo os pólos da foliação principal é possível observar-se uma guirlanda de pólos configurando a forma geral das dobras F_3 , cujos eixos estão situados nos quadrantes NW-SE, ($320^\circ-145^\circ$) (Fig. 12). As dobras F_4 também podem ser observadas pela formação de uma guirlanda de pólos, cujos eixos estão direcionados segundo $N50-60^\circ E$ e $S50-60^\circ W$, com caimento de 60° e 40°. A atitude média da foliação metamórfica neste setor é $N25^\circ W$, com mergulho de 33° para SW. A lineação mineral dos paragnaisses neste setor está marcada pela orientação da biotita e da silimanita e tem caimento de 6° para a direção $S25^\circ E$ e 2° para $N25^\circ W$ (Fig. 12).

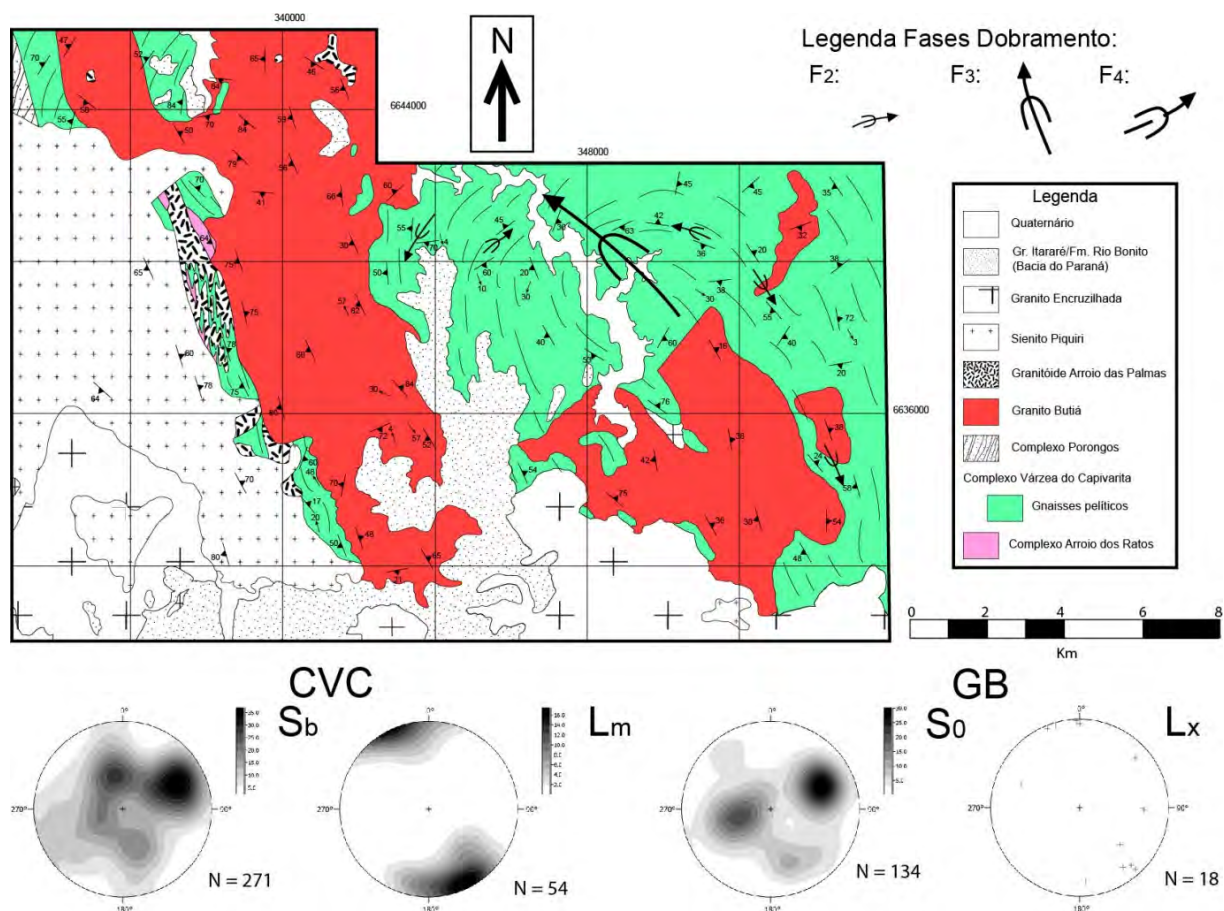


Figura 12 – Mapa de superfície de forma com indicação das principais estruturas e dos estereogramas de contagem de pólos da foliação metamórfica e da lineação mineral encontradas nos gnaisses e nos leucogranitos do setor norte. CVC= Complexo Várzea do Capivarita, GB = Granito Butiá.

Nos estereogramas de contagem de pólos do setor nordeste observa-se que a atitude da foliação principal neste setor tem direção média N25°W com mergulho de 50° para SW (Fig. 13). Ainda é possível observar uma guirlanda não muito definida afetando a atitude dos pólos da foliação, configurando a dobra F₄, que possui um plano axial direcionado segundo ENE. Neste mapa observa-se que a orientação da foliação metamórfica encontrada no Metanortosito Capivarita é a mesma do CVC.

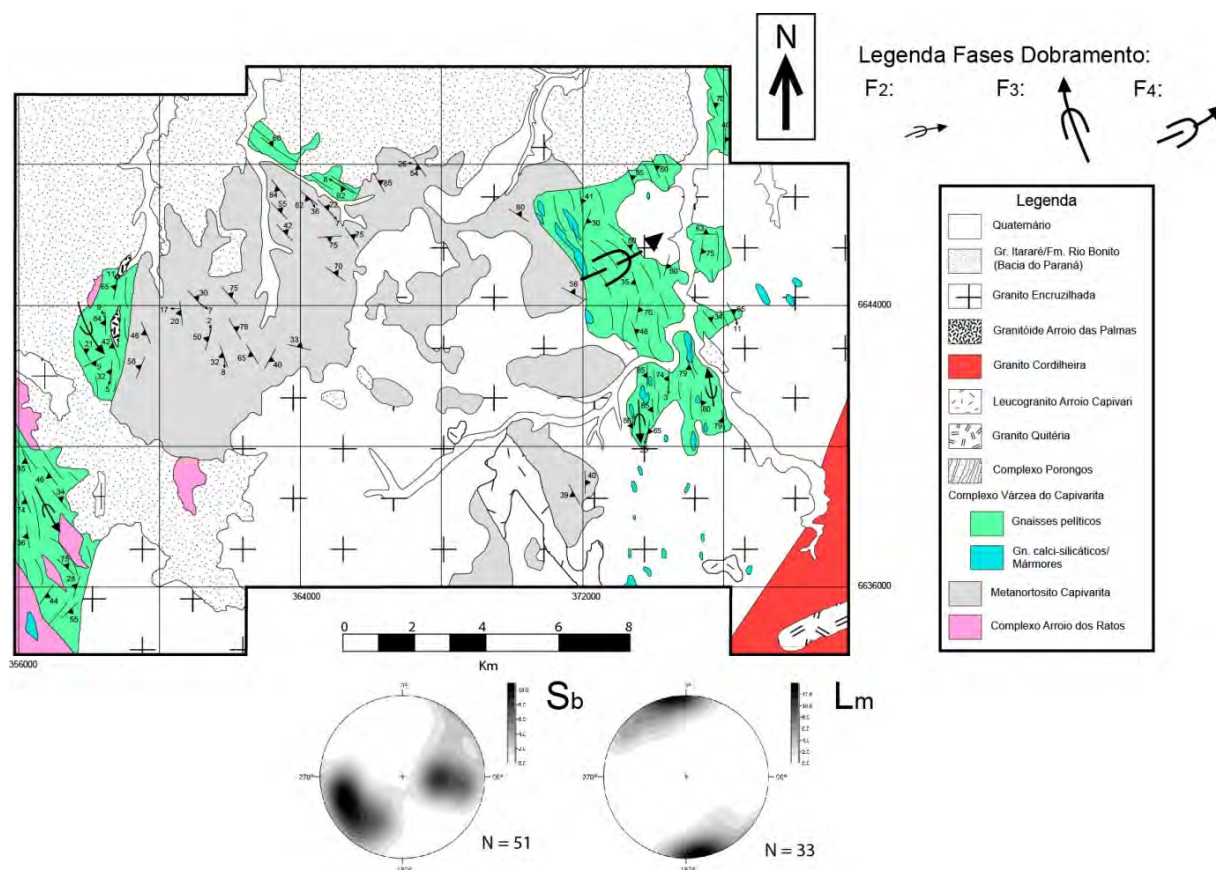


Figura 13 – Mapa de superfície de forma com indicação das principais estruturas e dos estereogramas de contagem de pólos da foliação metamórfica e da lineação mineral encontradas nos gnaisses do CVC no setor nordeste.

Nos dados de representação dos pólos da foliação principal obtidos no setor sul visualiza-se uma guirlanda de pólos menos definida, mas ainda configurando a forma geral das dobras F_3 , cujos eixos estão situados nos quadrantes NW-SE (Fig. 14). A atitude média do bandamento neste setor é $N45^\circ W$, com mergulho de 50° para SW. No mapa da figura 14 é possível observar dobras da fase F_4 , embora sua visualização não seja clara nos estereogramas. A lineação mineral dos paragneisses no setor sul também está marcada pela orientação de biotita e silimanita, com ângulo de caimento de 9° para a direção $N45^\circ W$ e de 2° para $S44^\circ E$ (Fig. 14).

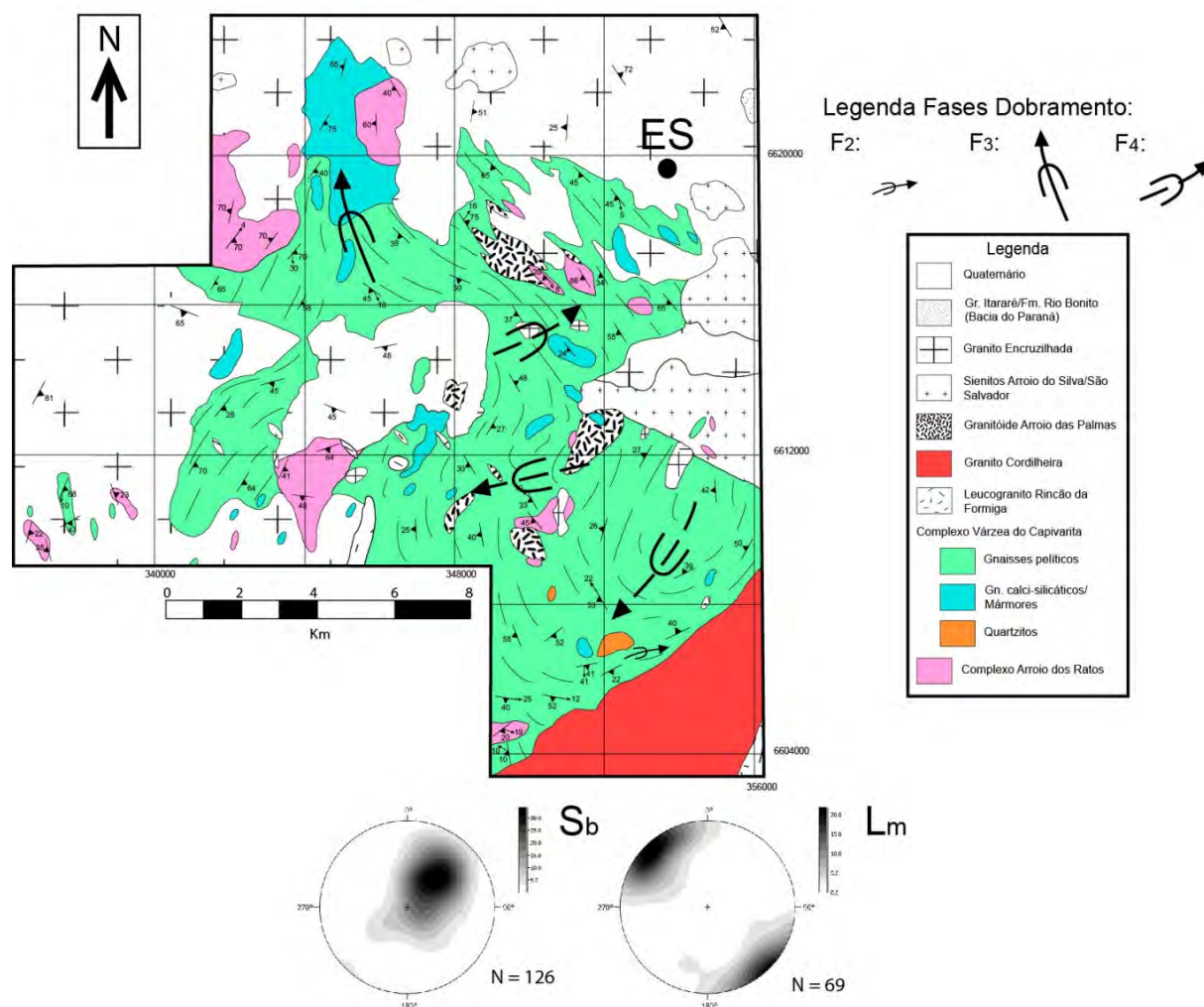


Figura 14 – Mapa de superfície de forma com indicação das principais estruturas e dos estereogramas de contagem de pólos da foliação metamórfica e da lineação mineral encontradas nos gnaisses do CVC no setor sul.

A retirada dos efeitos das dobras F_3 revela uma atitude média da foliação segundo a direção NW-SE com baixo angulo de mergulho para SW. A relação entre a atitude média da foliação principal e a lineação mineral resulta em um *rake* de valores baixos ($< 15^\circ$) a intermediários (15 a 30°), indicando uma relação de lineação do tipo oblíqua a direcional. Esta relação pode sugerir a atuação de processos deformacionais associados a um sistema transpressivo (Sanderson & Marchini, 1984; Tikoff & Teyssier, 1994; Tikoff & Greene, 1997).

6. CONDIÇÕES METAMÓRFICAS

O metamorfismo de alto grau para as rochas da sequência pelítica produz um conjunto bem definido de minerais, caracterizados principalmente por aluminossilicatos como cianita e/ou silimanita, granada almandina, biotita, cordierita e ortopiroxênio, associados ao quartzo, K-feldspato e plagioclásio. Em casos de temperaturas extremas ocorrem ainda espinélios e óxidos do tipo hercinita, safirina e coríndon, enquanto que as pressões mais elevadas (>10 kbar) estão registradas pela ocorrência de granada acompanhada por cianita e rutilo (Spear, 1993; Yardley, 1989; Bucher & Frey, 1994; Vernon & Clarke, 2008; Bucher & Grapes, 2011).

Nas condições metamórficas de ultra-alta temperatura (UAT ou UHT – *ultra-high temperature*) a pressão de H₂O é muito menor que a pressão litostática (P_L) e sua efetividade está diretamente relacionada a ocorrência de reações de quebra de minerais hidratados como a muscovita e biotita. As assembléias contendo cordierita são muito comuns para o metamorfismo de alto grau de rochas pelíticas. A ampla variação composicional entre a Mg-Cordierita e as granadas do tipo almandina habilita esta paragênese para os cálculos de geotermometria. A reação em equilíbrio da paragênese cordierita–silimanita–granada e hercinita–quartzo define esta associação como um excelente geobarômetro (Spear, 1993; Vernon & Clarke, 2008; Bucher & Grapes, 2011).

As principais reações químicas que ocorreram nos gnaisses pelíticos do CVC durante o pico de metamorfismo, foram identificadas por Gross *et al.* (2006): (a) $Bt + Sil + Qtz = Grt + Crd + Kfs + L$; (b) $Grt + Bt + Qtz = Opx + Crd + Kfs + L$ e (c) $Bt + Sil = Grt + Crd + Kfs + Spl + Mag + Ilm + L$, onde Bt = biotita, Sil = silimanita, Qtz = quartzo, Grt = granada almandina, Crd = cordierita, Kfs = K-feldspato, Opx = ortopiroxênio, Spl = espinélio tipo hercinita, Mag = magnetita, Ilm = ilmenita e L = fusão.

Estudos mais recentes associados com trabalhos de mapeamento geológico em escala 1:25.000 desenvolvidos pelos alunos e professores das disciplinas de Mapeamento Geológico I e II do curso de Geologia da UFRGS (UFRGS 2008, 2009, 2010 e 2011) têm descritos paragêneses semelhantes às observadas anteriormente nos estudos de Frantz *et al.* (1984), Silva *et al.* (2002) e Gross *et al.* (2006). Entretanto, a observação detalhada das paragêneses e das microestruturas nos gnaisses pelíticos e nas

injeções leucograníticas tem indicado que as condições de metamorfismo são um pouco distintas daquelas sugeridas anteriormente.

Uma das principais reações metamórficas que marcam a evolução do metamorfismo do Complexo Várzea do Capivarita é: $\text{Grt} + \text{Crd} + \text{Sil} = \text{Hc} + \text{Qtz}$ (Fig. 11). Esta reação permanece estável em condições de temperatura entre 900 e 1100°C e de pressão litostática entre 4 e 9 kbar (Fig. 15). Investigações recentes que levam em consideração a variação composicional dos minerais no sistema FMASH também mostram que a paragênese $\text{Grt} + \text{Crd} + \text{Sil}$ é estável para uma temperatura fixa de 860°C em condições de pressão variável entre 4 e 8 kbar (Bucher & Grapes, 2011).

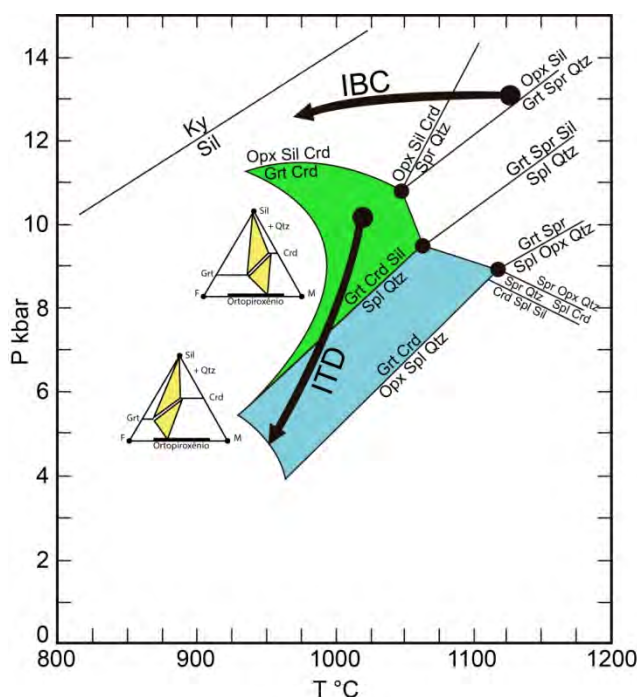


Figura 15 – Diagrama P-T para rochas pelíticas apresentando os campos das paragêneses e as condições de equilíbrio das reações envolvendo granada, cordierita, silimanita e hercinita, bem como as trajetórias IBC e ITD (isothermal descompression). (Fonte: Spear, 1993).

Philipp *et al.* (2009a, 2013) tem interpretado as paragêneses com $\text{Grt}-\text{Crd}-\text{Sil}-\text{Hc}-\text{Bt}-\text{Qtz}$ como associadas a condições gerais de temperatura entre 850 e 1000°C e condições de pressão intermediárias (entre 4 e 9 kbar). Os estudos de geotermobarometria por pseudoseção apresentados por estes autores indicam que o início da formação das fusões leucograníticas que geraram os corpos graníticos peraluminosos da Suíte Cordilheira ocorreram sob temperaturas entre 750 e 840°C e

pressões da ordem de 8 a 9 kbar. Estas evidências permitem caracterizar estas condições de temperatura como sendo de alto grau e compatíveis com as da fácies granulito de ultra-alta temperatura (UHT).

A ocorrência da reação de formação da hercinita sugere que a evolução do metamorfismo do CVC foi caracterizada por um evento metamórfico principal que atingiu condições de pressão máximas mais elevadas e evoluiu posteriormente para condições de pressão mais baixas através do soerguimento do sistema. Esta trajetória é atribuída a um padrão do tipo ITD (*isothermal decompression*) como sugerida por Spear (1993) (Fig. 15). Este padrão é observado em cinturões orogênicos colisionais, sendo interpretado como resultado de um período de soerguimento associado ao colapso do cinturão após o ápice do espessamento.

6.1 Migmatização e Formação de Leucogranitos

A formação de granitos do tipo S (Chappell & White, 1974), em específico do tipo CPG (*Cordierite-bearing peraluminous leucogranite*; Barbarin, 1999), contendo cordierita magmática, é atribuída a fusão crustal de protólitos de composição pelítica (Barbarin, 1999). Estes processos formam corpos tabulares e microplútons com espessuras da ordem de 10 a 50 metros ou muito maiores (Vernon & Clarke, 2008). Granitos peraluminosos com cordierita e granada ocorrem nas seções dos migmatitos de Inzie Head, na porção nordeste da Escócia (Johnson *et al.*, 2001).

A relação entre os grandes corpos graníticos peraluminosos que ocorrem em níveis crustais superiores e os migmatitos que ocorrem na crosta inferior é de difícil comprovação. Existem dúvidas sobre o processo de acumulação, segregação e ascensão dos magmas e sobre seu transporte por diques para níveis crustais superiores. Ao mesmo tempo muitos granitos mostram evidências de mistura com magmas máficos e, portanto, fontes mantélicas. Ainda observa-se que as fusões geradas nos migmatitos são pobres em minerais máficos, enquanto que alguns granitos peraluminosos possuem altas proporções de minerais máficos (Vernon & Clarke, 2008).

Entretanto, a ocorrência de granulitos residuais anidros ou fracamente hidratados com poucas injeções de fusão sugere que em determinadas condições, a fusão pode migrar da sua fonte, na crosta inferior, para se posicionar como um granito na crosta superior/intermediária, deixando restitos

granulíticos (Patiño-Douce, 1999; Guerina & Sawyer, 2003; Brown, 2001, 2007; Vernon & Clarke, 2008).

Em alguns casos as fusões dos migmatitos são cumuláticas e representam líquidos muito evoluídos ou fusões residuais. As fusões são extraídas primariamente por processos deformacionais, como, por exemplo, as relações descritas por diversos autores para os migmatitos da região de British Columbia, no Canadá (Vernon & Clarke, 2008).

Em muitos cinturões colisionais ocorrem leucogranitos peraluminosos com muscovita e/ou biotita com mais de 70% de SiO₂ e sem contribuição de magmatismo máfico. Estes granitos são interpretados como produto da fusão crustal de metassedimentos de composição pelítica e/ou quartzofeldspática (Patiño-Douce, 1999). A formação destes granitos é atribuída à fusão parcial sub-saturada em H₂O durante a descompressão causada pelo colapso do cinturão orogênico, representando uma crosta intracontinental espessada (Spear, 1993; Harris & Massey, 1994; Patiño-Douce, 1999).

As fontes de calor prováveis para a geração de fusões crustais relacionadas por Vernon & Clarke (2008) são: (1) descompressão da crosta espessada em cinturões orogênicos, gerando os clássicos leucogranitos colisionais; (2) ascensão da astenosfera abaixo da crosta em orógenos extensionais; (3) *underplating* maciço pela intrusão de magmas máficos mantélicos na base da crosta inferior; (4) ultrametamorfismo associado ao aumento da temperatura relacionado a gradientes geotérmicos da base da crosta em cinturões orogênicos colisionais. A geração da migmatização dos gnaisses do Complexo Várzea do Capivarita parece ter evoluído a partir da contribuição dos processos descritos nos itens 1, 4 e, subordinadamente, no item 3, como sugerido pelos estudos de Philipp *et al.* (2013).

Thompson (1999) mostra que a geração de granitos envolvendo alto grau de fusão parcial requer grandes volumes de crosta pré-aquecidos pelo metamorfismo regional e amplo acesso a magmas externos derivados do manto, tais como os que podem ser gerados por delaminação da raiz dos cinturões orogênicos associados aos processos de *slab break-off* (Davies & Von Blanckenburg, 1995, 1998).

Dados de campo, petrográficos e experimentais indicam que a maioria das reações de formação de fusões em rochas crustais ocorrem sob condições de P-T da fácies Granulito (800-

1000°C) e sem H₂O disponível (Wyllie *et al.*, 1976; Wyllie, 1977; Thompson, 1982; Clemens & Watkins, 2001; Clemens, 2005a, b). Estas reações são chamadas de *Dehydration Melting Reactions* (Thompson, 1982) e *Vapor-Absent Melting Reactions* (Grant, 1985). A fonte da H₂O para a fusão parcial dos metapelitos é oriunda da desidratação de minerais hidratados como a muscovita e biotita. Uma das principais reações de fusão é a da quebra da muscovita ($Ms + Pl + Qtz = Als + Kfs + L$), que ocorre a partir da fácies anfibolito médio e gera fusões ricas em Kfs. Esta reação, apesar de muito importante, gera líquidos em condições muito próximas da linha *solidus*, e que desta maneira não podem ascender para níveis crustais mais rasos (Vernon & Clarke, 2008).

De outro modo, as reações envolvendo a quebra da biotita ($Bt + Als + Qtz = Grt/Crd + Kfs + L$ e $Bt + Pl + Als + Qtz = Grt/Crd + Kfs + L$) ocorrem sob condições de alto grau para pelitos contendo ou não plagioclásio, e sob condições de pressão intermediária, quando ocorrem em presença de granada e cordierita. Estas fusões ocorrem sob condições de temperatura mais elevada e desta forma posicionam-se mais afastadas da linha *solidus*, favorecendo a movimentação dos líquidos gerados para níveis crustais mais rasos (Vernon & Clarke, 2008). Os dados observados nos gnaisses pelíticos do Complexo Várzea do Capivarita são sugestivos da ocorrência de um amplo processo migmatização associado a quebra da biotita como será discutido a seguir.

7. DISCUSSÃO

Os neossomas e/ou leucossomas contendo uma mineralogia a base de Kfs+Qtz e ricos em Grt e/ou Crd são bons indicadores da ocorrência de fusão parcial sub-saturada em H₂O, gerada a partir da reação de quebra da biotita (Tracy & Robinson, 1983; Waters & Whales, 1984; Waters, 1988; Powell & Downes, 1990; Vernon *et al.*, 1990, 2003; White *et al.*, 2004; Vernon & Clarke, 2008). Após a separação da fase fundida félsica e hidratada dos produtos sólidos das reações desidratadas, produz-se um resíduo de granulitos “secos” (restito) que são empobrecidos nos componentes félsicos da fusão.

Os estudos experimentais indicam que as reações de quebra da biotita representam as reações de fusão parcial mais comuns para metapelitos e componentes félsicos na porção intermediária e profunda da crosta (Holdaway & Lee, 1977; Clemens & Wall, 1981; Thompson, 1982; Tracy &

Robinson, 1983; Grant, 1985; Waters, 1988; Vielzeuf & Holloway, 1988; Patiño-Douce & Johnston, 1991; Stevens *et al.*, 1997; Johnson *et al.*, 2001).

Os magmas produzidos por essas reações podem se conectar através de segregação e gerar granitos peraluminosos (tipo S) em níveis crustais rasos se tiverem acesso a estruturas subverticais como zonas de cisalhamento ou zonas de falhas de extensão, que possibilitam a rápida ascensão e posicionamento das fusões (Clemens & Wall, 1981).

As fusões geradas pela quebra da muscovita e sem presença de H₂O livre têm variação positiva de volume resultando no aumento da pressão de fluidos, promovendo o fraturamento adjacente aos grãos minerais e o escapamento da fusão associada à diminuição da pressão e da temperatura (Connolly *et al.* 1997; Rushmer, 2001). Nessas condições as fusões perdem calor rapidamente e cristalizam-se na própria zona de geração da fusão.

Por outro lado, as fusões geradas pela quebra da biotita e sem presença de H₂O livre envolvem apenas uma pequena variação positiva de volume ou até mesmo negativa, resultando que a fusão pode permanecer no local da fusão ou pode migrar, principalmente, se for associada a estruturas tectônicas como zonas de cisalhamento (Rushmer, 2001; Holyoke & Rushmer, 2002). As várias reações de fusão podem ocorrer durante a evolução do metamorfismo progressivo, com cada sucessivo episódio ocorrendo em altas temperaturas e sob baixa atividade de H₂O, produzindo fusões com diferentes composições químicas (Powell, 1983; Sawyer, 1998).

As evidências petrográficas e de geotermobarometria sugerem que o Complexo Várzea do Capivarita foi submetido a condições metamórficas máximas de ultra-alta temperatura (UAT), sob temperaturas acima de 900°C e pressões entre 6 e 10 kbar (Philipp *et al.*, 2013). Estas condições possibilitaram a fusão parcial dos gnaisses pelíticos sob condições sub-saturadas a partir de processos de *dehydration melting* gerados a partir da quebra da biotita. As condições metamórficas extremas registradas no CVC são sugestivas de um episódio significativo de fusão parcial sob ausência de fluidos (*fluid-absent melting*), que pode ter gerado volumes elevados de magmas. Estudos recentes têm demonstrado que este tipo de fusão pode produzir entre 20-35% de fusão em metapelitos (Clemens & Vielzeuf, 1987; Sawyer, 1996). As evidências petrográficas e os estudos de geotermobarometria por pseudoseção levaram Philipp *et al.* (2009a,b, 2013) a sugerir que a fusão dos

gnaiesses metapelíticos do CVC foi responsável pela geração de um grande volume de líquidos graníticos que foram segregados e ascenderam através da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu para constituir os corpos graníticos peraluminosos da Suíte Cordilheira.

Os trabalhos de Chemale Jr. (2000), Saalman *et al.* (2007) e Hartmann *et al.* (2007) apresentaram análises integradas dos dados disponíveis para as principais unidades geotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense. Hartmann *et al.* (2007) identificaram dois eventos colisionais; o primeiro, esta associado a orogênese São Gabriel (860-680 Ma), relacionada ao início do Ciclo Brasileiro e está registrado nas unidades do Terreno São Gabriel. O segundo evento colisional está relacionado a orogênese Dom Feliciano (650-550 Ma), que ocorreu no final do referido ciclo. As idades deste evento de metamorfismo orogênico, entre 650 e 620 Ma, foram registradas através de idades U-Pb em zircões nos Complexos Encantadas e Porongos, no Metanortosito Capivarita e no próprio CVC (Gruber *et al.*, 2008; Chemale Jr. *et al.*, 2011; Bom, 2011; Bom *et al.*, 2012; Camozzato *et al.*, 2013).

O primeiro evento colisional Brasileiro correspondeu a um sistema inicial de empurrões oblíquos que evoluíram para um conjunto de zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo, cuja evolução final ocorreu provavelmente entre 710-700 Ma (Hartmann *et al.*, 2007, 2011). Os eventos de deformação mais tardios estão registrados em todas as unidades geotectônicas do Cinturão Dom Feliciano e marcam episódios relacionados a segunda colisão do Ciclo Brasileiro, representando a evolução de um sistema de zonas de cisalhamento dúcteis, oblíquas a transcorrentes, ocorridas entre 650 e 600 Ma (Chemale Jr. *et al.*, 2011; Philipp *et al.*, 2013; Camozzato *et al.*, 2013). O último evento deformacional está registrado em todas as unidades e se caracteriza pelo colapso gravitacional do Cinturão Dom Feliciano, com a abertura da Bacia do Camaquã ao redor de 600 Ma, finalizando com a deposição dos sedimentos da Formação Guaritas, em 540 Ma.

Na região de Quitéria e Encruzilhada do Sul foram descritos diversos episódios de geração de magmatismo granítico, representado pelo Granito Quitéria e pelos granitos peraluminosos da Suíte Cordilheira (Koster, 1995; Nardi & Frantz, 1995; Koester *et al.*, 2001; Frantz *et al.*, 2003). Philipp *et al.* (2009a) e Camozzato *et al.* (2012) descrevem a ocorrência de granitos peraluminosos correlatos a Suíte Cordilheira intrusivos no Complexo Porongos. O posicionamento destes corpos está associado à segunda fase de deformação e metamorfismo que afetou este complexo. Mais recentemente, Philipp *et*

al. (2013) propõem, a partir de novos dados estruturais e geotermobarométricos, a adaptação do modelo de geração deste magmatismo apresentado anteriormente por Koester (1995) e Koester *et al.* (2001). Neste modelo a geração dos granitos da Suíte Cordilheira está relacionada à fusão parcial dos gnaisses pelíticos do CVC durante o segundo episódio de metamorfismo regional colisional que teria ocorrido entre 630 e 620 Ma (Chemale Jr. *et al.*, 2011; Bom, 2011; Bom *et al.*, 2012). Os autores ainda ressaltam que as condições metamórficas atingiram temperaturas entre 850 e 1000°C e pressões da ordem de 6 a 10 kbar. Essas condições indicam que esse evento metamórfico atingiu condições de ultra-alta temperatura (UHT), gerando o magmatismo peraluminoso a partir de fusões parciais incongruentes (*incongruent melting*) derivados de reações envolvendo a quebra da biotita (Philipp *et al.*, 2009b, 2013).

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados apresentados e disponíveis na bibliografia (Gross *et al.*, 2006; Philipp *et al.*, 2009b, 2013) possibilitaram a caracterização do metamorfismo que atuou sob o CVC e de um episódio magmático intrusivo correlato e contemporâneo ao evento metamórfico datado (Bom, 2011; Bom *et al.*, 2012). As injeções graníticas existentes nos gnaisses pelíticos do Complexo Várzea do Capivarita são fusões parciais do mesmo. As pequenas injeções ao se unirem deram origem a corpos de leucogranitos de espessuras métricas, e provavelmente ao Granito Butiá. Estes corpos se posicionaram provavelmente na crosta inferior.

A relação entre a atitude média da foliação principal com relação à lineação mineral observadas no Complexo Várzea do Capivarita, retirando-se os efeitos da fase de dobramento F₃, sugere uma cinemática com movimentação do tipo oblíqua resultante da atuação de processos deformacionais associados a um sistema transpressivo.

As condições metamórficas estabelecidas com base nas paragêneses identificadas permitem estimar temperaturas da ordem de 850 a 1000°C e pressões entre 6 e 10 kbar, caracterizando esse metamorfismo como da série de pressão intermediária e ultra-alta temperatura (UAT). As relações espaciais entre as paragêneses encontradas nos gnaisses pelíticos permite sugerir que a trajetória desenvolvida pelos gnaisses do CVC é compatível com um padrão tipo ITD (*isothermal*

descompression). Este tipo de trajetória é desenvolvida em cinturões metamórficos gerados em eventos colisionais.

Trabalhos futuros a serem desenvolvidos terão como objetivo um melhor entendimento da proveniência sedimentar e da idade de cristalização metamórfica dos gnaisses pelíticos e dos granitos peraluminosos associados.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4): 349-364.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: and introduction. *Earth Sciences Reviews*, 17: 1-21.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1996. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (3-4): 263-274.
- Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605-626
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the southern brazilian shear belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 184-187
- Bom, F.M. 2011. *Origem e Evolução do Complexo Várzea do Capivarita, Encruzilhada do Sul, RS*. Porto Alegre, 73p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bom, F.M., Philipp, R.P. & Pimentel, M.M. 2012. Idade U-Pb SHRIMP do metamorfismo do Complexo Várzea do Capivarita e de geração de leucogranitos peraluminosos, Cinturão Dom Feliciano, Encruzilhada do Sul - RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46, 2012, Santos. *Anais...* Santos, SBG.
- Brown, M. 2001. Orogeny, migmatites and leucogranites: A review. *Proceeding of the Indian Academy of Sciences (Earth and Planetary Sciences)*, 110: 316-336.
- Brown, M. 2007. Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. *Journal of the Geological Society of London*, 164: 709-730.
- Bucher, K. & Frey, M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 315p.
- Bucher, K. & Grapes, R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 428p.
- Camozzato, E.; Lopes, R.C.; Philipp, R.P.; Klein, C. 2012. Geologia e Recursos Minerais da Folha Hulha Negra (SH.22-Y-C-I), Programa de Levantamentos geológicos Básicos, CPRM, Porto Alegre, 214 pg.

- Camozzato, E.; Philipp, R.P.; Chemale Jr., F. 2013. Evolução tectônica e geocronologia U-Pb em zircão da terminação sul do Terreno Tijucas (RS, Brasil). Congresso Uruguaio de Geologia, 13, Resumos Expandidos.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173–174.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Editora da UFRGS, p. 13-52.
- Chemale Jr., F., Philipp, R.P., Dussin, I., Formoso, M.L.L., Kawashita, K. & Berttotti, A.L. 2011. Lu-Hf and U-Pb age determination of the Capivarita Anorthosite, Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 186: 117-126.
- Clemens, J.D. 2005a. Granites and granitic magmas: strange phenomena and new perspective on old problems. *Proceedings of the Geologists' Association*, 116: 9-16.
- Clemens, J.D. 2005b. Rejoinder to 'Granite and granitic magmas'. *Proceedings of the Geologists' Association*, 116: 25-29.
- Clemens, J.D. & Wall, V.J. 1981. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canadian Mineralogist*, 19: 111-131.
- Clemens, J.D. & Vielzeuf, D. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 86: 287-306.
- Clemens, J.D. & Watkins, J.M. 2001. The fluid regime of high-temperature metamorphism during granitoid magma genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140: 600-606.
- Connolly, J.A.D., Holness, M.B., Rubie, D.C. & Rushmer, T. 1997. Reaction-induced microcracking: an experimental investigation of a mechanism for enhancing anatexis melt extraction. *Geology*, 25: 591-594.
- Davies, J.H. & Von Blanckenburg, F. 1995. Slab breakoff: a model lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129: 85-102.
- Davies, J.H. & Von Blanckenburg, F. 1998. Thermal controls on slab breakoff and the rise of high-pressure rocks during continental collisions. In: Hacker, B.R. & Liou, J.G. (Eds.). *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultra-High Pressure Rocks*. Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 97-115.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C.C., Vieira Jr, N., Marques-Toigo, M, Guerra-Sommer & Piccoli, A.E. 1988. *Mapa geológico de parte das folhas de Quitéria (SH 22-Y-B-I-4) e Várzea do Capivarita (SH 22-Y-B-I-3), RS*. Porto Alegre, 1988. 1 mapa preto e branco. Escala 1:50.000.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Science*, 5: 77-96.
- Frantz, J.C., Lima, E.F., Machado, R.P. & Naumann, M. 1984. Contribuição à geologia de Encruzilhada do Sul - RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.5, p. 2407-2416.

- Frantz, J.C., McNaughton, N.J., Marques, J.C., Hartmann, L.A., Botelho, N.F. & Caravaca, G. 2003. SHRIMP U-Pb zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constrains on the temporal evolution of the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone and Eastern Dom Feliciano Belt. *In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, 4, 2003, Salvador. *Short Papers...* Salvador, SBG, v.1, p. 174-177.
- Fragoso-Cesar, A.R.S. 1980. O Cráton de Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-rio-grandense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, 1980, Camboriú. *Anais...* Camboriú, SBG, v.5, p. 2879-2892.
- Fragoso-Cesar, A.R.S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As Orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo, Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 367p.
- Grant, J.A. 1985. Phase equilibria in partial melting of pelitic rocks. *In: Ashworth, J.A. (Ed.). Migmatites*. Glasgow, Blackie, 86-144.
- Gross, A.O.M.S, Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D. & Koester, E. 2006. Neoproterozoic low-pressure/high-temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita Metamorphic Suite, SE Brazil: Thermobarometric and Sm/Nd evidence. *Precambrian Research*, 147: 41–64.
- Gruber, L., Porcher, C.C, Lenz, C., Dussin, I.A. & Chemale Jr., F. 2008. Mesoproterozoic detrital zircons in the Dom Feliciano Belt: zircon ages for the Porongos Metamorphic Complex. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 6, 2008, San Carlos de Bariloche. *Book of Abstracts...* San Carlos de Bariloche, INGEIS, p. 109-110.
- Guerina, S. & Sawyer, E.W. 2003. Large-scale melt-depletion in granulite terranes: an example from the Archean Ashuanipi Subprovince of Quebec. *Journal of Metamorphic Geology*, 21: 181-201.
- Harris, N.B.W. & Massey, J. 1994. Decompression and anatexis of the Himalayan metapelites. *Tectonics*, 13: 1537-1546.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F. & Philipp, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. *In: Ianuzzi, R. & Frantz, J.C. (Eds.). 50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade, p. 97-123.
- Hartmann, L.A.; Philipp, R.P.; Santos, J.O.S.; McNaughton, N.J. 2011. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazil. *Gondwana Research*, v. 19, p. 84-99.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Campos Neto, M.C. & Trouw, R.A.J. 2004. Província Mantiqueira. *In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. (Eds.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 203-234.
- Holdaway, M.J. & Lee, S.M. 1977. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63: 175-198.
- Holyoke, C.W. & Rushmer, T. 2002. An experimental study of grain scale melt segregations mechanisms in two common crustal rock types. *Journal of Metamorphic Geology*, 20: 493-512.

- Johnson, T.E., Hudson, N.F.C. & Droop, G.T.R. 2001. Partial melting in the Inzie Head gneisses: the role of water and a petrogenetic grid in KFSMASH applicable to anatectic pelitic migmatites. *Journal of Metamorphic Geology*, 19: 99-118.
- Jost, H. & Hartmann, L.A. 1984. Província Mantiqueira, Setor Meridional. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (Eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher Ltda, p. 345-368.
- Koester, E. 1995. *Evolução geológica do magmatismo sintectônico à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Região de Encruzilhada do Sul, RS*. Porto Alegre, 240p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Koester, E., Roisenberg, A., Fernandes, L.A.D., Soliani Jr., E., Nardi, L.V.S. & Kraemer, G. 2001. Petrologia dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2): 131-140.
- Martil, M.M.D. 2007. *Relações de Intrusão do Maciço Sienítico Piquiri, RS, com Suas Encaixantes*. Porto Alegre, 71p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Martil, M.M.D. 2010. *Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita*. Porto Alegre, 77p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2011. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. *Pesquisas em Geociências*, 38(2): 181-201.
- Nardi, L.V.S. & Frantz, J.C. 1995. The Cordilheira Intrusive Suite: Late Proterozoic peraluminous granitoids from the southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1): 55-63.
- Niessing, M. 2008. *Geology and stratigraphic definition of the Butiá Granite: a sillimanite-bearing syntectonic leucogranite from the Sul-rio-grandense Shield*. Munique, 104p. Dissertação de Mestrado, Civil and Geodetic Engineering, Technische Universität München.
- Niessing, M., Bitencourt, M.F., Kruhl, J.H., Martil, M.M.D., Gregory, T.R., Centeno, A.P., Fontana, E. & Knijnik, D.B. 2008. Geology and stratigraphic definition of the Butiá Granite: a sillimanite-bearing syntectonic leucogranite from the Sul-rio-grandense Shield. In: 44 Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba, 2008. *Anais...* Curitiba, SBG, p. 522. (+CD-Rom).
- Oyhantçabal, P.B., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S. & Layer, P. 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Felician Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society of London*, 166: 1075-1084.
- Patiño-Douce, A.E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C. & Vigneresse, J.E. (Eds.). *Understanding Granites: New and Classical Techniques*. Geological Society of London Special Publications, 168: 55-75.
- Patiño-Douce, A.E. & Johnston, A.D. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107: 202-218.

- Philipp, R.P., Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.). Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p.133-160.
- Philipp, R.P. & Machado, R. 2005. The Neoproterozoic to Cambrian Granitic Magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 19: 461-478.
- Philipp, R.P., Machado, R. & Chemale Jr, F. 2007. A geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. *In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Ed.). 50 anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 59-77.
- Philipp, R.P. & Camozzato, E. 2009a. A colocação do Batólito Pelotas e suas relações com o metamorfismo regional orogênico no cinturão Dom Feliciano, RS. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 12; INTERNATIONAL SYMPOSIUM OF TECTONIC STUDIES, 6, 2009, Ouro Preto. Anais... Ouro Preto, SBG, p. 112.*
- Philipp, R.P., Massonne, H.J. & Campos, R. 2009b. Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite: register of Neoproterozoic collision and generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 12; INTERNATIONAL SYMPOSIUM OF TECTONIC STUDIES, 6, 2009, Ouro Preto. Anais... Ouro Preto, SBG, p. 110.*
- Philipp, R.P., Massonne, H-J & Campos, R. 2013. Peraluminous leucogranites of the Cordilheira Suite: A record of Neoproterozoic collision and the generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 43: 8-24.
- Powell, R. 1983. Processes in granulite-facies metamorphism. *In: Atherton, M.P. & Gribble, C.D. (Eds.). Migmatites, Melting and Metamorphism*. Nantwich, Shiva, p. 127-139.
- Powell, R. & Downes, J. 1990. Garnet porphyroblast-bearing leucosomes in metapelites: mechanisms and an example from Broken Hill, Australia. *In: Ashworth, J.R. & Brown, M. (Eds.). High Temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. London, Unwin Hyman, p. 105-123.
- Ribeiro, M. & Fantinel, L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense: I - Tabulação edistribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geológica*, 5: 19 - 54.
- Rushmer, T. 2001. Volume change during partial melting reactions: implications for melt extraction, melt geochemistry and crustal rheology. *Tectonophysics*, 342: 389-405.
- Saalmann, K., Hartmann, L.A. & Remus, M.V.D. 2007. The assembly of West Gondwana-The view from the Rio de la Plata craton. *In: Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P. & Zulauf, G. (Eds.). The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision*. Geological Society of America Special Paper, 423: 1-26.
- Sanderson D.J. & Marchini W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6: 449-458.
- Sawyer, E.W. 1996. Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87: 85-94.
- Sawyer, E.W. 1998. Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. *Journal of Petrology*, 39: 1147-1167.

Silva, A.O.M., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D. & Droop, G.T.R. 2002. Termobarometria da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (RS): Embasamento do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 419–432.

Soliani Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. São Paulo, 425 p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Spear, F.S. 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Washington, D.C., *Mineralogical Society of America*, 799p.

Stevens, G., Clemens, J.D. & Droop, G.T.R. 1997. Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from “primitive” metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128: 352-370.

Tikoff, B. & Teyssier, C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16: 1575-1588.

Tikoff, B. & Greene, D. 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, 19: 29-39.

Thompson, A.B. 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282: 1567-1595.

Thompson, A.B. 1999. Some time-space relationship for crustal melting and granitic intrusion at various depths. In: Castro, A., Fernández, C. & Vigneresse, J.-L. (Eds.). *Understanding Granites: Integrating New and Classic Techniques*. Geological Society of London Special Publication, 168: 7-25.

Tracy, R.J. & Robinson, P. 1983. Acadian migmatite types in pelitic rocks of central Massachusetts. In: Atherton, M.P. & Gribble, C.D. (Eds.). *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Nantwich, Shiva, p. 163-173.

UFRGS 2008. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Passo das Canas SH-22-Y-A-III-4 (MI2984/4) e Capané SH 22-Y-A-III-3 (MI2984/3), RS*. Porto Alegre, 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS 2009. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da Folha Passo das Canas SH-22-Y-A-III-4 (MI2984/4), RS*. Porto Alegre, 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS 2010. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Encruzilhada SH-22-Y-A-VI-2 (MI2997/2) e Passo das Canas SH22-Y-A-III-4 (MI2984/4), RS*. Porto Alegre, 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS 2011. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da folha Várzea do Capivarita SH-22-Y-B-I-4 (MI2985/2), RS*. Porto Alegre, 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Vasquez, M. L. 1997. *Evolução petrogenética dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul-RS*. Porto Alegre, 195p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Vernon, R.H. & Clarke, G.L. 2008. *Principles of Metamorphic Petrology*. New York, Cambridge University Press, 446p.
- Vernon, R.H., Clarke, G.L. & Collins, W.J. 1990. Local mid-crust granulite facies metamorphism and melting: an example in the Mount Stafford area, central Australia. *In: Ashworth, J.R. & Brown, M. (Eds.). High Temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. London, Unwin Hyman, p. 272-319.
- Vernon, R.H., Collins, W.J. & Richards, S.W. 2003. Contrasting magmas in metapelitic and metapsammitic migmatites in the Cooma Complex, Australia. *Visual Geosciences*, 8: 45-54.
- Vielzeuf, D. & Holloway, J.R. 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 257-276.
- Waters, D.J. 1988. Partial melting and the formation of granulite facies assemblages in Namaqualand, South Africa. *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 387-404.
- Waters, D.J. & Whales, C.J. 1984. Dehydration melting and the granulite transition in metapelites from southern Namaqualand, South Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88: 269-275.
- White, R.W., Powell, R. & Halpin, J.A. 2004. Spatially-focused melt formation in aluminous metapelites from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 22: 825-845.
- Wyllie, P.J. 1977. Crustal anatexis; an experiment review. *Tectonophysics*, 43: 41-71.
- Wyllie, P.J., Huang, W.L., Stern, C.R. & Maaløe, S. 1976. Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13: 1007-1019.
- Yardley, B.W.D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Essex, Longman, 248 p.

Capítulo III

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Complexo Várzea do Capivarita é um terreno de alto grau que atingiu condições metamórficas de ultra-alta temperatura (850 - 1000° C) e pressão intermediária (6 - 10 kbar), indicadas pela reação metamórfica Granada + Silimanita + Cordierita = Hercinita + Quartzo. Os gnaisses pelíticos possuem feições de migmatização como injeções leucograníticas peraluminosas de espessuras centimétricas a métricas. Estes corpos provavelmente estão associados com outros corpos maiores como o Granito Butiá, que ocorre na porção norte do complexo.

As características estruturais registradas no CVC indicam um ambiente tectônico regido por transpressão, com lineação de estiramento do tipo oblíqua, e trajetória P-T-t horária (descompressão isotermal). Esses dados apontam para um metamorfismo do tipo orogênico colisional.

Os dados geocronológicos confirmam a geração de leucogranitos peraluminosos derivados da migmatização dos gnaisses pelíticos, sendo que a idade do pico metamórfico foi definida em 620 ± 3 Ma e a idade de cristalização é de 612 ± 5 Ma. Dois zircões do gnaiss pelítico produziram idades que podem ser interpretadas como proveniência sedimentar e indicam a participação de fonte(s) neoproterozóica(s). Essa evidência indica uma provável deposição sedimentar em uma bacia de retro-arco.

Os protólitos sedimentares do CVC provavelmente se depositaram em um ambiente de margem passiva sobre um embasamento paleoproterozóico. A evolução desta bacia, entretanto, sofreu influência da tectônica neoproterozóica, como registrado nos zircões detríticos. Desta forma, sugere-se uma evolução final para uma bacia de reto-arco.

No final do ciclo Brasileiro, o Complexo Várzea do Capivarita foi afetado pelo metamorfismo associado a colisão entre os crátons Rio de la Plata e Kalahari, evoluindo posteriormente com uma exumação por processos tectônicos tardios e erosão.

ANEXOS**ANEXO A - ARTIGO NÃO-SUBMETIDO**

U-Pb SHRIMP age of the collisional metamorphism in the Várzea do Capivarita Complex, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil

Francisco Molina Bom, Ruy Paulo Philipp, Márcio Martins Pimentel, Sérgio Luiz Junges e Gustavo Zvirtes

U-Pb SHRIMP AGE OF COLLISIONAL METAMORPHISM IN THE VÁRZEA DO CAPIVARITA COMPLEX, DOM FELICIANO BELT, SOUTHERNMOST BRAZIL

Francisco Molina BOM*¹, Ruy Paulo PHILIPP², Márcio Martins PIMENTEL³, Sérgio Luiz⁴
JUNGES & Gustavo ZVIRTES¹

1 – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Caixa Postal 15001, Porto Alegre, RS, Brazil.

2 – Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Caixa Postal 15001, Porto Alegre, RS, Brazil.

3 – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Asa Norte, Caixa Postal 04465 Brasília, DF, Brazil.

4 – Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Caixa Postal 15001, Porto Alegre, RS, Brazil.

ABSTRACT

The Várzea do Capivarita Complex is composed of pelitic gneisses with subordinate occurrence of calc-silicate gneiss, marble, quartz-feldspathic gneisses and rare quartzites. The pelitic gneisses are injected by tabular bodies of leucogranite, which represent its partial melting. The paragneisses are tectonically intercalated with the orthogneisses of the Arroio dos Ratos Complex. The complex is inserted in the Pelotas Batholith, central portion of the Dom Feliciano Belt, occurring as megaxenoliths in the granites of Encruzilhada do Sul Suite and as smaller fragments in Quitéria and Cordilheira Granites. The average attitude of the metamorphic foliation is N30°W and mineral lineation is subhorizontal with a rake from 15° to 30°, suggesting the operation of deformation processes associated with a transpressive system. The metamorphic conditions established based on the identified paragenesis, such as garnet-cordierite-sillimanite-hercynite-quartz, allow estimating temperatures of 850 to 1000 °C and pressures between 6 and 10 kbar, characterizing this metamorphism as intermediate pressure and ultra-high temperature (UHT) series. The formation of hercynite through the reaction garnet+sillimanite+cordierite is indicative of an uplift and characterizes part of a clockwise trajectory, common in collisional belts. A sample of garnet-sillimanite-biotite gneiss and one of peraluminous leucogranite were dated by U-Pb SHRIMP method. The paragneiss metamorphic zircons yielded an age of 620 ± 4 Ma to main metamorphic event, while the leucogranite igneous zircons indicate that magma crystallization took place at 612 ± 5 Ma. The structural concordance between the S₂ metamorphic foliation of the paragneiss and the leucogranite

magmatic foliation (S_0) indicates that both were formed in the same event, implying that the migmatization of the pelitic gneisses of the complex generated the peraluminous leucogranites during the apex of the collisional orogenic metamorphism.

Keywords: 1. Dom Feliciano Belt. 2. Várzea do Capivarita Complex 3. Ultra-High Temperature 4. Collisional Metamorphism 5. Neoproterozoic. 6. Migmatite.

INTRODUCTION

Collisional orogenic belts are crustal scale manifestations which represent the apex of convergence between tectonic plates. A complete understanding of the evolution of orogenic belts requires geological mapping integrated with petrographic, structural, geochemical, geothermobarometric and geochronological studies. Furthermore, the inclusion of geological events is essential in the geodynamic modelling of orogenic belts. For instance, the generation of granitic magmas in a collisional environment may be related to the thickening of the orogenic continental crust during or after collision. Such an event could be followed by the thermal relaxation and uplift of the orogenic crust during a post-collisional period. The formation of peraluminous granite is generally attributed to the partial melting of crustal rocks by ultrametamorphism in collisional belts (White & Chappell, 1977; Thompson, 1982; Patiño-Douce & Johnston, 1991; Stevens *et al.*, 1997; Patiño-Douce & McCarthy, 1998).

The Sul-rio-grandense Shield, located in southernmost Brazil, has had a complex tectonic evolution, since it was affected by Transamazonian and Brasiliano/Pan-African Cycles, which split up and mixed different rock units. Although there are several works on geological mapping, petrography, structural geology and geotectonics, it lacks enormously of geochronological and also geochemical data, leaving any theory in the field of speculation.

The Dom Feliciano Belt (DFB) is an orogen with a long and complex evolution of about 350 to 400 Ma. The construction of the DFB was preceded by a continental fragmentation of the ancient Rodinia continent. The extent that separated the areas constituted by the South American and African

continents has led to the formation of an extensive oceanic area denominated Goiás-Farusiano Ocean at about 1.0 Ga (Cordani *et al.*, 2013). The beginning of the consumption of this ocean is registered by the formation of an intra-oceanic arc, represented by the tonalitic-trondhjemitic and dioritic gneisses of the Passinho Event, which has occurred at approximately 870-860 Ma (Leite *et al.*, 1998; Philipp *et al.*, 2014). Posteriorly, a new active continental arc margin was formed at nearly 750-700 Ma. This arc has its superior portion preserved in the Bossoroca Complex, which is an association of pyroclastic and epiclastic metavolcanic rocks of calc-alkaline affinity, juvenile isotopic signature and age of 753 Ma (Machado *et al.*, 1990; Remus *et al.*, 1997). The infracrustal portion of the arc is preserved in the Cambaí Complex, a set of gneisses with tonalitic, granodioritic and dioritic composition and crystallization ages between 745-710 Ma (Babinski *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 2011). These magmatic arcs were interleaved with ofiolitic rocks during a metamorphic event which defines, between 745-710 Ma, the construction of São Gabriel Terrane, northwest part of the DFB (Hartmann *et al.*, 2011).

Here we present an integrated study based on the general geological findings described above. The study is related to the ultra-high temperature and medium pressure metamorphism and the generation of the peraluminous magmatism of the Dom Feliciano Belt in southernmost Brazil. These studies are related to analysis of the metamorphic conditions for the Várzea do Capivarita Complex and the conditions of partial melting, for which we have compiled structural, petrographic and microtectonic data from the Várzea do Capivarita Complex and associated granites. We report new U-Pb SHRIMP zircon data for the pelitic gneisses and for a peraluminous leucogranite body to better understand the relationship between the collisional metamorphism and the partial melting processes associated to the final evolution of the Dom Feliciano Belt.

GEOLOGICAL SETTING

The Sul-rio-grandense Shield (SRGS) is an association of metamorphic, igneous and sedimentary rocks disposed in a complex tectono-stratigraphic array controlled and segmented by regional lineaments with N20°-40°E and N30-40°W directions (Fig. 1) (Chemale Jr., 2000; Hartmann

et al., 2007). The units have continuity to Uruguay to the south and to Santa Catarina to the north with broad correlation, which led to the interpretation that it represents the suture zone between the Rio de la Plata and Kalahari Cratons (Fragoso-Cesar, 1980, 1991; Soliani Jr., 1986; Fernandes *et al.*, 1990). Two main geotectonic units have been characterized for the Sul-Rio-Grandense Shield: the Rio de la Plata Craton and the Dom Feliciano Belt. Only an isolated fragment of the first is found in the southwestern part of the shield (Taquarembó Terrane) while the second occupies most part of it.

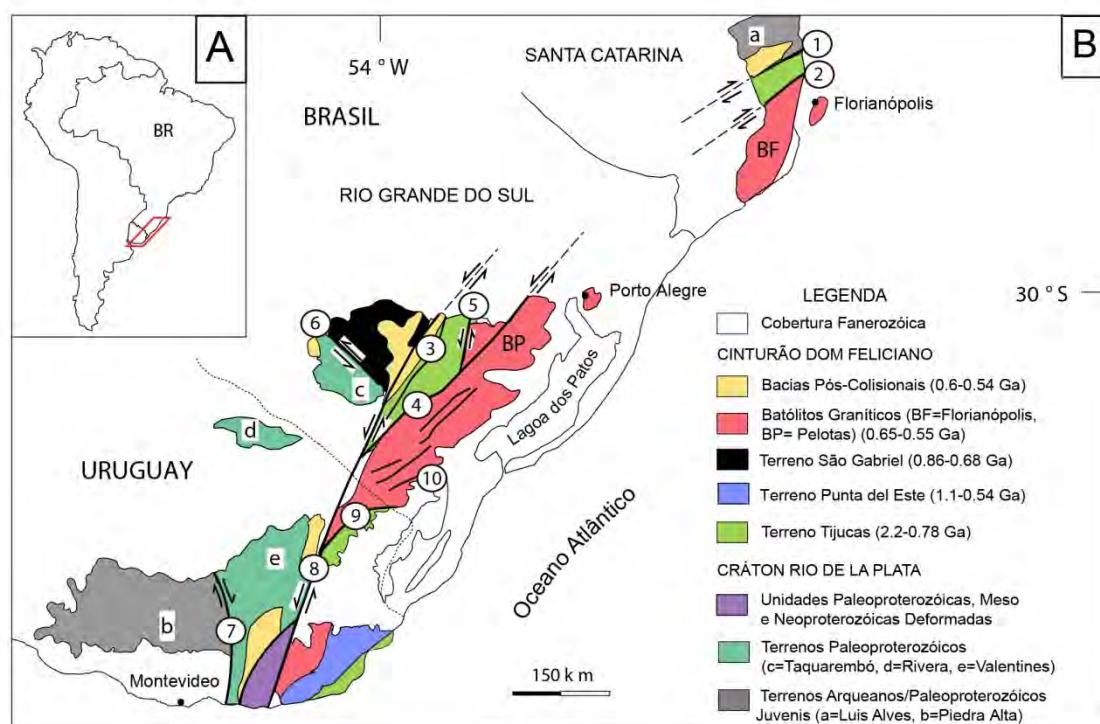


Figure 1 - A) Location of the studied area in South America. B) Main geotectonic units of southern Brazil and Uruguay. Main shear zones: 1 - Itajaí-Perimbó, 2 - Major Gercino, 3 - Santana da Boa Vista, 4 - Dorsal de Canguçu, 5 - Passo do Marinheiro, 6 - Ibaré, 7 - Sarandi del Yi, 8 - Sierra Ballena, 9 - Cerro Amaro, 10 - Arroio Grande. Modified from Hartmann *et al.* (2007) e Oyhançabal *et al.* (2009).

The Dom Feliciano Belt is a continental scale mega structure, resulted of the collision of Rio de la Plata and Kalahari Cratons during the end of Brasiliano/Pan-African Cycle in Neoproterozoic (Ribeiro & Fantinel, 1978; Fragoso-Cesar, 1991; Chemale Jr., 2000; Heilbron *et al.*, 2004, Hartmann *et al.*, 2007). It is divided in three domains: (I) the São Gabriel Terrane, a pre-collisional neoproterozoic volcanic arc accreted to the Rio de la Plata Craton before the collision with the Kalahari Craton (São Gabriel Orogenesis); (II) the Tijucas Terrane, the metamorphic belt resulted from the collision of the cratons; and (III) the Pelotas Batholith, granitoids suites formed during the

evolution of the orogenic belt (Fig. 1) (Hartmann *et al.*, 2007). Some cratonic fragments have been preserved in the belt as orthogneissic complexes (Santa Maria Chico, Imbicuí, Encantadas and Arroio dos Ratos Complexes) associated with metavolcano-sedimentary and metaplutonic complexes (Cambai/Cambaizinho, Bossoroça, Palma, Pontas do Salso, Passo Feio, Marmeleiro and Porongos Complexes) generated and/or deformed in São Gabriel Orogenesis (Hartmann *et al.*, 2007).

The Pelotas Batholith is composed by granitoids originated essentially by reworking of the old continental crust according to isotopic data (May, 1990; Babinski *et al.*, 1996; Philipp & Machado, 2005; Philipp *et al.*, 2007), which has left several remnants (basement septa) that didn't melt completely inside the granitic bodies. They are low to high grade metamorphic rocks with areas of several square kilometres in the north segment of the batholith to centimetric- decametric xenoliths in the central and south segments (Philipp & Machado, 2002).

The Várzea do Capivarita Complex

Located in the northern limit of the batholith, the Várzea do Capivarita Complex (VCC) is one basement septum which occurs as roof pendants and xenoliths disposed in extent areas within the granites of the Encruzilhada do Sul Suite as well as minor xenoliths in the Quitéria, Arroio Francisquinho and Cordilheira Granites (Fernandes *et al.*, 1990, 1992; Koester, 1995; Vasquez, 1997) and is tectonically intercalated with the Arroio dos Ratos Complex orthogneisses (Martil, 2007; Martil *et al.*, 2011). It outcrops in three major continuous areas: northeast, north and south, in addition to other adjacent smaller areas. The northeastern sector has the smallest area, with approximately 8 x 6 km², while the northern sector has 14 x 8 km² approximately (undivided from the Arroio dos Ratos Complex) and the southern sector has the largest area, with approximately 12 x 12 km² (Fig. 3).

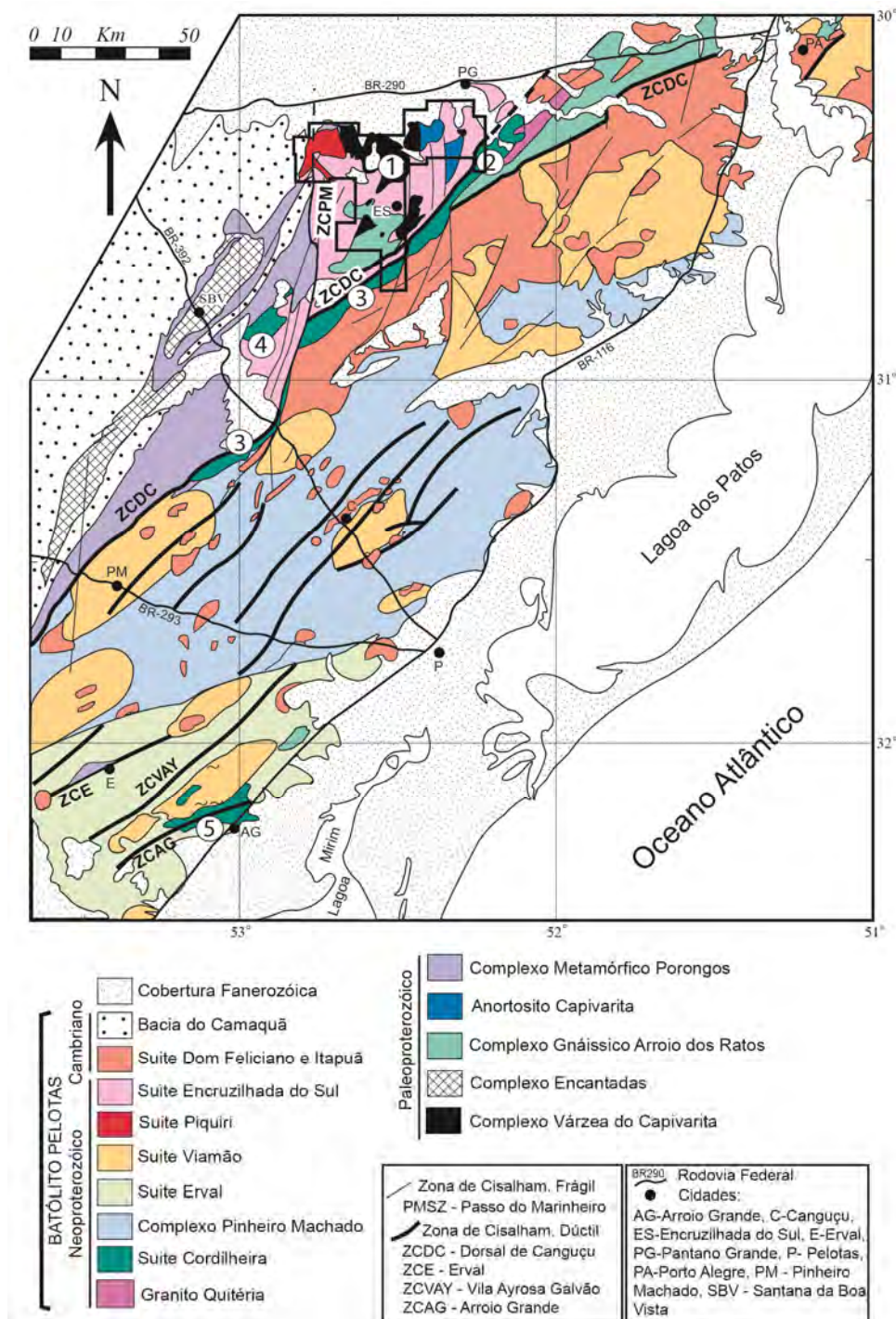


Figure 2 – Geological map of the Pelotas Batholith. Cordilheira Suite granites: 1 - Butiá Granite, 2 - Arroio Francisquinho Granite, 3 - Cordilheira Granite, 4 - Figueiras Granite and 5 - Três Figueiras Granite. The mold indicates the area of 3. Modified from Philipp *et al.* (2013).

The VCC is constituted by supracrustal rocks metamorphosed in the upper amphibolite to granulite facies and intrusive peraluminous leucogranites. The pelitic gneisses are the principal unit, with subordinate quartz-feldspathic gneisses, calc-silicate gneisses, marbles and rare quartzites. It is delimited by two main shear zones: the Dorsal de Canguçu Shear Zone to the east and the south

(N50°E) and by the Passo do Marinheiro Shear Zone to the west (N-S). The metamorphic foliation has a mean orientation of N30°W and the lineation is subhorizontal with a rake of 15-40° (oblique), typical of transpressive systems (Sanderson & Marchini, 1984; Tikoff & Teyssier, 1994; Tikoff & Greene, 1997).

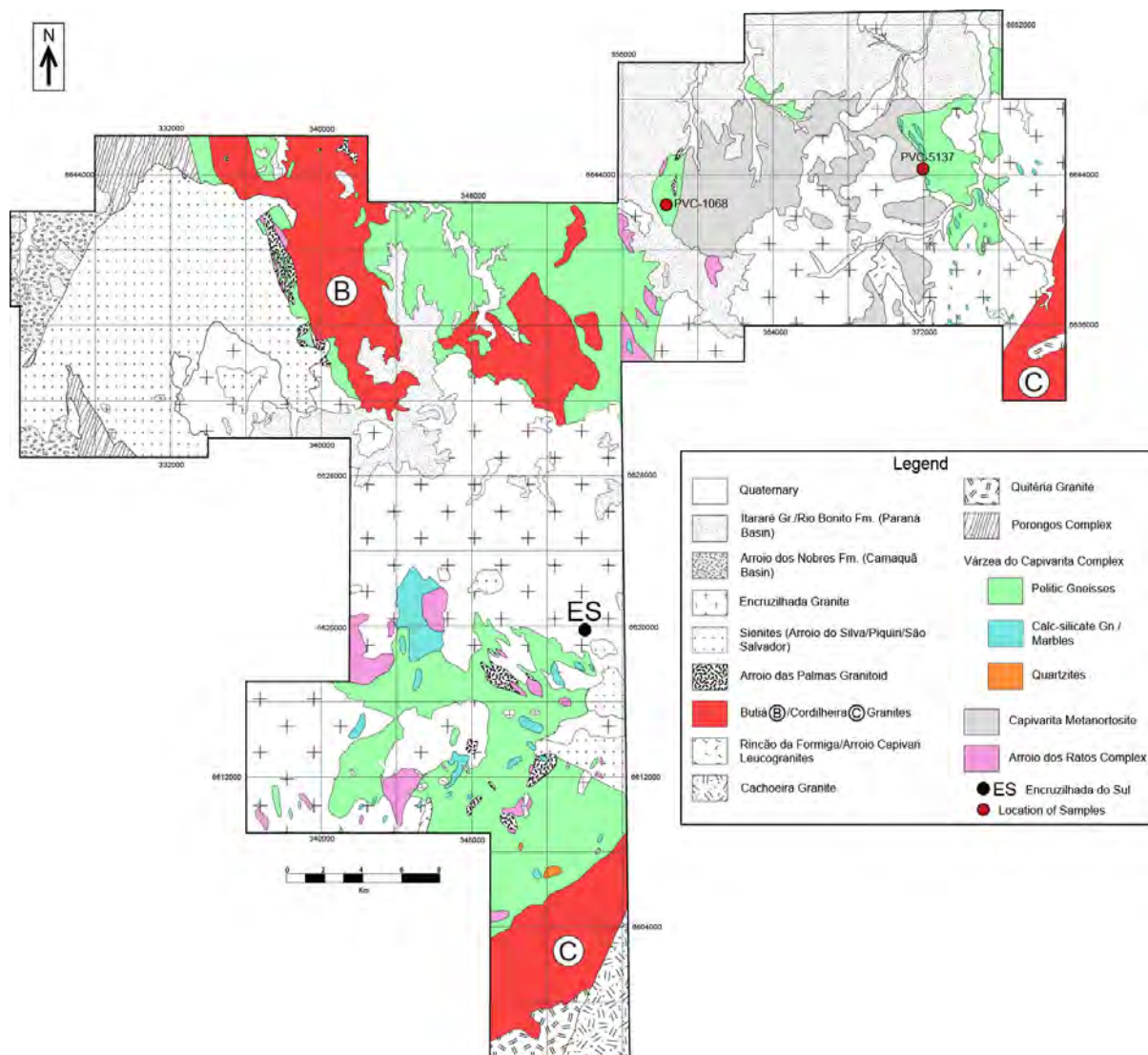


Figure 3 - Geological map of the Várzea do Capivarita Complex with location of the samples. Coordinates are: PVC-1068: (22 J) 358627 m E, -6642325 m N; PVC-5137: (22 J) 372015 m E, - 6645517 m N. Modified from UFRGS (2008, 2009, 2010, 2011).

The pelitic gneisses have an irregular and discontinuous composite banding generated in part by metamorphic segregation associated with felsic bands of leucogranitic injections, which have been interpreted as partial melting of the pelitic gneisses (Fig. 4) (Silva *et al.*, 2002; Gross *et al.*, 2006; Philipp *et al.*, 2009b, 2013; Bom *et al.*, 2014). Biotite-rich mafic bands are dominant, generally containing almandine garnet, sillimanite, cordierite and occasionally hercynite (Fig 5). Quartz-

feldspathic felsic bands have plagioclase, microcline and quartz, accompanied by cordierite and hercynite (Fig. 5). The injections of peraluminous granites are more common in the east-northeast part of the complex. They are concordant with the metamorphic banding and vary from milimetric to up to ten metres and composed by quartz, K-feldspar, biotite, muscovite and almandine garnet.

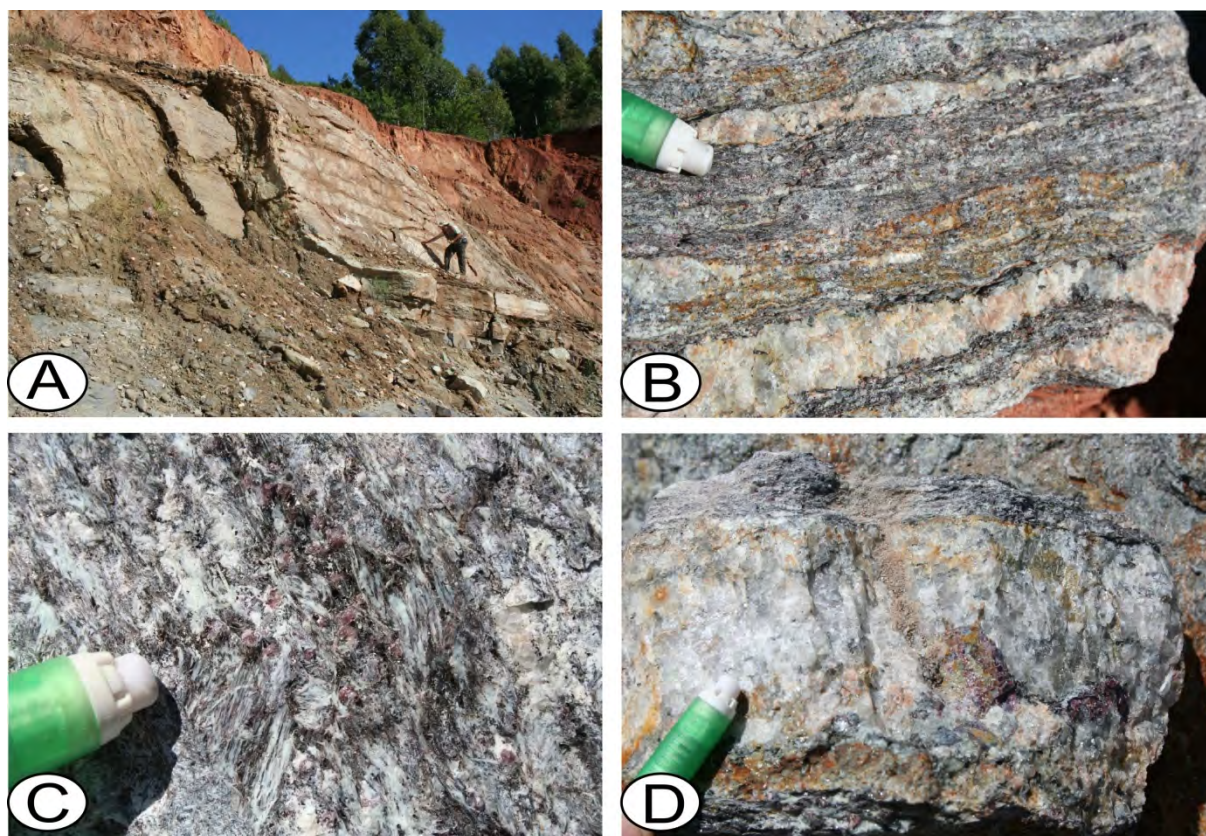


Figure 4 – Macroscopical structures of the VCC pelitic gneisses. A) Parasitic folds in the limb of a F_3 antiform fold. B) Gneissic composite banding, with metamorphic segregation banding represented by thin continuous bands, and thicker leucocratic bands marked by granitic injections related to partial melting; C) Detail of the metamorphic banding emphasizing almandine garnet pink porphyroblasts and white acicular sillimanite crystals; D) Detail of the leucogranitic injections emphasizing the massive structure and almandine garnet peritectic crystals.

Calc-silicate gneisses and marbles constitute lenticular bodies inside of the pelitic gneisses with small areas (50 to 2000 m²) and few dozens of metres width. The calc-silicate gneisses have an irregular and continuous banding with diopside and hornblende-rich mafic bands and felsic bands rich in plagioclase and quartz with variable content of microcline. Also is found titanite, apatite and grossular garnet associated to the mafic levels with pistacite and zoisite associated to the felsic levels. The marbles are mostly of siliceous dolomitic composition, but calcitic marble are found as well. In spite of its massive structure, rests of relict original bedding are preserved as continuous calcitic,

siliceous dolomitic marbles and calcium-silicatic gneisses layers generally boudinaged. The main minerals are calcite and dolomite, with diopside and olivine in dolomitic levels.

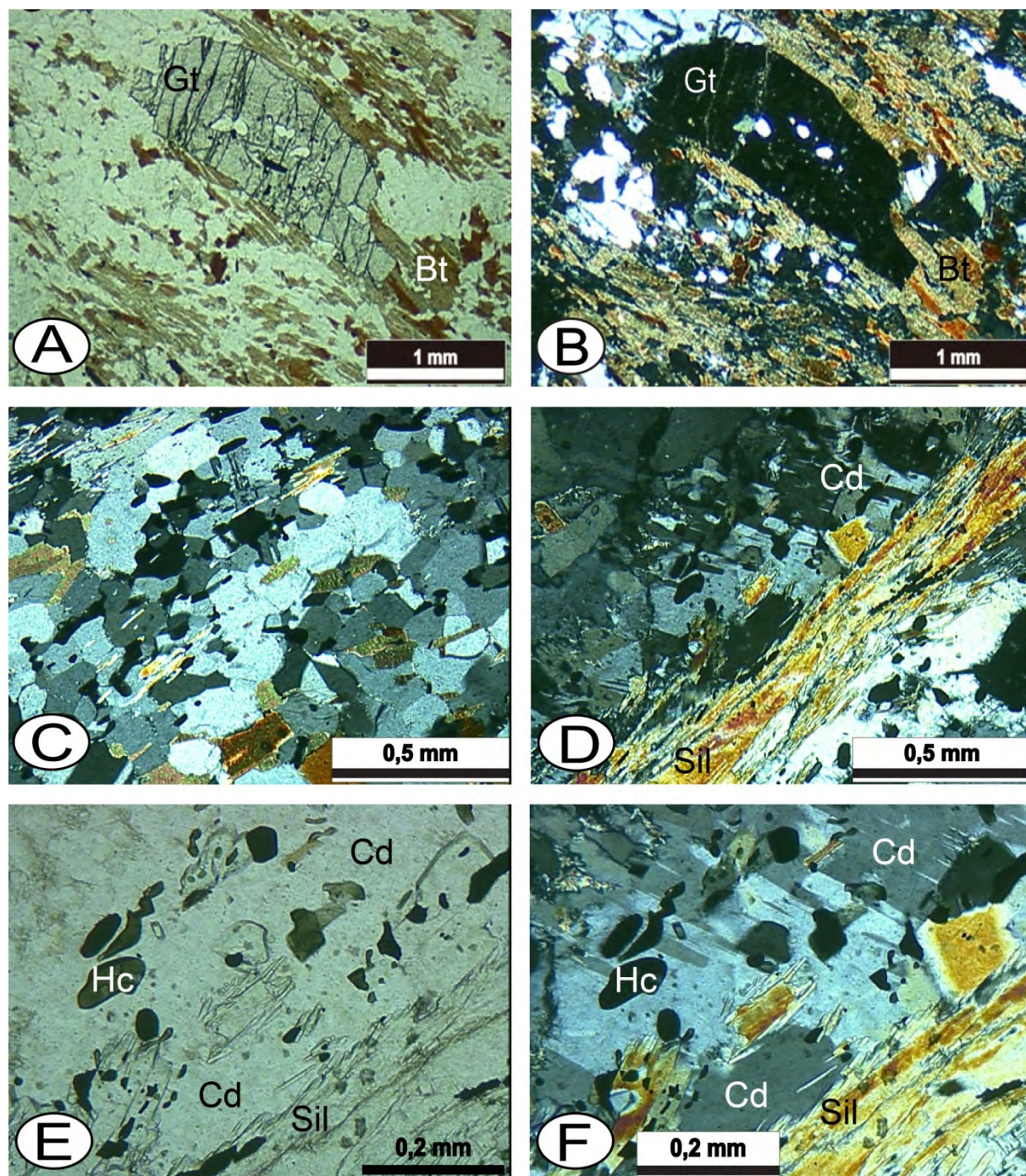


Figure 5 – Microscopical features of the VCC pelitic gneisses. A) Metamorphic segregation banding with intercalation of biotite and sillimanite-rich levels with almandine garnet porphyroblasts and levels with quartz-feldspar-cordierite (plane polarized light); B) Same photomicrography with crossed polarizers; C) Detail of the polygonal granoblastic texture of the quartz-feldspathic levels (crossed polarizers); D) Detail of the banding emphasizing the intercalation of continuous sillimanite (Sil) and cordierite (Cr) bands (crossed polarizers), E) Detail of the hercynite crystals (Hc) associated with cordierite (Cr) and sillimanite (Sil) rich bands (plane polarized light), F) Same photomicrography with crossed polarizers.

Philipp *et al.* (2009a, 2013) have interpreted the paragenesis of the pelitic gneisses garnet-cordierite-sillimanite-hercynite-biotite-quartz as associated to temperature conditions of 850 – 1000 °C and pressures of 6 – 10 kbar (ultra-high temperature and medium-pressure granulite facies metamorphism). In these papers there is also studies of geothermobarometry by pseudosection executed in Perple_X program indicating that the beginning of the formation of the leucogranitic melts that generated the peraluminous granites of the Cordilheira Suite occurred above temperatures of 800 – 850° C and pressures in the order of 8 – 9 kbar. Bom *et al.* (2014) discuss the conditions for the formation of peraluminous leucogranites by migmatization, with a detailed literature review of well established concepts to the newest issues allied to a petrographical and structural geology studies of the pelitic gneisses of the VCC. This led to the interpretation that the leucosomes found in the VCC were potential feeder sources of peraluminous crustal magma for the extensive neoproterozoic magmatism of the Pelotas Batholith.

The VCC, as well as all the SRGS, lacks of geochronological determinations both in the orogenic metamorphism as in metasedimentary provenance by means of zircon U-Pb geochronology. Though, the VCC has a few Sm-Nd dating performed by Gross *et al.* (2006), which provided model ages as well as isochronic ages for the rocks. The model ages are respectively 2236 Ma, 2133 Ma, 1702 Ma, 1586 Ma, 1910 Ma and 1696 Ma, indicating that the magma which generated those zircons had a long residence time in the crust, and the isochronic ages are 652±26 Ma, 614±12 Ma and 606±2 Ma, which indicate the age of metamorphism, by what the metamorphic peak was estimated to a 626-606 Ma interval. More recently, Martil *et al.* (2014) have dated the Arroio dos Ratos Complex orthogneisses which are tectonically interspersed with the VCC paragneisses, yielding an age of *ca.* 748 Ma for the crystallization of the igneous protholith and *ca.* 648 Ma for the metamorphic event.

METHODS

Zircon concentrates from one garnet-sillimanite-biotite gneiss (PVC-5137B) and one garnet-bearing peraluminous leucogranite (PVC-1068) were extracted using conventional gravimetric and magnetic separation techniques at the Geosciences Institute of the Federal University of Rio Grande

do Sul (UFRGS), Porto Alegre. Zircon crystals were handpicked under a binocular microscope, mounted in epoxy resin together with reference zircons FC1 and SL13. The sample mounts were polished to expose the centre of the crystals and then gold-coated. Cathodoluminescence (CL) images were obtained in Scanning Electron Microscope (SEM) in order to investigate the internal structures of the zircon crystals prior to analysis. The U-Pb analyses were performed using SHRIMP II at the Geochronological Research Centre of the Geoscience Institute, University of São Paulo (USP), São Paulo.

Each analysis was constituted of six scans through the mass range. The data was reduced similarly to the one contained in Williams (1998), with the use of SQUID Excel Macro of Ludwig (2001a). For the Pb/U calibration, the measured Pb/U ratios were normalized relative to a value of 0.1859 for the $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ ratio of the FC1 reference zircon, equivalent to an age of 1099 Ma (Paces & Miller, 1993) and U and Th concentrations were determined relative to the SL13 standard. Uncertainties given for individual analyses are at the 1σ level, and uncertainty in the calculated age is reported at the 95% confidence level. Concordia plot and regression calculations were done using Isoplot/Ex (Ludwig, 2001b).

RESULTS

The dated samples presented in this paper characterize two correlated and contemporaneous events occurred in the Neoproterozoic. The first one is a garnet-sillimanite-biotite gneiss (PVC-5137B) in which 30 zircon crystals were analyzed with the initial purpose of acquiring the age of the metamorphic conditions and the sediments source-areas. All the analyses yielded concordant ages with a mean $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ age of *ca.* 620 ± 3 Ma (Figs. 6 and 7). As seen on binocular magnifying glass and CL images, their morphology varies from angular to highly rounded and subhedral to anhedral degree of crystallinity (Fig. 8). The images show that almost all zircon crystals have virtually no zonation, with great internal homogeneity, suggesting that they all have been recuperated by high-grade metamorphic recrystallization. Also, the $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ data obtained for the sample are broadly

minor than 0.1, which is considered a threshold between metamorphic and igneous zircons (Fig. 9 and Tab. 1). Hence, the age acquired corresponds to the collisional orogenic metamorphic age instead of the sedimentary provenance. Nonetheless, two zircon crystals possibly have igneous heritage. In the first this is interpreted by its $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ content, which is 1.3, and its CL image denotes the existence of a well characterized metamorphic rim and a zoned internal nucleus tending to igneous zircon morphology, with an individual age of $ca. 659 \pm 21$ Ma (Fig. 8 and Tab. 1). The second just has one evidence that leads to this interpretation: its individual age of 706 ± 21 Ma, though it has been discarded for the concordia age calculation due to its high discordance (Tab. 1).

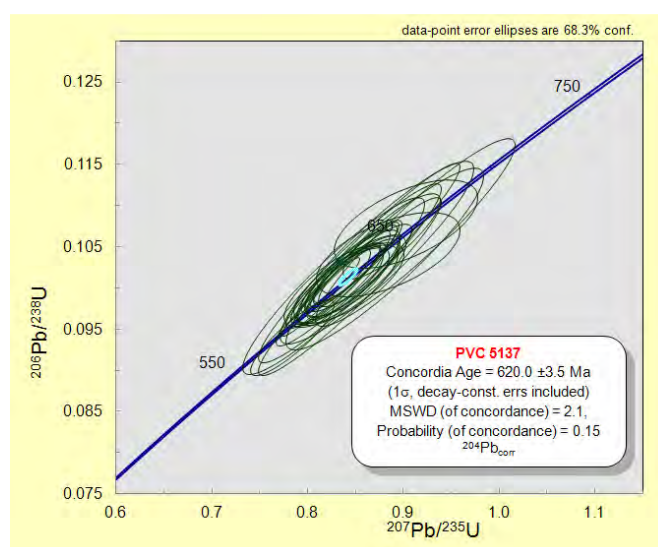


Figure 6 - Concordia diagram for the sample PVC-5137 (garnet-sillimanite-biotite gneiss).

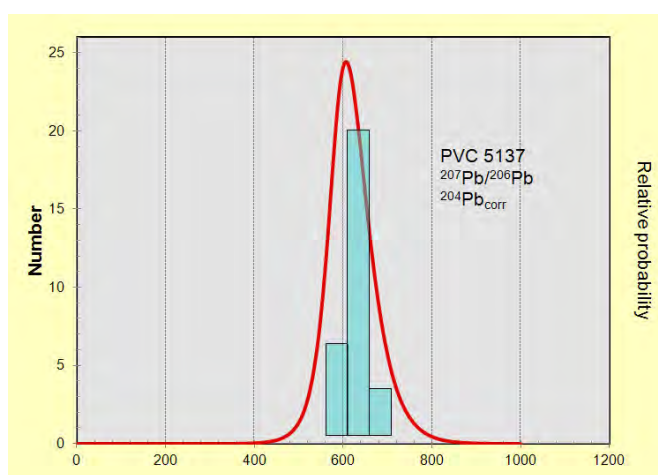


Figure 7 - Relative probability distribution histogram for the sample PVC-5137 (garnet-sillimanite-biotite gneiss).

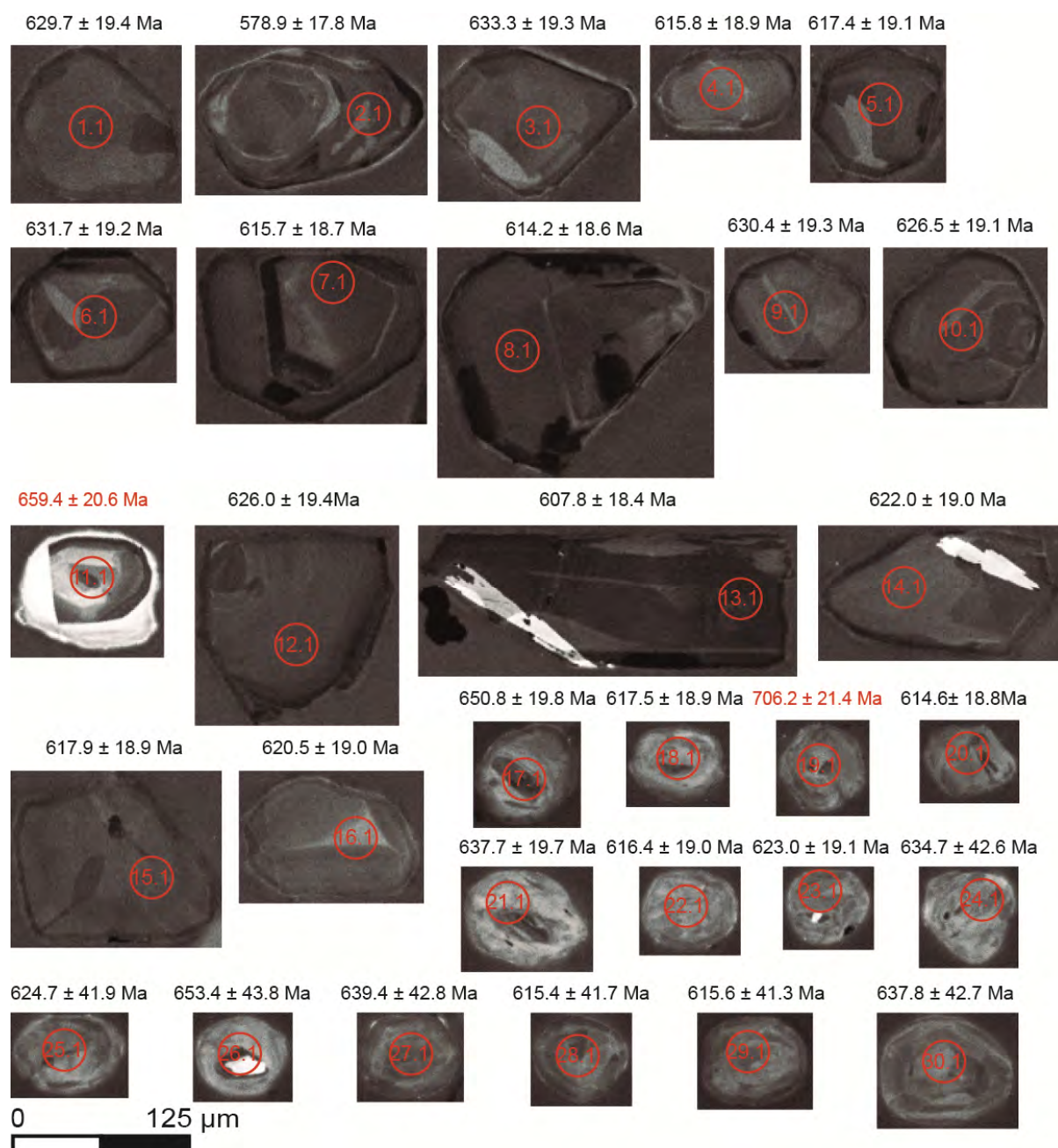


Figure 8 - Cathodoluminescence (CL) images of zircons from the sample PVC-5137 (garnet-sillimanite-biotite gneiss). The circles represent the analysed areas. Ages in red indicate probable provenance ages.

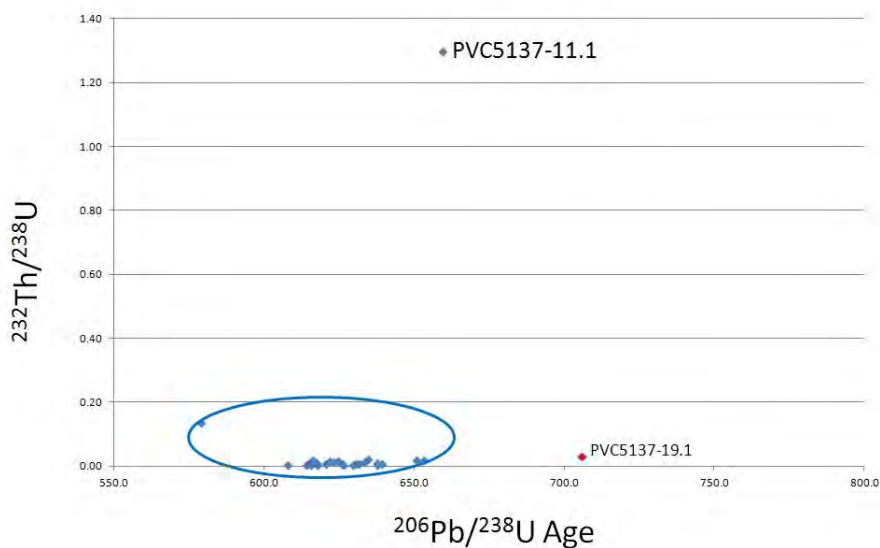


Figure 9 - $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ x $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age graphic for the sample PVC-5137 (garnet-sillimanite-biotite gneiss). The red dot indicates the oldest individual age and the upper dot indicates the sample with higher $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ ratio; both represent probable provenance ages.

Table 1 - Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample PVC-5137 (garnet-sillimanite-biotite gneiss).

Grain.Sp ot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	^{232}Th $/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	Total ^{238}U $/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	Total ^{207}Pb $/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/$ $^{238}\text{U}^*$	1□ err	(1) ^{206}Pb $/^{238}\text{U}$ Age
1,1	0,18	864	6	0,01	76,30	9,94	3,2	0,0599	1,4	0,1026	3,2	629,7 19,4
2,1	0,33	1087	145	0,14	88,00	9,93	3,2	0,0605	1,8	0,0940	3,2	578,9 17,8
3,1	0,22	836	13	0,02	74,30	9,70	3,2	0,0599	1,6	0,1032	3,2	633,3 19,3
4,1	0,36	518	6	0,01	44,80	9,96	3,2	0,0598	2,6	0,1002	3,2	615,8 18,9
5,1	0,18	825	8	0,01	71,40	10,00	3,2	0,0600	1,5	0,1005	3,2	617,4 19,1
6,1	0,14	1053	10	0,01	93,30	9,71	3,2	0,0599	1,3	0,1029	3,2	631,7 19,2
7,1	0,17	1531	10	0,01	132,10	9,76	3,2	0,0603	1,2	0,1002	3,2	615,7 18,7
8,1	0,09	1518	9	0,01	130,50	9,19	3,2	0,0596	1,6	0,1000	3,2	614,2 18,6
9,1	0,27	551	6	0,01	48,80	9,77	3,2	0,0607	1,9	0,1027	3,2	630,4 19,3
10,1	0,41	762	5	0,01	67,10	10,10	3,2	0,0602	2,1	0,1021	3,2	626,5 19,1
11,1	0,99	238	300	1,30	22,20	9,83	3,2	0,0607	4,4	0,1077	3,3	659,4 20,6
12,1	0,34	927	9	0,01	81,50	9,91	3,2	0,0597	1,7	0,1020	3,3	626,0 19,4
13,1	0,15	2344	13	0,01	199,40	9,86	3,2	0,0597	0,9	0,0989	3,2	607,8 18,4
14,1	0,42	681	11	0,02	59,50	9,38	3,2	0,0607	2,0	0,1013	3,2	622,0 19,0
15,1	0,33	730	5	0,01	63,30	9,91	3,2	0,0602	1,7	0,1006	3,2	617,9 18,9
16,1	0,34	560	5	0,01	48,80	9,86	3,2	0,0607	1,9	0,1010	3,2	620,5 19,0
17,1	0,33	681	15	0,02	62,30	9,38	3,2	0,0606	2,1	0,1062	3,2	650,8 19,8
18,1	0,35	480	5	0,01	41,60	9,91	3,2	0,0608	3,1	0,1005	3,2	617,5 18,9
19,1	0,38	766	21	0,03	76,50	8,60	3,2	0,0700	1,7	0,1158	3,2	706,2 21,4
20,1	0,49	588	5	0,01	50,80	9,94	3,2	0,0604	2,5	0,1000	3,2	614,6 18,8
21,1	1,20	392	5	0,01	35,50	9,50	3,2	0,0616	4,6	0,1040	3,2	637,7 19,7

22,1	0,57	448	9	0,02	38,80	9,91	3,2	0,0608	2,6	0,1003	3,2	616,4	19,0
23,1	0,32	507	8	0,02	44,30	9,82	3,2	0,0607	2,6	0,1015	3,2	623,0	19,1
24,1	0,72	397	10	0,02	35,60	9,59	7,0	0,0617	3,2	0,1035	7,1	634,7	42,6
25,1	0,44	494	9	0,02	43,40	9,78	7,0	0,0601	2,4	0,1018	7,0	624,7	41,9
26,1	0,65	619	12	0,02	57,20	9,31	7,0	0,0620	2,7	0,1067	7,1	653,4	43,8
27,1	0,49	651	6	0,01	58,70	9,54	7,0	0,0606	3,1	0,1043	7,0	639,4	42,8
28,1	0,38	519	6	0,01	44,80	9,94	7,1	0,0611	2,3	0,1002	7,1	615,4	41,7
29,1	0,52	544	9	0,02	47,10	9,92	7,0	0,0599	2,9	0,1002	7,0	615,6	41,3
30,1	0,36	690	5	0,01	61,90	9,58	7,0	0,0602	2,0	0,1040	7,0	637,8	42,7

The second sample dated is a garnet-bearing peraluminous leucogranite in which 9 zircon crystals were dated and the age obtained was *ca.* 612 ±5 Ma (Fig. 10). In binocular magnifying glass and CL images is possible to observe that the morphology of the crystals is typically igneous with euhedral to subhedral degree of crystallinity and growth zonation in most crystals (Fig. 11). The $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ data is typical of igneous rocks as well, and coupled with field and petrography data, the age obtained is interpreted as the crystallization of the sin-tectonic peraluminous leucogranite generated by migmatization of the Várzea do Capivarita Complex in ultrahigh temperature granulite facies metamorphism (Tab. 2). Two individual ages have been discarded for the concordia age calculation: one because of its extremely high U content and the other due to its low $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ content (Tab. 2).

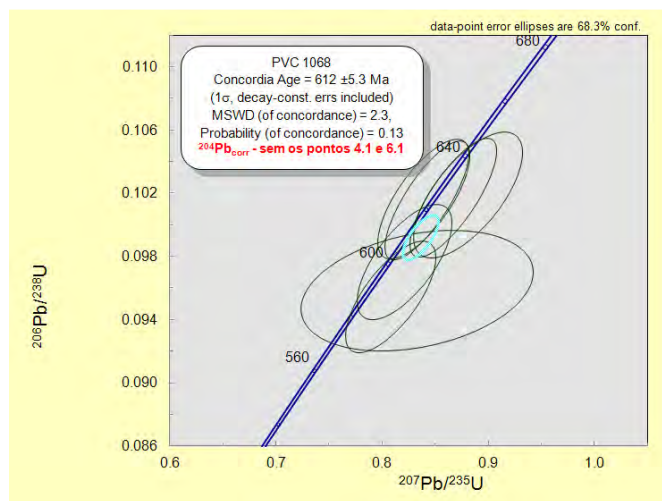


Figure 10 - Concordia diagram for the sample PVC-1068 (peraluminous leucogranite).

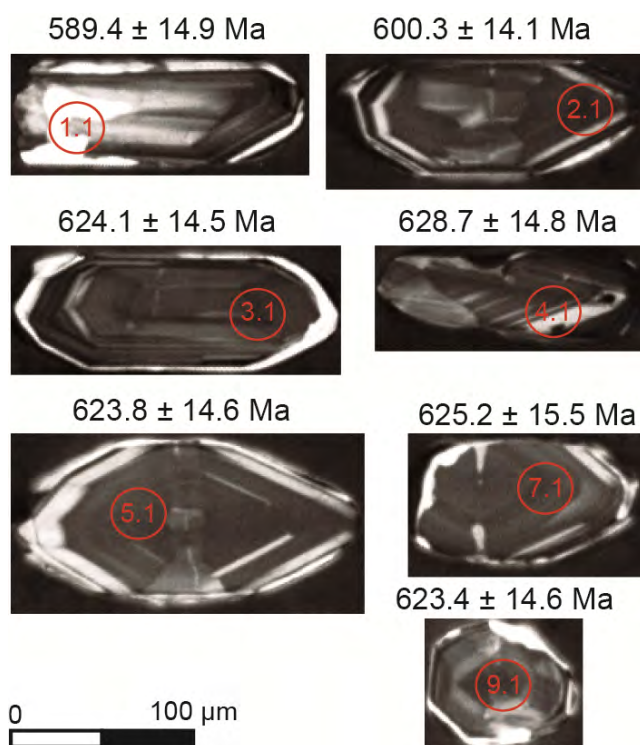


Figure 11 - Cathodoluminescence (CL) images of zircons from the sample PVC-1068 (peraluminous leucogranite). The circles represent the analysed areas.

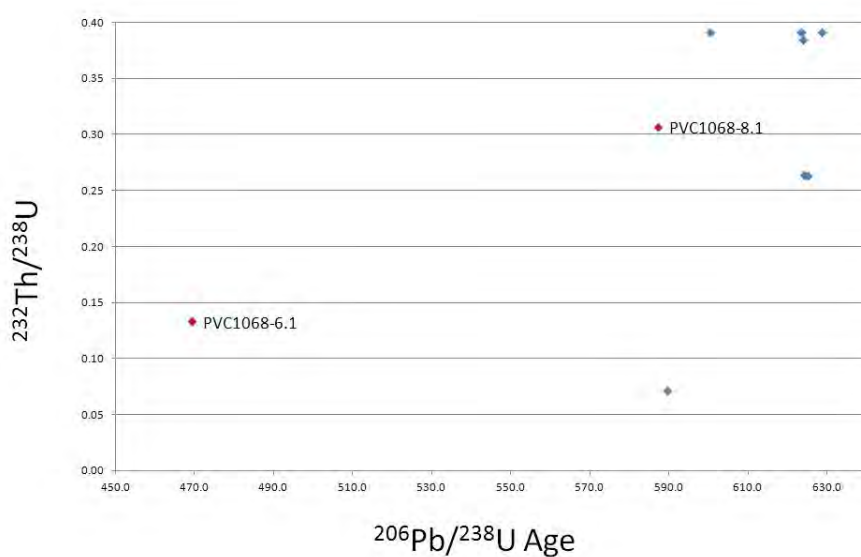


Figure 12 - $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ x $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age graphic for the sample PVC-1068 (peraluminous leucogranite). The red dots indicate discarded ages.

Table 2 - Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample PVC-1068.

Grain.Spot	% $^{206}\text{Pb}_e$	ppm U	ppm Th	^{232}Th $/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	Total ^{238}U $/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	Total ^{207}Pb $/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/$ $^{238}\text{U}^*$	1 \square err	(1) ^{206}Pb $/^{238}\text{U}$ Age
1,1	1,79	166	12	0,07	13,94	10,25	2,6	0,0776	4,3	0,0957	2,6	589,4 14,9
2,1	0,78	691	263	0,39	58,44	10,16	2,5	0,0673	1,1	0,0976	2,5	600,3 14,1
3,1	0,44	658	169	0,26	57,74	9,79	2,4	0,0655	1,1	0,1017	2,4	624,1 14,5
4,1	1,09	641	243	0,39	57,10	9,65	2,5	0,0759	1,1	0,1024	2,5	628,7 14,8
5,1	0,47	564	210	0,39	49,45	9,79	2,4	0,0638	1,2	0,1016	2,5	623,8 14,6
7,1	0,72	499	128	0,26	44,01	9,75	2,6	0,0686	1,5	0,1018	2,6	625,2 15,5
9,1	0,37	565	214	0,39	49,49	9,81	2,5	0,0632	1,2	0,1015	2,5	623,4 14,6

DISCUSSION

Inherited zircon X metamorphic imprint

Zircon is a common accessory mineral, chemically resistant and refractory, strongly resisting the sedimentary and weathering processes and also a wide range of metamorphic conditions – its recrystallization temperatures are in the order of 850 °C (Geisler *et al.*, 2007). It crystallizes with a high U/Pb rate, retaining U and Th decay products, which allow its use as a geochronometer (Dickin, 1997). To such use micro analytical techniques are required, being SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) the one used in this study.

Zircon is found in a large variety of igneous rocks, more often in acid rocks, and in metamorphic rocks it is common in high grade terrains and also in high pressure rocks. Ages obtained in different populations of detritic grains report the geochronology of the magmatic events which generated the source-areas rocks, allowing their identification.

The U-Pb SHRIMP dating in this work initially aimed the sedimentary provenance, which would be given in terms of source-areas ages and would enable the construction of a geotectonic model of the evolution of its sedimentary basin(s). Instead, because of the ultra-high temperature granulite facies metamorphism, virtually all zircon crystals of the pelitic gneiss dated contained low $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ indicative of metamorphic recrystallization. Even so, as detailed above, two zircon crystal

with slightly older ages indicate a possible neoproterozoic source for the sediments. If these data are reliable, the minimum age of the basin would be 659 ± 20 Ma according to the youngest detritic zircon, with sedimentary filling followed by collisional deformation and metamorphism in a 40 Ma interval, most likely in a back-arc system. Notwithstanding, the scarcity of provenance data leaves many uncertainties about the age and type of the basin(s).

Geotectonic evolution

Hartmann *et al.* (2007) identified two collisional events: the first is related to the beginning of the Brasiliano Cycle and is registered in the São Gabriel Terrane; the second, which occurred in the end of the cycle and is represented by regional metamorphism that affected the Porongos Complex, the Capivarita Metanorthosite and even the VCC (Gruber *et al.*, 2008, 2011; Chemale Jr. *et al.*, 2011; Bom *et al.*, 2014).

The first Brasiliano collisional event corresponded to an initial system of oblique thrusts which evolved to a set of high angle strike-slip shear zones whose final evolution occurred probably between 710-700 Ma (Hartmann *et al.* 2007). The following deformational events are registered in all geotectonic units of the Dom Feliciano Belt and mark episodes related to the second Brasiliano collisional event, representing the evolution of an oblique to transcurrent system of ductile shear zones which took place between 650-620 Ma. The last deformational event is registered in all units and it is characterized by gravitational collapse of the Dom Feliciano Belt with opening of the Camaquã Basin concluding with the deposition of sediments of Guaritas Formation between 600-540 Ma.

In Quitéria and Encruzilhada do Sul region were identified and described several episodes of granitic magmatism generation related to the Quitéria Granite and the peraluminous granites of Cordilheira Suite (Koster, 1995; Nardi & Frantz, 1995; Frantz *et al.*, 2003). Philipp *et al.* (2009a) describe the occurrence of peraluminous granite correlate to the Cordilheira Suite intrusive in the Porongos Complex. The emplacement of these bodies is associated to the second deformational and metamorphism phase which affected this complex. More recently Philipp *et al.* (2009b, 2013) proposed from new structural and geothermobarometric data the adaptation of the generation model of

this magmatism presented previously by Koester (1995). In this model the generation of the Cordilheira Suite peraluminous granites are related to partial melting of VCC pelitic gneisses during the second episode of collisional regional metamorphism which would have occurred between 650-630 Ma. The authors also emphasize that the paragenesis registered and the geothermobarometry calculations (pseudosections) accomplished with the program Perple_X indicate that metamorphic conditions reached temperatures between 850-1000 °C and pressures of the order of 6-9 kbar. These conditions indicate that this metamorphic event attained ultra-high temperature conditions (UHT) generating peraluminous magmatism by incongruent melting derived from reactions involving the breakdown of biotite.

CONCLUSIONS

U-Pb zircon geochronology of the hercynite-garnet-cordierite-sillimanite-biotite gneiss and the peraluminous leucogranite allied to petrographical, field and bibliographical data allowed the following conclusions:

- (a) The U-Pb SHRIMP zircon age obtained for the paragneiss is *ca.* 620 ±3 Ma and corresponds to a metamorphic age;
- (b) The U-Pb SHRIMP zircon age obtained for the peraluminous leucogranite is *ca.* 612 ±5 Ma and corresponds to a crystallization age;
- (c) The ages obtained allow us to interpret that the rocks were metamorphosed in the ultra-high temperature granulite facies metamorphism and due to migmatization generated the syn-tectonic peraluminous leucogranites;
- (d) The metamorphic and igneous rocks dated were formed in a collisional orogenesis environment during the metamorphic peak followed by isothermal decompression due to slab break-off and accommodation of the tension in strike-slip shear zones;
- (e) Two zircon yielded ages which can be interpreted as provenance ages and indicate a neoproterozoic source for the sediments.

REFERENCES

- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1996. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (3-4): 263-274.
- Bom, F.M., Philipp, R.P. & Zvirtes, G. 2014. Origem e evolução do Complexo Várzea do Capivarita, Encruzilhada do Sul, RS. *Pesquisas em Geociências* (In press).
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Ganade de Araujo, C.E., Basei, M.A.S., Fuck, R.A. & Girardi, V.A.V. 2013. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central South America? *American Journal of Science*, 313: 517-539.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Editora da UFRGS, p. 13-52.
- Chemale Jr., F., Philipp, R.P., Dussin, I., Formoso, M.L.L., Kawashita, K. & Bertotti, A.L. 2011. Lu-Hf and U-Pb age determination of the Capivarita Anorthosite, Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 186: 117-126.
- Dickin, A.P. 1997. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge, University Press, 490p.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1990. Esboço Estrutural de Parte do Batólito Pelotas - Região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geologica Leopoldensia*, 30: 117-138.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Science*, 5: 77-96.
- Frantz, J.C., McNaughton, N.J., Marques, J.C., Hartmann, L.A., Botelho, N.F. & Caravaca, G. 2003. SHRIMP U-Pb zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constrains on the temporal evolution of the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone and Eastern Dom Feliciano Belt. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, 2003, Salvador. *Short Papers...*, Salvador, SBG, v.1, p. 174-177.
- Fragoso-Cesar, A.R.S. 1980. O Cráton de Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-rio-grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Camboriú. *Anais...*, Camboriú, SBG, v.5, p. 2879-2892.
- Fragoso-Cesar, A.R.S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As Orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo, 367p. PhD thesis, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Geisler, T., Schaltegger, U. & Tomaschek, F. 2007. Re-equilibration of zircon on aqueous fluids and melts. *Elements*, 3: 43-50.
- Gross, A.O.M.S., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D. & Koester, E. 2006. Neoproterozoic low-pressure/high-temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita Metamorphic Suite, SE Brazil: Thermobarometric and Sm/Nd evidence. *Precambrian Research*, 147: 41-64.

- Gruber, L., Porcher, C.C, Lenz, C., Dussin, I.A. & Chemale Jr., F. 2008. Mesoproterozoic detrital zircons in the Dom Feliciano Belt: zircon ages for the Porongos Metamorphic Complex. *In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, 6, 2008, San Carlos de Bariloche. *Book of Abstracts...*, San Carlos de Bariloche, INGEIS, p. 109-110.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F. & Philipp, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. *In: Ianuzzi, R. & Frantz, J.C. (Eds.). 50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade, p. 97-123.
- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S. & McNaughton, N.J. 2011. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazil. *Gondwana Research*, 19: 84-99.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Campos Neto, M.C. & Trouw, R.A.J. 2004. Província Mantiqueira. *In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. (Eds.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 203-234.
- Koester, E. 1995. *Evolução geológica do magmatismo sintectônico à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Região de Encruzilhada do Sul, RS*. Porto Alegre, 240p. Master thesis, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Unpublished).
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., & Chemale Jr., F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Reviews*, 40: 688-705.
- Ludwig K.R. 2001a. Users Manual for Isoplot/Ex version 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 1a, 55p.
- Ludwig, K.R. 2001b. Squid 1.02. A user's manual. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 2, 19p.
- Machado, N., Koppe, J.C. & Hartmann, L.A. 1990. A late proterozoic U/Pb age for the Bossoroca Belt, RS, Brazil. *Journal of Earth American Sciences*, 3 (2/3): 87-90.
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Armstrong, R., Nardi, L.V.S. & Chemale Jr., F. 2014. Geochronology of orthogneisses from the Várzea do Capivarita Complex thrust pile and implications for the timing of continental collision in southernmost Brazil (*In prep.*).
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2011. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortogneisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. *Pesquisas em Geociências*, 38 (2): 181-201.
- May, G.E. 1990. *Pan-African magmatism and regional tectonics of South Brazil*. Milton Keynes, 343p. PhD thesis, The Open University, Milton Keynes (Unpublished).
- Nardi, L.V.S. & Frantz, J.C. 1995. The Cordilheira Intrusive Suite: Late Proterozoic peraluminous granitoids from the southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (1): 55-63.
- Oyhantçabal, P.B., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S. & Layer, P. 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Felician Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society of London*, 166: 1075-1084.

- Paces, J.B. & Miller, J.D. 1993. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Journal of Geophysical Research*, 98 (B8): 13997-14013.
- Patiño Douce, A.E. & Johnston, A.D. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107: 202-218.
- Patiño Douce, A.E. & McCarthy, T.C., 1998. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: Hacker, B.R. & Liou, J.G. (Eds.). *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultra-high Pressure Rocks*. Netherlands, Kluwer Academic Publishers, p. 27-55.
- Philipp, R.P. & Camozzato, E. 2009a. A colocação do Batólito Pelotas e suas relações com o metamorfismo regional orogênico no cinturão Dom Feliciano, RS. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 12; INTERNATIONAL SYMPOSIUM OF TECTONIC STUDIES, 6, 2009, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto, SBG, p. 112.
- Philipp, R.P., Lusa, M., Basei, M.A.S., Hartmann, L.A. & Santos, J.O.S. 2014. Oldest age of magmatism in the Passinho Arc in the southwestern portion of Gondwana, Rio Grande do Sul, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 9, 2014, São Paulo. *Book of Abstracts...*, São Paulo, SBG (In press).
- Philipp R.P. & Machado R. 2002. Ocorrência e significado dos septos do embasamento encontrados nas Suítes Graníticas do Batólito Pelotas, RS. *Pesquisas em Geociências*, 29 (1): 43-57.
- Philipp, R.P. & Machado, R. 2005. The Neoproterozoic to Cambrian Granitic Magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 19: 461-478.
- Philipp, R.P., Machado, R. & Chemale Jr., F., 2007. A geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: Iannuzzi, R., Frantz, J.C. (Eds.). *50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade, p. 59-77.
- 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 da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32 (2): 277-290.
- Philipp, R.P., Massonne, H.J. & Campos, R. 2009b. Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite: register of Neoproterozoic collision and generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 12; INTERNATIONAL SYMPOSIUM OF TECTONIC STUDIES, 6, 2009, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto, SBG, p. 110.
- Philipp, R.P., Massonne, H.J. & Campos, R. 2013. Peraluminous leucogranites of the Cordilheira Suite: A record of Neoproterozoic collision and the generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 43: 8-24.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N. J. & Fletcher, I. R. 1997. Zircon SHRIMP U/Pb dating and Nd isotope data of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence for an Archaean/Paleoproterozoic basement. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITE AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2, 1997, Salvador. *Extended Abstracts and Program*, Salvador, SBG, v. 1, p. 271-272.

- Ribeiro, M. & Fantinel, L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense: I - Tabulação edistribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geológica*, 5: 19 - 54.
- Sanderson D.J. & Marchini W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6: 449-458.
- Silva, A.O.M., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D. & Droop, G.T.R. 2002. Termobarometria da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (RS): Embasamento do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 419-432.
- Soliani Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. São Paulo, 425 p. PhD thesis, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Stevens, G., Clemens, J.D. & Droop, G.T.R. 1997. Melt production during granulitefacies anatexis: experimental data from “primitive” metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128: 352-370.
- Thompson, A.B. 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282: 1567- 1595.
- Tikoff, B. & Greene, D. 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, 19: 29-39.
- Tikoff, B. & Teyssier, C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16: 1575-1588.
- UFRGS 2008. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Passo das Canas SH-22-Y-A-III-4 (MI2984/4) e Capané SH 22-Y-A-III-3 (MI2984/3), RS*. Porto Alegre, 1 vol., 2 maps. Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS 2009. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da Folha Passo das Canas SH-22-Y-A-III-4 (MI2984/4), RS*. Porto Alegre, 1 vol., 2 maps. Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS 2010. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Encruzilhada SH-22-Y-A-VI-2 (MI2997/2) e Passo das Canas SH22-Y-A-III-4 (MI2984/4), RS*. Porto Alegre, 1 vol., 2 maps. Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS 2011. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da folha Várzea do Capivarita SH-22-Y-B-I-4 (MI2985/2), RS*. Porto Alegre, 1 vol., 2 maps. Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Vasquez, M. L. 1997. *Evolução petrogenética dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul-RS*. Porto Alegre, 195p. Master thesis, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- White, A.J.R. & Chappell, B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43: 7-22.
- Williams, Ian S. 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M. A., Shanks III, W. C., and Ridley, W. I. (Eds.). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Reviews in Economic Geology*, 7: 1-35.

ANEXO B - CARTA DE RECEBIMENTO DO ARTIGO PELA REVISTA
PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Pesquisas em Geociências

Porto Alegre, 29 de outubro 2013.

Ao
Francisco Molina Bom e colaboradores

Venho comunicar o recebimento do manuscrito abaixo listado, submetido para publicação em *Pesquisas em Geociências*, órgão de divulgação científica editado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Agradeço a seleção de *Pesquisas em Geociências* para a publicação de sua contribuição. O manuscrito será analisado quanto ao conteúdo e enquadramento nas normas de preparação, para que seja iniciado o processo de análise por pares.

Título: *Origem e evolução do Complexo Várzea do Capivarita, Encruzilhada do Sul, RS.*

Autor(es): **Francisco Molina Bom, Ruy Paulo Philipp & Gustavo Zvirtes.**

Atenciosamente,

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Paulo Alves de Souza', is written over a light blue circular stamp.

Prof. Dr. Paulo Alves de Souza
Editor Chefe

Pesquisas em Geociências
Instituto de Geociências – Departamento de Paleontologia e Estratigrafia
Av. Bento Gonçalves, nº 9500 - Bloco 1 - Prédio 43127, Sala 209
CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil.
Tel.: +55.51.3308.7386 - Email: paulo.alves.souza@ufrgs.br