

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

**TEMPERATURA E PRESSÃO EM AMBIENTE DE ALTERAÇÃO  
EPITERMAL – ESTUDO DE CASO NO LINEAMENTO DE IBARÉ-RS, BRASIL**

KELVYN MIKAEL VACCARI RUPPEL

ORIENTADOR: Prof. Dr. Norberto Dani

Volume I

Porto Alegre - 2018

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

**TEMPERATURA E PRESSÃO EM AMBIENTE DE ALTERAÇÃO  
EPITERMAL – ESTUDO DE CASO NO LINEAMENTO DE IBARÉ-RS, BRASIL**

KELVYN MIKAEL VACCARI RUPPEL

ORIENTADOR: Prof. Dr. Norberto Dani

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Vitor Paulo Pereira - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria José Maluf de Mesquita - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas

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

Porto Alegre – 2018

# FICHA CATALOGRÁFICA

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a Deus por me permitir chegar à conclusão de mais uma etapa. Aos meus pais Cornélius Ruppel e Vanda M. Vaccari Ruppel pelo apoio incondicional. À minha namorada Ana Júlia Gehlen Bregolin, fostes o refúgio ao longo de todo este percurso. Aos amigos Henrique Anzolin, Guilherme Sonntag Hoerlle e Eliel Senhorinho pela ajuda oferecida. Ao professor Luiz Henrique Ronchi pelo auxílio e solicitude com as análises de inclusões fluidas, assim como ao professor Marcus Vinicius Dorneles Remus por todas as dicas e discussões geológicas que tanto enriqueceram este trabalho. Ao meu orientador Norberto Dani por todo o auxílio e confiança. Agradeço a CAPES pela bolsa de mestrado a qual foi crucial para a conclusão deste trabalho.

## RESUMO

Rochas ortognaissicas do Complexo Granulítico Santa Maria Chico (setor oeste do Escudo Sul-riograndense) são afetadas na Zona de Cisalhamento Lineamento Ibaré por processos de alteração hidrotermal. Facilitado pela exposição das rochas decorrente de cortes de estrada de ferro, foram coletadas amostras num setor específico para estudos da alteração e para avaliação das condições de pressão, temperatura e composição dos fluidos. As amostras de ortognaisses coletadas possuem uma mineralogia composta de bandas milimétricas contendo biotita, quartzo, plagioclásio e muscovita que evoluem para uma paragênese de alteração de baixa pressão (<2000 bar) composta por clorita (ferro-clinocloro), epidoto, albita, mica branca (sericita), calcita, titanita, rutilo/ilmenita, pirita/calcopirita, barita e quartzo, típica de uma mineralogia da fácies xisto verde de baixa pressão, equivalente a fácies albita-epidoto-hornfels. A associação clorita, epidoto, albita e calcita na alteração reflete soluções mineralizantes com pH neutro a levemente alcalino. O estudo do sistema de alteração baseou-se nas relações paragenéticas, texturais, temperatura de cristalização da clorita, temperatura de homogeneização obtidas a partir de inclusões fluidas no quartzo hidrotermal e do comportamento dos isótopos de C e O nos carbonatos. Utilizando-se novos parâmetros de avaliação da geotermometria da clorita obtêm-se uma temperatura média de formação de 274 °C, compatível com a temperatura de equilíbrio do polítipo IIb da clorita e da textura irregular de maclas de calcitas associadas. As inclusões fluidas em quartzo estabelecem um sistema com baixa salinidade (2,45 wt.% NaCl eq.) e uma temperatura média da ordem de 175 °C. A temperatura mais baixa, obtida pelas inclusões fluidas em relação a clorita, é interpretada dentro de um modelo contínuo de resfriamento com entrada de fluidos meteóricos. A pressão do sistema é avaliada a partir da combinação das informações da geotermometria da clorita e das isócoras obtidas com as inclusões fluidas, obtendo-se um valor médio da ordem de 1560 bar. Os dados obtidos são as primeiras estimativas da Zona de Cisalhamento Lineamento Ibaré, que funcionou como um condutor para o estabelecimento de um sistema hidrotermal raso (epitermal) em que a rocha encaixante ortognaissica interagiu com fluidos de fonte magmática e meteórica, confirmado pelo comportamento dos isótopos estáveis de C e O que indicam uma origem por fontes mistas.

**Palavras-chave:** Zona de cisalhamento, Cloritização, Epitermal, Pressão, Temperatura.

## ABSTRACT

Orthogneissic rocks from the Santa Maria Chico Granulitic Complex (West sector of the Sul-riograndense Shield) are affected by the Ibaré Lineament Shear Zone by processes of hydrothermal alteration. Facilitated by the exposure of rocks due to cuts in the old railroad, samples of a specific sector were collected for alteration studies and evaluation of pressure conditions, temperature and fluid composition. The orthogneissic samples collected show mineralogy composed by millimetric bands containing biotite, quartz, plagioclase and muscovite that evolved to a low pressure (<2000 bar) alteration paragenesis composed by chlorite (Fe-clinocllore), epidote, albite, white mica (sericite), calcite, titanite, rutile/ilmenite, pyrite/chalcopyrite, barite and quartz, typical of a low pressure greenschist facies, equivalent to albite-epidote-hornfels. The association chlorite, epidote, albite and calcite in the alteration paragenesis reflects mineralizing solutions with neutral to slightly alkaline pH. The study of the alteration system was based on the paragenetic and textural relations, temperature of chlorite crystallization, homogenization temperatures obtained from fluid inclusions on hydrothermal quartz and of the behaviour of C and O isotopes in the carbonates. Using new evaluation parameters of the chlorite geothermometry an average formation temperature of 274 °C, compatible with the equilibrium temperature of the chlorite polytype *IIb* and with the irregular textures of twinning in associated calcites was obtained. The fluid inclusions in quartz establish a system of low salinity (2,45 wt.% NaCl eq.) and an average temperature of 175 °C. The lowest temperature, obtained by the fluid inclusions related to chlorite, is interpreted inside of a continuum cooling model with meteoric fluids entrance. The pressure of the system is evaluated from the combination of information from the chlorite geothermometry and from the isochores obtained from the fluid inclusions, reaching an average value of 1560 bar. The obtained data is the first estimate of the Ibaré Lineament Shear Zone, which acted as a conduct for the establishment of a shallow hydrothermal system (epithermal) in which the orthogneissic host rock interacted with fluids from magmatic and meteoric sources, confirmed by the behaviour of the stable isotopes of C and O that indicated an origin from mixed sources.

**Keywords:** Shear Zone, Chloritization, Epithermal, Pressure, Temperature.

**LISTA DE FIGURAS**

Figura 1: Localização e geologia da área de estudo no município de Lavras do Sul. A área de estudo engloba o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, o qual foi afetado nesta porção pela Zona de cisalhamento de Ibaré, de direção NW-SE (modificado de CPRM, 2013; Gastal & Ferreira, 2013). .....	9
Figura 2: Mapa geológico dos Terrenos do Escudo Sul-Riograndense e suas respectivas litologias. A ZCLI divide os Terrenos São Gabriel e Taquarembó, afetando também rochas mais jovens como granitos pós-colisionais, sedimentares e vulcânicas (modificado de CPRM, 2012). .....	11
Figura 3: Espelho de falha mostrando o padrão anastomosado da Zona de cisalhamento de Ibaré controlando a deposição de carbonatos associados à cloritização. ....	24
Figura 4: Laboratório de Inclusões Fluidas do curso de Engenharia Geológica – UFPel. ....	27

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Terminologia da alteração Hidrotermal (Gifkins <i>et al.</i> , 2005; modificado de Pirajno, 2009).....	15
Tabela 2: Padrões internacionais de razão isotópica segundo Werner & Brand, 2001. .....	18

## LISTA DE SIGLAS

CGSMC - Complexo Granulítico Santa Maria Chico

CPGq - Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica

DRX - Difractometria de raios X

EM - Espectroscopia Mössbauer

IFs - Inclusões Fluidas

ME - Microsonda Eletrônica

P - Pressão

T – Temperatura

Th - Temperatura de homogeneização (°C)

Tf – Temperatura de fusão (°C)

TTG - Tonalito-Thronjemitó-Granodiorito

ZCLI - Zona de Cisalhamento Lineamento de Ibaré



## SUMÁRIO

<b>CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO.....</b>	<b>6</b>
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>7</b>
1.1 Localização .....	8
1.2 Caracterização do Problema e Objetivos .....	9
1.3 Estrutura da Dissertação.....	10
<b>2 ESTADO DA ARTE .....</b>	<b>10</b>
2.1 Lineamento de Ibaré .....	10
2.2 Complexo Granulítico Santa Maria Chico .....	12
2.3 Hidrotermalismo .....	13
2.5 Geotermometria da Clorita .....	15
2.6 Isótopos Estáveis .....	17
2.7 Inclusões Fluidas .....	19
<b>3 METODOLOGIA .....</b>	<b>20</b>
3.1 Trabalho de Campo .....	20
3.2 Microscopia Óptica.....	21
3.3 Difractometria de raios X .....	21
3.3 Microsonda Eletrônica.....	22
3.4 Espectroscopia Mössbauer .....	22
3.4 Espectrometria de Massa - Isótopos Estáveis .....	23
3.5 Microtermometria de Inclusões Fluidas.....	24
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>27</b>
<b>CAPÍTULO II: ARTIGO CIENTÍFICO.....</b>	<b>33</b>
<b>COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO CIENTÍFICO .....</b>	<b>34</b>
<b>TEMPERATURE AND PRESSURE IN ENVIRONMENT OF EPITHERMAL ALTERATION – A CASE STUDY AT THE IBARÉ LINEAMENT – RS, BRAZIL.....</b>	<b>35</b>

## **CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO**

## 1 INTRODUÇÃO

Os eventos hidrotermais são importantes na geologia, principalmente no que tange à pesquisa, descoberta e entendimento de novos depósitos minerais. A compreensão da físico-química dos fluidos hidrotermais é crucial pois a desestabilização dos complexos portadores de metais (como ouro, prata, etc.) pode resultar na precipitação destes, tornando a origem e parâmetros físicos destes eventos ainda mais importantes.

A caracterização dos parâmetros físicos dos eventos geológicos tem especial importância para a compreensão da dinâmica dos processos relacionados aos eventos e a maneira como seus componentes químicos possam ter respondido em diferentes situações ao longo da história geológica. Assim sendo, a caracterização da pressão e principalmente da temperatura envolvida na formação dos minerais pode não somente definir os próprios parâmetros físicos do evento a que estão relacionados, como também indicar histórias evolutivas de rochas já cristalizadas auxiliando na descoberta e compreensão de eventos posteriores superimpostos a estas rochas, como no caso dos eventos retrometamórficos e hidrotermais.

A clorita tem sido utilizada como importante marcadora deste tipo de evento, pois possui ocorrência recorrente nos processos de alteração de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, assim como pode vir a cristalizar de forma primária (neoformada). Ela tem sido utilizada como um geotermômetro capaz de avaliar a temperatura de eventos como a diagênese, hidrotermalismo e metamorfismo de baixo grau (Cathelineau & Nieva, 1985 e Cathelineau, 1988). Em função do desenvolvimento e aperfeiçoamento das técnicas analíticas desde seus primeiros usos como geotermômetro, a geotermometria da clorita evoluiu consideravelmente passando a utilizar abordagens termodinâmicas (Vidal *et al.*, 2001; Inoue *et al.*, 2009; Inoue *et al.*, 2010), tornando-se um geotermômetro mais confiável e reproduzindo de maneira mais precisa as características físicas do seu ambiente de formação (Bourdelle *et al.*, 2013; Lanari *et al.*, 2014). A utilização deste geotermômetro químico é indicada para sistemas com disponibilidade de água e SiO<sub>2</sub> como o observado no Lineamento de Ibaré. Sua associação com outros minerais hidrotermais e inclusões fluidas pode fornecer dados importantes sobre as condições de pressão e temperatura, composição e evolução termal do sistema fluido.

Desta forma, este trabalho procura realizar a caracterização do evento hidrotermal relacionada a fase de cloritização imposta às rochas ortognaissicas do

Complexo Granulítico Santa Maria Chico, afetadas pelas estruturas ligadas a Zona de cisalhamento Lineamento de Ibaré, a qual teve o papel de conduto para a percolação dos fluidos nestas litologias (Senhorinho, 2012). As condições P-T e a origem dos fluidos são avaliadas a partir de informações obtidas através da mineralogia de alteração, da análise da clorita em conjugação com o estudo de inclusões fluidas em veios de quartzo e do comportamento dos isótopos de C e O em carbonatos associados.

### **1.1 Localização**

O Lineamento de Ibaré é uma das principais geoestruturas do estado do Rio Grande do Sul, formando uma importante zona de cisalhamento de direção noroeste. A área de estudo (fig.1) localiza-se no município de Lavras do Sul, onde cortes abertos para a instalação da ferrovia na localidade de Três Estradas possibilitam o acesso a setores da Zona de cisalhamento Lineamento de Ibaré (ZCLI) com ótima exposição das rochas por ela afetadas.

Ao longo destes cortes da ferrovia foi realizado o perfil para os levantamentos de campo e coleta de amostras. A unidade de interesse foi o Complexo Granulítico Santa Maria Chico a qual é composta por rochas do embasamento Pré-cambriano, onde o foco do projeto foi a porção ortognaissica afetada nesta localidade pela zona de cisalhamento. Foram coletadas amostras de gnaisse intensamente cloritizados a não cloritizados, veios de quartzo com inclusões fluidas e amostras de carbonatos associados à cloritização ao longo dos planos de falha.

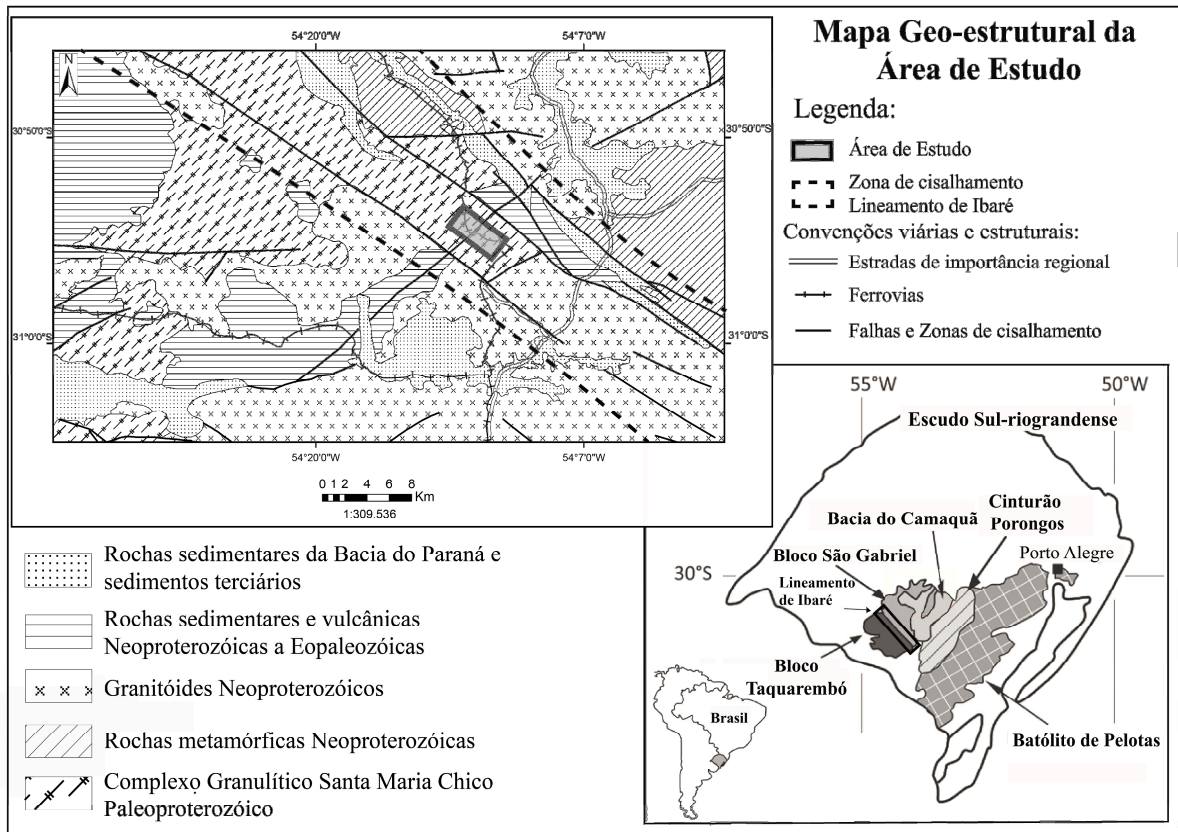


Figura 1: Localização e geologia da área de estudo no município de Lavras do Sul. A área de estudo engloba o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, o qual foi afetado nesta porção pela Zona de cisalhamento de Ibaré, de direção NW-SE (modificado de CPRM, 2013; Gastal & Ferreira, 2013).

## 1.2 Caracterização do Problema e Objetivos

O principal objetivo é caracterizar, através das técnicas analíticas disponíveis no Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do IGEO, o evento hidrotermal que ocorreu na Zona de cisalhamento Lineamento de Ibaré, definindo a sua paragênese hidrotermal, os parâmetros físicos do evento através da geotermometria da clorita e relações paragenéticas e indicação das fontes de fluidos a partir dos isótopos estáveis dos carbonatos associados. Também avaliar as indicações de temperatura medidas pela análise de inclusões fluidas e através do modelamento destes dados, chegar a características do sistema fluido como salinidade, densidade, composição e possível evolução P-T.

Acrescenta-se que a região da ZCLI é pobre em estudos neste quesito, sendo que esta caracterização é importante para a compreensão dos fenômenos que afetaram as litologias na zona de cisalhamento, com enfoque nos ortognaisses do Complexo Granulítico Santa Maria Chico.

### 1.3 Estrutura da Dissertação

Esta dissertação é apresentada em forma de artigo científico conforme especifica a Norma 103 – Submissão de Teses e Dissertações do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- 1- Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos e o estado da arte sobre o tema de pesquisa e metodologia empregada;
- 2- Comprovante de submissão de artigo para a revista científica: *Brazilian Journal of Geology*;
- 3- Artigo submetido a periódico com corpo editorial permanente e revisores independentes, escrito pelo autor durante o desenvolvimento de seu mestrado sob o título: *Temperature and Pressure in Environment of Epithermal Alteration – A Case Study at the Ibaré Lineament – RS, Brazil*

## 2 ESTADO DA ARTE

A seguir é apresentada uma revisão bibliográfica necessária à contextualização dos temas abordados neste trabalho.

### 2.1 Lineamento de Ibaré

Os grandes lineamentos regionais que segmentam o Escudo Sul-Rio-Grandense possuem importante papel na disposição espacial e preservação das diferentes litologias que o compõem, sendo importante para sua organização interna e compartimentação tectônica (Laux, 2017). O Lineamento de Ibaré é um destes importantes elementos geotectônicos, dividindo os Terrenos Taquarembó e São Gabriel na porção oeste do Escudo Sul-Riograndense, estando localizado entre as cidades de Lavras do Sul e Dom Pedrito (fig.2).

É considerado a expressão superficial de uma zona de cisalhamento transcorrente rúptil-dúctil subvertical inicialmente de sentido dextral, sendo reativada em sucessivos episódios posteriores com cinemática sinistral em nível crustal mais raso (Luzardo, 1990; Fernandes *et al.*, 1992; Ruppel, 2010; Laux, 2017). É uma zona

de cisalhamento de direção NW-SE, que afetou rochas dos dois blocos tectônicos Taquarembó e São Gabriel e também rochas mais jovens como granitóides brasileiros e rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná ao longo de uma faixa de aproximadamente 10 km de largura (Fernandes *et al.*, 1995) e mais de 60 km de extensão (Laux, 2017).

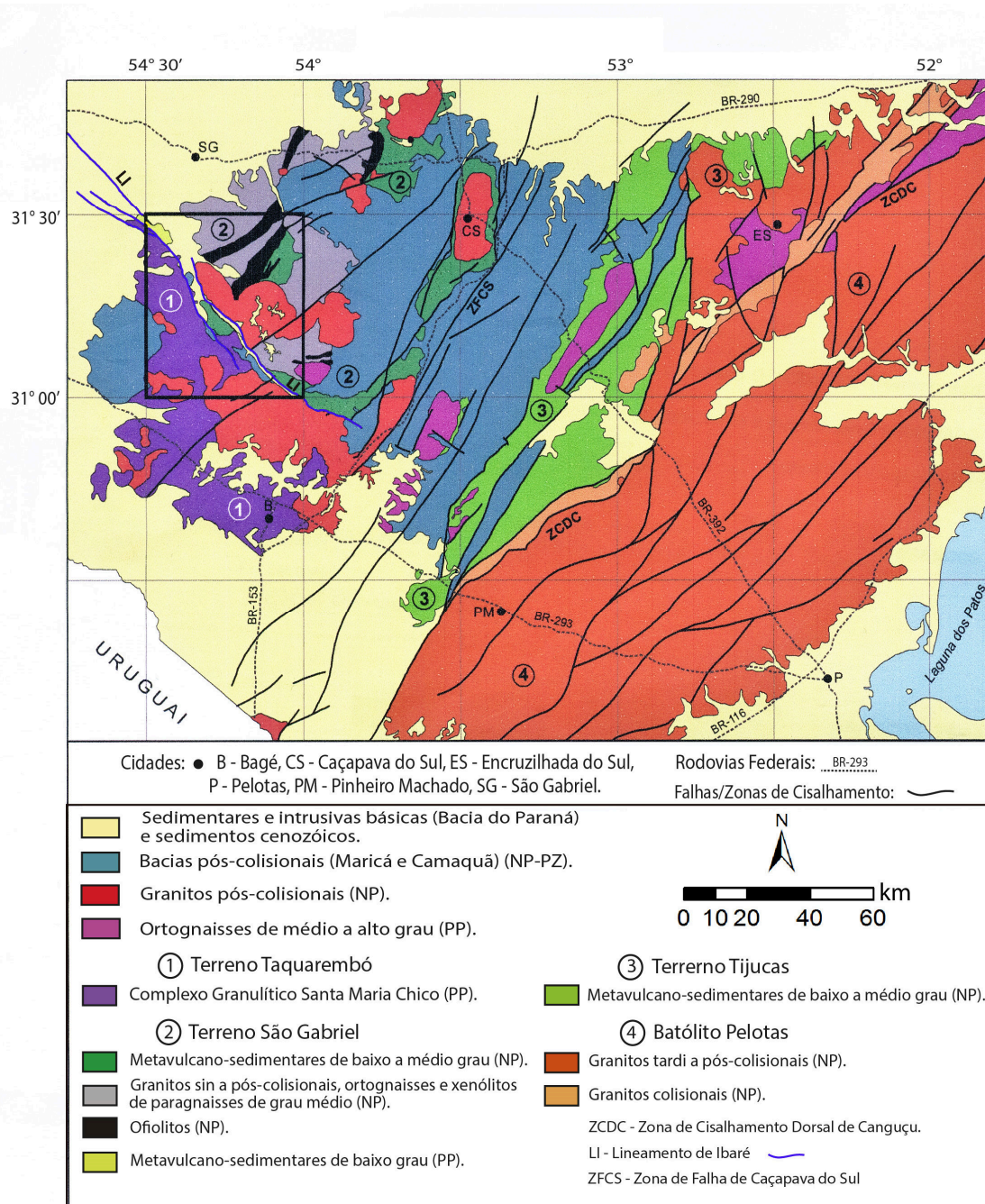


Figura 2: Mapa geológico dos Terrenos do Escudo Sul-Riograndense e suas respectivas litologias. A ZCLI divide os Terrenos São Gabriel e Taquarembó, afetando também rochas mais jovens como granitos pós-colisionais, sedimentares e vulcânicas (modificado de CPRM, 2012).

O padrão geométrico e distribuição das estruturas na região do Lineamento de Ibaré são compatíveis com uma zona de cisalhamento transcorrente (Luzardo, 1990). As principais feições são: a disposição de dobras com eixos sub-horizontais, que afastados da zona de transcorrência encontram-se segundo N40W e são gradativamente paralelizados à direção do lineamento; foliação com clivagem ardósiana paralela ao lineamento; a presença de seixos alongados marcando lineação de estiramento e presença de milonitos.

Esta estrutura controla a disposição de alguns corpos graníticos brasileiros intrusionados no Bloco Taquarembó como a Suíte Intrusiva Santo Afonso, Granito Dom Pedrito, Granito Fazenda Saibro e Granito Cerro das Marcas. O Complexo Metamórfico Arroio Marmeleiro, pertencente ao Bloco São Gabriel também se dispõem alongado segundo sua direção (Goulart, 2014). Outras unidades afetadas pelo Lineamento de Ibaré são o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, Complexo Ibaré e Batovi, a Formação Maricá e sedimentos gonduânicos da Formação Rio Bonito (Iglesias, 2000).

## **2.2 Complexo Granulítico Santa Maria Chico**

O Rio Grande do Sul possui em sua região central rochas cristalinas designadas como Escudo Sul-riograndense (Laux, 2017). O Complexo Granulítico Santa Maria Chico (CGSMC), descrito primeiramente por Nardi & Hartmann (1979), é composto por rochas metamórficas de composição variada que ocorrem no Domínio Ocidental do Terreno Taquarembó (interpretado como pertencente ao Cráton Rio de La Plata). Ocupa a porção sudoeste do Escudo Sul-riograndense, possuindo uma área de cerca de 600 km<sup>2</sup> (Hartmann, 1998) e através da Zona de cisalhamento Lineamento de Ibaré tem contato a nordeste com o Cinturão Vila Nova.

O CGSMC também faz contato, a nordeste, com rochas contidas na ZCLI (Complexos Ibaré e Batovi, e formações Maricá, Rio Bonito e Itararé); a oeste, com as rochas vulcânicas intermediárias e ácidas da Formação Acampamento Velho (Platô do Taquarembó) e com o Monzogranito Santo Antônio; a sudeste, com a Suíte Granítica Santo Afonso e Suíte Vauthier e, a sudoeste, é recoberto discordantemente por formações vulcânicas e sedimentares da Bacia do Paraná (Laux, 2017).

As rochas do CGSMC são isótropas à nitidamente bandadas, com foliações de direção predominantemente NW de alto mergulho e dobramentos dispersos. Os tipos litológicos predominantes são gnaisses quartzo-feldspáticos, além de gnaisses



básicos, ultramafitos e anortositos (que formam lentes dentro dos gnaisses), metapelitos e mármore (Nardi & Hartmann, 1979). Há raras ocorrências de quartzitos, formações ferríferas e gnaisses calcio-silicáticos. Predomina texturalmente a granulometria fina a média, localmente grossa. A fácies granulito é marcada pela presença de hiperstênio em várias destas litologias. Essas associações podem ser divididas em 3 grupos: granulitos máficos e ultramáficos, ortognaisses e paragnaisses (Philipp *et al.*, 2017).

Os ortognaisses do CGSMC possuem protólitos TTG de idade Neo-Arqueana, datando de 2,55 Ga (Hartmann *et al.*, 2008), sendo interpretados como oriundos de arco de ilhas ou arcos de margem continental pouco desenvolvidos (Laux & Bongioiolo, 2011; Philipp *et al.*, 2017). Estes protólitos foram afetados por um evento metamórfico regional de fácies granulito, nas condições de 700-850 °C e 5 a 10 kb. Este evento metamórfico possui idade Paleoproterozóica de 2,1 Ga (Hartmann, 1987) correlacionada ao metamorfismo no Ciclo Transamazônico.

Os principais processos petrogenéticos que afetaram estas rochas podem ser divididos em 4 grandes eventos metamórficos: M1, M2, M3 e M4 (Hartmann, 1991). O evento M1 é o mais antigo (pré-tectônico), representando o metamorfismo de fácies granulito registrado pela presença de porfiroclastos de piroxênios e plagioclásio; o evento M2 é um segundo evento de fácies granulito (sintectônico a pós-tectônico), melhor preservado; o evento M3 é um evento tardio (termal – cornubianítico), relacionado às intrusões graníticas brasileiras e formação de paragêneses hidratadas (anfíbólios, filossilicatos, epidotos); o evento M4 seria o evento mais tardio, relacionado a zona de cisalhamento e formação principalmente dos minerais epidoto + microclínio + clorita.

O complexo é afetado pela intrusão de diferentes granitóides brasileiros pertencentes ao Complexo Granítico Santo Afonso, Granito Dom Pedrito, a Suíte Intrusiva Saibro e a Suíte Sub-Vulcânica Vauthier (Hartmann, 1987). Essa granitogênese é uma das responsáveis pelos eventos retrometamórficos de menor temperatura (M3) juntamente com M4.

### **2.3 Hidrotermalismo**

Os fluidos exercem um importante papel nos processos geológicos, e uma das principais razões é que as alterações nos parâmetros físico-químicos de um fluido, tais como, P, T,  $fO_2$ ,  $fCO_2$ ,  $fH_2S$  e pH levam a desestabilização de certas fases

minerais causando dissolução, precipitando ou recristalizando novos minerais mais estáveis naquele ambiente. Estas modificações metassomáticas resultam do desequilíbrio químico entre a rocha encaixante e os fluidos hidrotermais, podendo gerar minerais da ganga e/ou minerais de minério.

Os sistemas hidrotermais são os agentes de transporte para a formação de minerais de minério sob fluidos ricos em H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub> à alta temperatura, podendo desestabilizar complexos portadores de metais (como ouro, prata, etc.) resultando na precipitação destes. Isto faz com que a compreensão dos parâmetros físico-químicos envolvidos nos processos de alteração hidrotermal seja de grande importância (Beane, 1994). Normalmente o comportamento físico dos sistemas hidrotermais é retrogressivo, ou seja, de temperaturas mais elevadas evoluindo para mais baixas temperaturas e baixo pH.

Nos processos hidrotermais, a alteração pode modificar a mineralogia, a textura e a composição química da rocha (Gifkins *et al.*, 2005). Esse hidrotermalismo pode atuar de maneira canalizada, controlado por falhas e/ou fraturas; e de maneira pervasiva, de extensão regional associada a permeabilidade da rocha hospedeira. Pode haver também a combinação das duas formas.

As alterações resultantes dos processos hidrotermais podem ser: argílica, fílica, sericítica, propilítica, potássica, greisenização e silicificação (tabela 1). A alteração propilítica indica presença de água em temperaturas menores que na alteração potássica, porém ainda intermediária, e de menor salinidade, ocorrendo em porções mais distais do sistema. Pode ocorrer tanto de maneira pervasiva como em veios, sendo caracterizada pela presença de epidoto, clorita, albita e carbonato (calcita, dolomita ou ankerita) (Bongiolo *et al.*, 2008; Fontana, 2016), tendo modificação importante dos cátions Na, Ca e K com pH neutro à alcalino. A cloritização é uma subdivisão da alteração propilítica, assim como a albitização, epidotização e carbonatação (Biondi, 2015). Com o tempo, a alteração propilítica passa a sofrer domínio de fluidos meteóricos e resfriamento do sistema, tendendo ao domínio da alteração fílica (geração de illitas, camadas mistas e destruição completa da textura original da rocha).

Tabela 1: Terminologia da alteração Hidrotermal (Gifkins *et al.*, 2005; modificado de Pirajno, 2009)

Terminologia Genérica	Assembléia Mineral de Alteração (assembléia principal em <i>itálico</i> )	Possível Sistema de Minério
Argílica	<i>Caulinita (ou haloisita, ou dickita)</i> + <i>montmorilonita</i> ± sericita (ou muscovita ± clorita)	Cu Pórfiro, alta e baixa-sulfetação epitermal, geotermal
Argílica Avançada	<i>Pirofilita + caolinita (ou dickita)</i> ± quartzo ± sericita ± andalusita ± diásporo ± alunita ± topásio ± zunyita ± enargita ± turmalina ± pirita ± calcopirita ± hematita	Cu Pórfiro, alta-sulfetação epitermal, geotermal
Argílica Intermediária	<i>Clorita + sericita</i> ± <i>caulinita</i> ± <i>montmorilonita</i> ± <i>ilita-esmectita</i> ± <i>calcita</i> ± <i>epidoto</i> ± <i>biotita</i> ± <i>pirita</i>	Cu Pórfiro, alta-sulfetação epitermal
Fílica (ou Sericítica)	<i>Sericita + quartzo + pirita</i> ± <i>biotita</i> ± <i>clorita</i> ± <i>rutilo</i> ± <i>leucocênio</i> ± <i>calcopirita</i> ± <i>ilita</i>	Cu Pórfiro
Sericítica (ou Fílica)	<i>Sericita + quartzo + pirita</i> ± <i>K-feldspato</i> ± <i>biotita</i> ± <i>calcita</i> ± <i>dolomita</i> ± <i>clorita</i> ± <i>andalusita</i> ± <i>cloritóide</i> ± <i>albita</i> ± <i>pirrotita</i>	K- Cu Pórfiro, baixa-sulfetação epitermal, geotermal, VHMS, sedimentos hospedando masiva sulfetação
Propilítica (ou saussuritização)	<i>Epidoto (ou zoisita ou clinzoisita) + clorita + albita</i> ± <i>carbonato</i> ± <i>sericita</i> ± <i>montmorilonita</i> ± <i>septaclorita</i> ± <i>apatita</i> ± <i>anidrita</i> ± <i>anquerita</i> ± <i>hematita</i> ± <i>pirita</i> ± <i>calcopirita</i>	Cu Pórfiro, alta-sulfetação epitermal, baixa-sulfetação epitermal, geotermal
Potássica	<i>K-feldspato (ortoclásio) + biotita + quartzo</i> ± <i>magnetita</i> ± <i>sericita</i> (ou <i>muscovita</i> ) ± <i>albita</i> ± <i>clorita</i> ± <i>anidrita</i> ± <i>apatita</i> ± <i>rutilo</i> ± <i>epidoto</i> ± <i>calcopirita</i> ± <i>bornita</i> ± <i>pirita</i>	Cu Pórfiro
Greisenização	<i>Muscovita (ou sericita) + quartzo + topázio</i> ± <i>turmalina</i> ± <i>fluorita</i> ± <i>rutilo</i> ± <i>cassiterita</i> ± <i>wolframita</i> ± <i>magnetita</i> ± <i>zunyita</i> ± <i>K-feldspato</i>	Cu Pórfiro, Pórfiro Sn

Os tipos principais de água que podem estar disponíveis para gerar o sistema hidrotermal são água conata (retida nos poros e fissuras da rocha), água do mar, água juvenil (ígnea, oriunda com o magma), água meteórica (chuva) e água metamórfica (quebra dos minerais hidratados no metamorfismo). Os fluidos envolvidos em um processo hidrotermal, além de poderem ter as diversas fontes citadas, podem também ser mistos, mudando assim a história do sistema e seus possíveis produtos. A realimentação do sistema assim como o volume de fluidos vão definir as dimensões atuantes do hidrotermalismo.

## 2.5 Geotermometria da Clorita

Cloritas ocorrem em diversas situações geológicas, sendo um mineral comum em rochas pelíticas, máficas, ultramáficas e assembleias cálcio-silicáticas, o que reflete

sua grande possibilidade de variabilidade composicional. Cloritas metamórficas diferem-se quimicamente de cloritas diagenéticas (que ocorrem de ~40 °C até ~200 °C) pois as metamórficas tendem a ser menos silicosas, apresentar um total (Fe + Mg) maior e maior ocupação octaédrica. Nelas o alumínio Al<sup>IV</sup> (tetraédrico) aumenta em detrimento do Al<sup>VI</sup> (octaédrico), mantendo a proporção final de Al relativamente constante (Hillier & Velde, 1991; Inoue *et al.*, 2009).

A tentativa de utilizar as informações de cristalização das cloritas como geotermômetro passou por uma série de etapas na evolução de conceitos, métodos e constatações. Muitos geotermômetros foram desenvolvidos, porém a maioria deles possuía uso restrito e foi modelado para uma ocorrência de clorita em específico (De Caritat, 1993). Os primeiros geotermômetros clorita levavam em consideração apenas o conteúdo de ferro (sempre considerado como Fe<sup>2+</sup> devido à dificuldade de medição do Fe<sup>3+</sup> e pela suposição de que sua proporção na clorita era baixa, inferior a 5% do ferro total), Al<sup>IV</sup> e vacâncias (Cathelineau & Nieva, 1985; Cathelineau, 1988).

Uma nova variável para correção dos cálculos da estimativa de temperatura através da clorita foi introduzida por Kranidiotis & MacLean, 1987 e Jowett, 1991, acrescentando a razão Fe/(Fe+Mg) após o importante estudo de Walshe, 1986. Posteriormente, foram elaborados modelos termodinâmicos através de geotermômetros químicos a partir da composição química global do mineral, considerando seus elementos formadores, determinação do teor de Fe<sup>2+</sup> e Fe<sup>3+</sup> e vacâncias (Vidal *et al.*, 2001; Inoue *et al.*, 2009; Inoue *et al.*, 2010) e semi-empírico (Bourdelle *et al.*, 2013) os quais são calibrados usando a relação entre temperatura (1/T) e a constante de equilíbrio (K) da reação envolvendo os membros-finais da clorita de interesse com quartzo e água disponíveis no sistema. O modelo termodinâmico de Inoue *et al.*, 2009 e Inoue *et al.*, 2010 representa mais adequadamente o sistema natural de formação de cloritas trioctaédricas ferro-magnesianas em temperaturas baixas a intermediárias e com quantidades apreciáveis de Fe<sup>3+</sup> (>14% do Fe total). Estas novas abordagens puderam estabelecer com segurança que a composição química (especialmente de cloritas hidrotermais) depende - além da composição química da rocha encaixante e sua interação com o fluido - das condições de temperatura e pressão de formação (Lanari *et al.*, 2014), podendo desta forma ser utilizada como geotermômetro em várias situações geológicas.

Há ainda um geotermômetro qualitativo das cloritas baseado em seu politipo. De modo geral, pode-se assumir qualitativamente que os politipos I tendem a ser estáveis

em menores temperaturas (diagênese) e o politipo II em maiores temperaturas, próximo ou acima de 200 °C (Walker, 1993).

## 2.6 Isótopos Estáveis

A geoquímica isotópica tem sido de grande relevância para estudos geológicos nas últimas décadas. Apesar de sua aplicação inicial estar atrelada principalmente aos estudos acadêmicos para datação de rochas e compreensão do sistema de evolução manto-crosta, atualmente seu uso tem sido de grande importância para avaliação de proveniência de depósitos minerais e seus fluidos mineralizantes, geologia ambiental e controle de fontes poluentes assim como para glacioquímica. A geoquímica isotópica pode ser subdividida em dois grandes campos de trabalho: os sistemas de isótopos radioativos (radioisótopos) e os isótopos estáveis.

Isótopos estáveis de carbono, nitrogênio, enxofre, estrôncio, hidrogênio e oxigênio são considerados, atualmente, ferramentas úteis aos geólogos, fisiologistas, ecólogos, engenheiros ambientais e a outros profissionais que estudam os ciclos de matéria e energia no ambiente.

Os isótopos estáveis são estudados comparando a razão do isótopo pesado com o isótopo leve com base em sua abundância relativa na natureza, dada em per mil (‰): D/H (D = 2,01; H = 99,98);  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ( $^{16}\text{O} = 99,75$ ;  $^{18}\text{O} = 0,03$ ); e  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ( $^{13}\text{C} = 1,11$ ;  $^{12}\text{C} = 98,98$ ). As medições destes valores para o estudo do evento de interesse podem ser obtidas através da utilização de minerais hidratados/carbonatos que cristalizaram a partir dos fluidos hidrotermais como a clorita, actinolita, muscovita e também a calcita, assim como a partir da medição direta de inclusões fluidas em quartzo e calcita. Os valores podem ser positivos (enriquecimento no isótopo pesado) ou negativo (depleção no isótopo pesado) em relação a uma amostra padrão do laboratório de análise, que é calibrada com um padrão internacional (tabela 2). O prefixo “V” nas siglas dos padrões significa “Viena”, que é o valor utilizado para a razão isotópica determinado pela *International Atomic Energy Agency* (IAEA).

Tabela 2: Padrões internacionais de razão isotópica segundo Werner &amp; Brand, 2001.

Razão isotópica	Padrão Internacional	Valor do Padrão
$^2\text{H}/^1\text{H}$ ou D/H	Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW)	0,00015575
$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	Vienna Pee Dee Belemnite (V-PDB)	0,0111802
$^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$	Ar atmosférico (AIR)	0,0036782
$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) ou Vienna Pee Dee Belemnite (V-PDB)	V-SMOW = 0,0020052 V-PDB = 0,0020672
$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$	Vienna Canyon Diablo Troilite (V-CDT)	0,0451509

Estes isótopos podem fracionar entre diferentes fases em equilíbrio (mineral-mineral, mineral-fluido, fluido-fluido) ou ter preferência para processos físico-químicos específicos (evaporação, condensação, fusão, cristalização e difusão), o que pode indicar a fonte do sistema fluido. Este fator de fracionamento entre duas fases (A e B) é dado por:

$$\alpha_{A-B} = R_A/R_B = \delta_A + 10^3/\delta_B + 10^3 \text{ (fracionamento isotópico),}$$

$$\text{onde } \Delta \delta_A - \delta_B = 10^3 \ln \alpha_{A-B}, \text{ sendo } \alpha \approx 1.$$

Este fracionamento isotópico refere-se estritamente à mudança nas razões entre isótopos pesados e leves através de processos naturais, não tendo relação ao tempo e nem ao enfraquecimento radioativo. Desta forma os processos físicos, químicos e biológicos geram razões isotópicas específicas que podem ser diagnósticas da origem, pureza e peculiaridades pelos quais os isótopos foram submetidos (Caxito & Silva, 2015). Podemos listar três tipos de fracionamento dos isótopos estáveis: o fracionamento de equilíbrio, o fracionamento cinético e o fracionamento independente de massa (Albarède, 2011).

- O fracionamento de equilíbrio consiste na distribuição desigual dos isótopos estáveis nos reagentes e produtos de uma reação quando ela atinge o equilíbrio químico;
- O fracionamento cinético consiste em taxas diferentes de reação para os diferentes isótopos de um mesmo elemento numa mesma reação química. O isótopo

leve normalmente é mais reativo, concentrando-se nos produtos da reação, enquanto o isótopo pesado concentra-se nos reagentes;

- O fracionamento independente de massa é anômalo e não segue as regras dos outros dois tipos anteriores.

Em análises experimentais tem-se observado que em sistemas fechados apenas o fracionamento cinético é importante, porém em sistemas abertos (mais próximos dos naturais) os fracionamentos de equilíbrio e independente de massa mostraram-se mais importantes.

Em um evento hidrotermal, diferentes tipos de água podem estar disponíveis para gerar o sistema, inclusive gerando fontes mistas entre elas. A análise dos isótopos de oxigênio ( $\delta O$ ), hidrogênio ( $\delta D$ ) e carbono ( $\delta C$ ) pode esclarecer a origem destes fluidos, servindo como um traçador desta(s) fonte(s), já que estes elementos são importantes constituintes das rochas e minerais e suas composições isotópicas não são variáveis em função do tempo e comportamento químico, ao contrário do que acontece com os radioisótopos (Coutinho, 2008), possuindo razões bem definidas para cada ambiente de origem: MORB, fusão crustal, água marinha, água meteórica, água metamórfica, água juvenil e água conata.

## **2.7 Inclusões Fluidas**

A análise de inclusões fluidas (IFs) fornece importante compreensão das condições, origem e evolução de um sistema hidrotermal. As inclusões fluidas retidas na estrutura cristalina e microfraturas dos minerais podem conter informações valiosas sobre as propriedades físico-químicas do fluido em que a cristalização ocorreu, pois são verdadeiras amostras dos paleofluidos ligados ao hidrotermalismo de interesse (Roedder, 1984; Fuzikawa, 1985). As IFs formadas durante o crescimento do cristal e aprisionadas em sua estrutura são classificadas como inclusões primárias. Já aquelas retidas em microfraturas pós cristalização originam inclusões secundárias, sendo normalmente numerosas e frequentemente apresentam-se como longas trilhas ou distribuição planar que não se restringem aos limites de grãos. Há ainda IFs pseudo-secundárias ou primárias-secundárias, inclusas em fraturas que se desenvolveram e foram seladas durante o crescimento do mineral, apresentando comumente trilhas curtas restritas a um único cristal (Hollister, 1981; Roedder, 1981). Normalmente as IFs estudadas estão em um intervalo de tamanho de 5-20  $\mu m$ , sendo muito comum que não ultrapassem 10  $\mu m$ .

Informações como a densidade, salinidade, composição química, pressão e temperatura podem ser inferidas através da análise destas inclusões. Estes dados podem ser essenciais para a caracterização de um evento hidrotermal possibilitando a compreensão do processo de alteração (reações fluido/rocha hospedeira) e da paragênese gerada (Ferry, 1979), assim como a avaliação da formação de bens minerais (Dias, 2012).

Os cristais de quartzo são os minerais hospedeiros ideais para as análises de inclusões fluidas pois não possuem clivagem, são de fácil recristalização, preservam fluidos de alta pressão e sua coloração facilita a observação das IFs (Van den Kerkhof & Hein, 2001). Eles podem conter inclusões fluidas monofásicas, bifásicas, trifásicas e multifásicas (polifásicas) e pertencer a três sistemas de fluidos distintos: aquoso, carbônico e aquo-carbônico (Yamaguti & Villa, 2003). As diversas fases presentes na IFs podem ser originadas de um sistema homogêneo ou heterogêneo (líquido + sólido, líquido + gás ou até mesmo líquidos imiscíveis). À temperatura ambiente ( $\pm 25^{\circ}\text{C}$ ) estas fases podem ser descritas como (Amorim *et al.*, 2009):

- Monofásicas: apresentam somente uma fase, sendo líquida ou gasosa;
- Bifásicas: contém duas fases, podendo ser líquida + gasosa, líquida + sólida, duas fases líquidas ou sólida + gasosa;
- Trifásicas: apresentam uma combinação de três fases, sendo as mais comuns duas líquidas + gasosa e líquida + sólida + gasosa;
- Polifásicas: contém quatro ou mais fases.

### **3 METODOLOGIA**

A metodologia proposta procura realizar, através das técnicas analíticas empregadas, a caracterização do evento hidrotermal na Zona de cisalhamento de Ibaré, definindo a paragênese hidrotermal, parâmetros físicos do evento, e indicação da fonte de fluidos.

#### **3.1 Trabalho de Campo**

Foi realizado um trabalho de campo para a coleta de amostras, fazendo também levantamento de dados e observações da ZCLI. Com esta coleta foi feita uma amostragem seletiva, buscando coletar ortognaisses menos cloritizados à mais cloritizados, carbonatos associados à cloritização ao longo dos planos de falha e veios de quartzo hidrotermal.



### 3.2 Microscopia Óptica

A primeira técnica utilizada para análise dos ortognaisses hidrotermalizados na ZCLI foi a microscopia óptica. Ela foi realizada por meio de um microscópio óptico de modelo Leica- DM4500 P LED, com lâminas delgadas polidas, em luz transmitida e refletida, utilizando nicóis polarizadores e diferentes objetivas.

A petrografia consiste em observação e descrição criteriosa das texturas microscópicas das rochas e dos minerais presentes nelas, afetados ou gerados pelo hidrotermalismo. Estas observações permitem identificar uma série de propriedades morfológicas, ópticas, paragenéticas e estruturais dos minerais. Também se selecionou pontos de interesse para análise por meio de Microsonda Eletrônica.

Além disso, a microscopia óptica é a primeira técnica a ser utilizada quando se busca realizar o estudo de Inclusões Fluidas (Amorim *et al.*, 2009), sendo fundamental para a identificação, mapeamento, classificação e caracterização das IFs e do mineral hospedeiro. A descrição minuciosa das IFs através deste método fornece algumas de suas características, como suas dimensões, morfologia, índice de refração, informação do número de fases, razão entre as fases e sua coloração (Van den Kerkhof & Hein, 2001).

### 3.3 Difratomia de raios X

A Difratomia de raios X (DRX) é usada para identificação de minerais que não podem ser caracterizados através da microscopia óptica. Ela também permite caracterizar parâmetros cristalográficos do mineral de interesse.

A técnica é baseada na Lei de Bragg e consiste em utilizar raios-X com comprimento de onda conhecido que, ao atingirem um material, espalham-se elasticamente, sem perda de energia. O fóton de raio-X, após atingir o material, difrata segundo seus planos cristalográficos. As condições para a DRX são: (i) espaçamento entre camadas de átomos deve ser a mesma que o comprimento de onda da radiação; (ii) centros espalhadores devem estar espacialmente distribuídos em um arranjo altamente regular (Senna, 2003).

Como o padrão de DRX é único para cada substância cristalina, é possível identificar e diferenciar os minerais presentes na amostra e suas características. O laboratório de Difratomia de Raios-X do CPGq dispõem de dois difratômetros SIEMENS, modelo BRUKER-AXS D5000. A radiação  $K\alpha$  é obtida a partir de tubos de cobre e com goniômetro theta-theta nas condições de energia de 40 kV e 25 mA. Para a análise do politipo da clorita foram utilizadas lâminas pó-não orientadas, as quais

fornece informações sobre o polítipo e classificação da clorita (parâmetro b) devido ao favorecimento da difração de outros planos cristalográficos e da direção 060. Para esta técnica foram analisadas as lâminas pó-não orientadas da fração < 2  $\mu\text{m}$ .

### 3.3 Microsonda Eletrônica

A Microsonda Eletrônica (ME) é uma técnica que permite a obtenção da composição química quantitativa de uma área da amostra com cerca de 1  $\mu\text{m}$  de raio. Esta análise é feita sobre o mineral selecionado em lâminas delgadas as quais passam por um processo prévio de polimento e metalização. Além da vantagem de uma análise *in situ* da amostra laminada, o equipamento ainda fornece uma visualização do material similar ao microscópio óptico, permitindo uma correlação dos aspectos do mineral com observações ópticas realizadas previamente. Outra vantagem da técnica é ser não destrutiva.

A técnica analítica utiliza um feixe de elétrons que excita os átomos da amostra, dando origem a emissão de raios-X característico. A identificação das linhas do espectro característico de raios-X identifica os elementos químicos, e a intensidade das contagens quando comparada com padrões originados a partir do bombardeamento da amostra, determinam a composição química do ponto. Essa determinação se dá através da comparação entre as contagens obtidas num mineral padrão e nos minerais da amostra.

Desta forma a análise de minerais através da ME permite a obtenção de suas fórmulas químicas. A informação dos constituintes destes minerais permite uma classificação precisa dos mesmos, dando precisão à definição da paragênese hidrotermal ou dos minerais metamórficos. Para este projeto o processo de metalização foi feito por meio de carbono na metalizadora Jeol JEE 4B. O laboratório de ME do CPGq dispõe de uma microsonda Cameca SXFive. As condições de energia foram de 15 kV e 15 nA, com feixe de 5  $\mu\text{m}$  de diâmetro.

### 3.4 Espectroscopia Mössbauer

A Espectroscopia Mössbauer (EM) é uma técnica específica para materiais contendo ferro propiciando informações sobre o estado de valência, número de coordenação, forças de campo cristalino e temperaturas de ordenamento magnético, sendo uma técnica não destrutiva.

A EM é um tipo de espectroscopia nuclear envolvendo a emissão e absorção ressonante de raios gama (ou seja, efeito Mössbauer). Este efeito requer uma transição nuclear sem recuo do núcleo. A energia da fonte de fótons deve ser idêntica à energia da transição nuclear do absorvedor. Essa fonte é repetitivamente acelerada, em uma faixa de velocidades que vai desde alguns mm/s até centenas de mm/s, para adicionar ou subtrair energia dos fótons que são emitidos. Devido a subsequente emissão do fóton absorvido não apresentar direções preferenciais, em contraste com o fóton da fonte que é direcionado ao detector, um decréscimo na intensidade do sinal de fundo é observado em energias (velocidades) onde a absorção ressonante ocorre, dando origem aos diferentes espectros Mössbauer (Campos, 2005).

Desta forma a técnica analítica permite obter a proporção de  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{3+}$  em relação ao teor de ferro total da composição química dos materiais analisados (Imbernon *et al.*, 2011). Dado que a técnica não diferencia silicatos em uma mesma análise, as amostras puras de clorita obtidas por meio de separação manual e seleção em lupa binocular, garantindo a pureza da amostra, foram utilizadas para a medição.

Foi realizada a análise por Espectroscopia Mössbauer no Laboratório de Espectroscopia Mössbauer do Instituto de Física-UFRGS através do método de transmissão com aceleração constante e fonte de cobalto 57 em matriz de ródio. O deslocamento isomérico foi feito em relação ao ferro metálico, e o ajuste da curva de mínimos quadrados supondo que as linhas de absorção são Lorentzianas.

### **3.4 Espectrometria de Massa - Isótopos Estáveis**

As obtenções das razões isotópicas de dado material de estudo são obtidas a partir de espectrômetros de massa normalmente compostos basicamente de três seções: uma fonte de íons em um extremo do aparelho, um analisador de massas em sua porção central, e um conjunto de coletores de íons no outro extremo. Esses equipamentos são conhecidos como espectrômetros de massa de razão isotópica (IRMS – *Isotope Ratio Mass Spectrometer*).

Para a análise, a amostra é ionizada. Estes íons são então acelerados em um tubo com diferença de potencial, onde existe um ímã que gera um campo magnético que deflete as trajetórias dos íons de acordo com a razão massa/carga de cada partícula. No extremo do tubo existem placas coletoras que permitem a leitura dos diferentes íons. Os detectores transformam as leituras dos íons em descargas elétricas que são transmitidas para um computador e traduzidas por um software

específico. Para evitar a colisão destas partículas com outras no interior do tudo todo o sistema necessita trabalhar em alto vácuo.

Foram analisados os isótopos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  de amostras relacionadas a cloritização nos planos de falha da ZCLI (fig.3). O Laboratório de Geologia Isotópica do CPGq dispõe de um IRMS Delta V Advantage - Gas Bench. Os padrões utilizados foram NBS 18, IAEA CO8, IAEA CO1 e REI.



Figura 3: Espelho de falha mostrando o padrão anastomosado da Zona de cisalhamento de Ibaré controlando a deposição de carbonatos associados à cloritização.

### 3.5 Microtermometria de Inclusões Fluidas

A microtermometria é realizada em platinas especiais adaptadas aos microscópios ópticos, que permitem que as amostras possam ser resfriadas ou aquecidas. Estas amostras consistem em lâminas bipolidas espessas ( $\sim 150 \mu\text{m}$ ), contendo uma porção da rocha que possua inclusões fluidas ideais para serem analisadas. Essas lâminas bipolidas são coladas a frio com Entelan e descoladas com Xylol (Ronchi *et al.*, 2011).

A técnica consiste em induzir mudanças de estado físico nas IFs presentes nestas amostras por meio desta platina especial, buscando atuar sobre todas as fases para determinar as características físico-química das mesmas. Com base nestas mudanças de fases e na temperatura em que elas se dão, juntamente à diagramas de fase, é possível definir a composição química, pressão e temperatura de formação dos fluidos (Amorim *et al.*, 2009). Se a composição do fluido puder ser determinada,

e a curva líquido-vapor para este fluido for conhecida, então a densidade também pode ser determinada a partir da temperatura de homogeneização das fases líquida e vapor para uma fase fluida (Hollister, 1981). A grande maioria dos fluidos dentre as rochas ígneas e metamórficas são compostos pelo sistema C-O-H-S + NaCl, sendo que NaCl pode representar também KCl, CaCl<sub>2</sub> e outros cloretos (Holloway, 1981). Destes, as substâncias gasosas mais recorrentes compondo as IFs são H<sub>2</sub>O (vapor), CO<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub>, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, H<sub>2</sub> e por vezes o N<sub>2</sub>. Já nas fases líquidas predomina H<sub>2</sub>O, podendo ocorrer CO<sub>2</sub> líquido (Fuzikawa, 1985).

Após as caracterizações prévias em microscópio óptico, o primeiro passo é obter medidas de resfriamento das inclusões, buscando determinar a temperatura de congelamento das fases gasosas, da água e clatratos (fase aquosa resfriada, que ao tornar-se cristais de gelo passa a reter em seu interior moléculas ou íons como CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, Na<sup>+</sup> e K<sup>+</sup>), chegando a variação dos valores de salinidade (% peso eq. NaCl). Esta variação de salinidade que pode ocorrer devido aos clatratos deve ser corrigida pela quantidade de água ligada a estes compostos. A fase de equilíbrio para os clatratos é normalmente de fusão acima da temperatura de fusão do gelo e normalmente abaixo dos cloretos. Durante esta etapa de criometria, busca-se também determinar a temperatura de congelamento do CO<sub>2</sub> para confirmar se nesta fase gasosa da IF estão presentes outras moléculas como CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>S e N<sub>2</sub>, assim como verificar a cristalização de cloretos diversos além dos possíveis cristais de saturação em NaCl. Após o congelamento dos fluidos, a depressão do ponto de fusão da solução aquosa permitirá a determinação de sua salinidade. Este resfriamento é produzido circulando nitrogênio líquido na platina de microtermometria.

O segundo passo é o aquecimento das IFs para determinar a temperatura de homogeneização das fases líquidas e vapor, em especial do CO<sub>2</sub>. Esta temperatura de homogeneização fornece uma contraprova composicional, confirmando se a fase carbônica é formada apenas por CO<sub>2</sub> ou contém uma mistura com outros gases. A homogeneização ocorre pois a uma dada temperatura a densidade da fase líquida se torna igual à da fase vapor. Este é o chamado ponto crítico do fluido. A temperatura de homogeneização pode ocorrer antes ou depois do desaparecimento das fases sólidas minerais da inclusão. As temperaturas obtidas representam temperaturas mínimas do fluido naquelas condições, podendo-se também extrapolar valores de pressão. Assim, quando aquecidas, as inclusões de mesma família irão homogeneizar na mesma temperatura, apesar de diferentes fases. Esta temperatura de

homogeneização é a temperatura de aprisionamento do fluido ou da formação do mineral, caso a IF for primária (Crawford, 1981).

Com os dados das medidas de mudanças de fase durante resfriamento-aquecimento é possível determinar a temperatura de fusão do eutético (menor ponto de fusão possível para um sistema). A temperatura do ponto de fusão eutético é uma medida importante para determinar quais espécies iônicas estão presentes no fluido. Deve-se também ser observada a fusão de sais e fases hidratadas, determinando a temperatura de solução de minerais sólidos que persistem depois da fusão de hidratos e do gelo (cloretos, carbonatos e sulfatos). A medida do ponto de fusão final dos sólidos congelados é a temperatura utilizada para estimar a salinidade do sistema, e essa determinação é feita utilizando diagramas de equilíbrio de fases (por exemplo  $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ ) sendo a salinidade representada sempre por % peso eq. NaCl.

Para interpretar os resultados, assume-se que as inclusões fluidas permaneceram como um sistema de volume e composição constante desde sua formação, ou que se pode reconhecer e corretamente interpretar mudanças posteriores ao aprisionamento no que se refere ao volume ou composição das inclusões. Levando-se em conta que os íons mais comuns encontrados nas inclusões fluidas são  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  e  $\text{HCO}_3^-$ , cada líquido salino é caracterizado por um eutético, incluindo gelo e possíveis compostos hidratados, coexistindo com líquido, e por um ou mais hidratos de baixo ponto de fusão (Crawford, 1981). A presença de cristais de NaCl e outros cloretos dependerá da concentração do sistema. Os resultados dependerão da complexidade do sistema salino presente na inclusão, já que sistemas salinos com mais de três componentes tornam a solução muito complexa criando muitas mudanças de fases que são de difícil medição principalmente em inclusões pequenas. As mudanças observadas devem ser interpretadas sobre os diagramas P-T de cada um dos fluidos das inclusões.

Foram analisadas lâminas bipolidas de veios de quartzo associados a cloritização. O Laboratório de Inclusões Fluidas do curso de Engenharia Geológica – UFPel (fig.4) dispõem de um aparelho Linkam THMSG600 para aquecimento-congelamento, acoplado a um microscópio biológico Nikon 50i, equipado com uma objetiva de 50x. A calibração do aparelho foi feita com inclusão fluida aquo-carbônica sintética (-56,6 °C *synth.fi's*), água desmineralizada (0,0 °C) e produtos de ponto de fusão conhecido, como nitrato de sódio (308 °C) e dicromato de potássio (398 °C). A precisão das medidas é de  $\pm 0,1$  °C e a salinidade das inclusões fluidas foi determinada de acordo com Bodnar, 2003.



Figura 4: Laboratório de Inclusões Fluidas do curso de Engenharia Geológica – UFPel.

## REFERÊNCIAS

- Amorim, L.E.D., Rios, F.J., Oliveira L.A.R., Alves J. V., Fuzikawa, K., Matos, E. C., Garcia, L., Ribeiro, Y. 2009. Geoquímica de fluidos associados a rochas: testes Preliminares em minerais de rochas granitoides potencialmente hospedeiras de repositórios de Rejeitos radiotivos. *In: INTERNATIONAL NUCLEAR ATLANTIC CONFERENCE*, ISBN: 978-85-99141-03-8.
- Albarède, F. 2011. *Geoquímica: uma introdução*. São Paulo, Oficina de Textos, 400p.
- Beane, R.E. 1994. *Alteration and Alteration Processes associated with Ore-forming Systems*. Chap I: A Graphic View of Hydrothermal Mineral Stability Relations. Geological Association of Canada, Short Course Notes, Lentz, D.R. ed., v. 11, p1-30.
- Biondi, J.C. 2015. *Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros*. São Paulo, Oficina de Textos, 552p.
- Bodnar, R.J. 2003. Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions. *In: Samson, I., Anderson, A. & Marshall, D. (Ed.) 2003. Fluid Inclusions, Analysis and interpretation*. Vancouver, Short Course Series Vol 32., Chapter 4:81-100.
- Bongiolo, E.M., Patrier-Mas, P., Mexias, A.S., Beaufort, D., Formoso, M.L.L. 2008. Spatial and Temporal Evolution of Hydrothermal Alteration at Lavras do Sul, Brazil: Evidence from Dioctahedral Clay Minerals. *Clays and Clay Minerals*, 56: 22-243.

- Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C., Beyssac, O. 2013. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contrib. Mineral Petrol.*, 165: 723–735.
- Campos, C.E.M. 2005. *Estudo de Propriedades Físicas de Nanomateriais Produzidos por Síntese Mecânica*. Florianópolis. 110p. Tese Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Física, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Cathelineau, M. & Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Mineralogy and Petrology*, 91: 235-244.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23: 471-485.
- Caxito, F.A. & Silva, A. 2015. Isótopos estáveis: fundamentos e técnicas aplicadas à caracterização e proveniência. *Geonomos*, 23: 10-17.
- CPRM. Serviço Geológico do Brasil. 2012. Mapa Geológico Folha Lagoa da Meia Lua. Escala: 1:100.000.
- CPRM. Serviço Geológico do Brasil. 2013. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Escala: 1:750.000.
- Crawford, M.L. 1981. *Fluid Inclusions: applications to petrology*. Chap. IV: Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, v.6, p. 75-100.
- De Caritat, P., Hutcheon, I. & Walshe, J.L. 1993. Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals*, 41: 219-239.
- Dias, M.A.D. 2012. *Estudos de Inclusões Fluidas em Veios de Quartzos Associados ao Granito Nhandu no Depósito de Ouro Trairão - Província Aurífera Alta Floresta – MT*. Cuiabá, 90p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências com área de concentração em Geologia Regional e Recursos Minerais, Universidade Federal de Mato Grosso.
- 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 Sciences*, 5: 77-96.



Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul Rio-grandense: Parte 1 – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25: 351-274.

Ferry, J.M. 1979. Reaction Mechanisms, Physical Conditions, and Mass Transfer During Hydrothermal Alteration of Mica and Feldspar in Granitic. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68: 125-139.

Fontana, E. 2016. *Hidrotermalismo e Mineralizações das Rochas Vulcânicas da Mina do Seival: Evolução Geoquímica e Isotópica ( $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ ) dos Fluidos e sua Correlação com Outros Depósitos de Minérios Epitermais da Bacia do Camaquã – Rio Grande do Sul – Brasil*. Porto Alegre, 194p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Fuzikawa, K. 1985. Inclusões Fluidas: métodos usuais de estudo e aplicações. Contribuição à Geologia e à Petrologia. *SBG-MG*, p.29-44.

Gastal, M.C.G. & Ferreira, F.J.F. 2013. Discussão dos processos de construção do complexo granítico São Sepé, RS: feições geológicas e petrográficas. *Pesquisas em Geociências*, 40: 233-257.

Gifkins, C.C., Herrmann, W. e Large, R.R. 2005. Altered volcanic rocks: a guide to description and interpretation. *Centre for Ore Deposit Research*, 296p.

Goulart, A.R. 2014. *Geologia e petrografia do picrito do boqueirão e sua correlação com outras rochas máficas ultramáficas no SW do Escudo Sul-riograndense*. Porto Alegre, 84p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Hartmann, L.A. 1987. Isócrona Sm-Nd de 2,1 Ga em minerais de duas amostras do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA*, 1. Porto Alegre, 1987. *Anais...* Rio de Janeiro, SBGq, 1: 105-111.

Hartmann, L.A. 1991. Condições de Metamorfismo no Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 21: 107-113.

Hartmann, L.A. 1998. Deepest exposed crust of Brazil- Geochemistry of Paleoproterozoic depleted Santa Maria Chico Granulites. *Gondwana Research*, 1: 331-341.

- Hartmann, L.A., Liu, D., Wang, Y., Massonne, H., Santos, J. O. S. 2008. Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from an associated amphibolite-facies granodiorite in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80: 543-551.
- Hillier, S. & Velde, B. 1991. Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites. *Clay Minerals*, 26: 149-168.
- Hollister, L.S. 1981. *Fluid Inclusions: applications to petrology*. Chap. I: Information intrinsically available from fluid inclusions. Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, v.6, p. 1-12.
- Holloway, J.R. 1981. *Fluid Inclusions: applications to petrology*. Chap. II: Compositions and volumes of supercritical fluids in the Earth's crust. Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, v.6, p. 13-38.
- Iglesias, C.M.F. 2000. *Análise integrada de dados geológicos e estruturais para a prospecção de ouro na região de Torquato Severo (RS)*. Porto Alegre, 101p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e de Materiais, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Imbernon, R.A.L., Blot, A., Pereira, V.P., Franco, D.R. 2011. Caracterização de clorita portadora de Zn por espectroscopia Mössbauer (EM) e espectroscopia infravermelho (IV) - uma ocorrência associada ao depósito de Pb-Zn-Ag de Canoas, PR, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 41: 228-236.
- Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, P., Rigault, C., Beaufort, D. & Viellard, P. 2009. Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites. *Clays and Clay Minerals*, 57: 371-382.
- Inoue, A., Kurokawa, K., Hatta, T. 2010. Application of Chlorite Geothermometry to Hydrothermal Alteration in Toyoha Geothermal System, Southwestern Hokkaido, Japan. *Resource Geology*, 60: 52-70.
- Jowett, E.C. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer: GAC/MAC/SEG. *Joint Annual Meeting, Program with Abstracts* 16: A62.
- Kranidiotis, P. & MacLean, W. H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, 82: 1898-1911.

Lanari, P., Wagner, T., Vidal, O. 2014. A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O: applications to P–T sections and geothermometry. *Contrib Mineral Petrol*, 167: 968.

Laux, J.H. & Bongioiolo, E.M. 2011. Geoquímica do Complexo Granulítico Santa Maria Chico: Arco de Ilha Proterozóico no Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 13 e SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 3*. Gramado, 2011. *Anais...* 1: 744-747.

Laux, J.H. 2017. *Geologia e recursos minerais da Folha Lagoa da Meia Lua - SH. 21-Z-B-VI, Escala 1:100.000, estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CPRM, 255p.

Luzardo, R. & Fernandes, L.A.D. 1990. Análise estrutural do Lineamento de Ibaré Parte I: Filitos de Ibaré - Greenstone Belt ou Cobertura Cratônica Deformada?. *Acta Geológica Leopoldensia*, 13: 25-36.

Nardi, L.V.S. & Hartmann, L.A. 1979. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sul-riograndense. *Acta Geológica Leopoldensia*, 6: 45-75.

Philipp, R.P., Gireli, T., Lopes, R.C., Sander, A. 2017. Geologia do Complexo Granulítico Santa Maria Chico na região de Fontouras, Dom Pedrito, RS: significado tectônico e implicações sobre a evolução do Cráton Rio de La Plata, RS, Brasil. *Geologia USP (Submetido)*.

Pirajno, F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Netherlands, Springer, 1250p.

Roedder, E. 1981. *Fluid Inclusions: applications to petrology*. Chap. V: Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping. Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, 6: 101-137.

Roedder, E. 1984. Fluid Inclusions. Review in Mineralogy. *Mineralogy Society of America*, 12: 646.

Ronchi, L.H., Bastos Neto, A.C., Gedoz, S.C., Weber, M.L., Pereira, V.P., Andrek, M. 2011. *Contribuições à Metalogenia do Brasil*. Cap. X: A transição magmático-hidrotermal registrada por inclusões fluidas no albita granito de núcleo, Mina Pitinga, Amazonas. Porto Alegre, CPRM - IGEO - UFRGS, p.71 – 88.

- Ruppel, L.M.V. 2010. *Evolução Tectônica do Complexo Arroio da Porteira, Bagé-RS*. Porto Alegre, 84p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Senhorinho, E.M. 2012. *Controle Estrutural dos Carbonatitos no Rio Grande do Sul: Análise de Produtos de Sensoriamento Remoto Aerogeofísicos*. Porto Alegre, 162p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Senna, J.A. 2003. *Caracterização de argilas de utilização na indústria cerâmica por espectroscopia de reflectância*. Campinas, 290p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- Vidal, O., Parra, T., Trotet, F. 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100° to 600 °C, 1 to 25 kb range. *American Journal of Science*, 301: 557–592.
- Van den Kerkhof, A.M. & Hein, U.F. 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos* 55: 27-47.
- Yamaguti, H.S. & Villa, R.N. 2003. Estudo microtermométrico dos fluidos hidrotermais relacionados com a mineralização aurífera de Montes Áureos, NW do Maranhão. *Revista Brasileira de Geociências*, 33: 21-32.
- Walker, J. R. 1993. Chlorite polytype geothermometry. *Clays and Clay Minerals*, 41: 260-267.
- Walshe, J.L. 1986. A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems: *Econ. Geol.* 81: 681-703.
- Werner, R.A. & Brand, W.A. 2001. Referencing strategies and techniques in stable isotope ratio analysis. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 15: 501–519.

## **CAPÍTULO II: ARTIGO CIENTÍFICO**

**COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO CIENTÍFICO**

kelvyn ruppel &lt;kelvynruppel@gmail.com&gt;

**Brazilian Journal of Geology - Manuscript ID BJGEO-2018-0009**

1 mensagem

**Tatiana Alonso** <onbehalf@manuscriptcentral.com>

18 de janeiro de 2018 05:46

Responder a: secretaria@zeppelini.com.br

Para: kelvynruppel@gmail.com

Cc: kelvynruppel@gmail.com, norberto.dani@ufrgs.br, marcus.remus@ufrgs.br, lhronchi@hotmail.com, marcia.boscato@ufrgs.br

18-Jan-2018

Dear Mr. Ruppel:

Your manuscript entitled "TEMPERATURE AND PRESSURE IN ENVIRONMENT OF EPITHERMAL ALTERATION – A CASE STUDY AT THE IBARÉ LINEAMENT – RS, BRAZIL" has been received by the Editorial Office of the Brazilian Journal of Geology.

Please note that this message is not a confirmation of submission, which will only be given once your manuscript is considered to be within the scope and of interest to the journal.

Your manuscript ID is BJGEO-2018-0009.

Please mention the above manuscript ID in all future correspondence or when calling the office for questions. If there are any changes in your street address or e-mail address, please log in to ScholarOne Manuscripts at <https://mc04.manuscriptcentral.com/bjgeo-scielo> and edit your user information as appropriate.

You can also view the status of your manuscript at any time by checking your Author Center after logging in to <https://mc04.manuscriptcentral.com/bjgeo-scielo>.

Thank you for submitting your manuscript to the Brazilian Journal of Geology.

Sincerely,  
Brazilian Journal of Geology Editorial Office

**TEMPERATURE AND PRESSURE IN ENVIRONMENT OF EPITHERMAL  
ALTERATION – A CASE STUDY AT THE IBARÉ LINEAMENT – RS, BRAZIL**

Kelvyn Mikael Vaccari Ruppel<sup>1</sup>, Norberto Dani<sup>2</sup>, Marcus Vinicius Dorneles Remus<sup>3</sup>, Luiz Henrique Ronchi<sup>4</sup>, Marcia Elisa Boscato Gomes<sup>5</sup>

<sup>1</sup>kelvynruppel@gmail.com, <sup>2</sup>norberto.dani@ufrgs.br, <sup>3</sup>marcus.remus@ufrgs.br,  
<sup>5</sup>marcia.boscato@ufrgs.br: Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Instituto de  
Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul-UFRGS, Avenida Bento Gonçalves  
9500, Cx.P. 15.001, CEP. 91.501-970, Prédio 43136, Sala 110, Porto Alegre, RS, Brasil, Tel:  
(55) 51 3308 6361.

<sup>4</sup>lronchi@hotmail.com: Universidade Federal de Pelotas – Curso de Engenharia Geológica,  
Praça Domingos Rodrigues, n. 2 Campus das Engenharias – Centro CEP 96010-440, Pelotas –  
RS, Brasil, Tel: (53) 3284-1691.

**Corresponding author:**

Kelvyn Mikael Vaccari Ruppel  
kelvynruppel@gmail.com

## ABSTRACT

The Ibaré Lineament is a shear zone that sections the Sul-riograndense Shield, affecting the orthogneissic rocks of the Santa Maria Chico Granulitic Complex, acting as a conduct for hydrothermal fluids. The hydrothermal mineralogy found reflects a propylitic alteration that has a resulting paragenesis composed by Fe-clinocllore, epidote, albite, calcite e quartz, typical paragenesis of low pressure (<2000 bar). This mineral association reflects a neutral to slightly alkaline pH. Using new approach from chlorite geothermometry an average formation temperature of 274 °C, compatible with the polytype *I**b*** and with the irregular textures of twinning in calcites was obtained. The fluid inclusions in quartz establish a system of low salinity (2,45 wt.% NaCl eq.) and an average temperature of 175 °C. The temperatures obtained are interpreted as a continuum cooling model with meteoric fluids entrance. The pressure of the system is evaluated from isochores, reaching an average value of 1560 bar. The obtained data is the first estimate of the Ibaré Lineament Shear Zone, which enabled the establishment of a shallow hydrothermal system (epithermal) with fluid interaction from magmatic and meteoric sources, confirmed by the behaviour of the stable isotopes of C and O that indicated an origin from mixed sources.

Keywords: Shear Zone, Chloritization, Epithermal, Pressure, Temperature.



## 1 INTRODUCTION

The Ibaré Lineament is located in the Sul-riograndense Shield as a geostructure of NW-SE direction on the limit between the terranes Taquarembó (SW) and São Gabriel (NE). It's the superficial expression of a subvertical ruptile-ductile transcurrent shear zone, initially with dextral sense, that was late reactivated in successive episodes with sinistral kinematic at shallow crustal levels (Luzardo, 1990; Fernandes *et al.*, 1992; Ruppel, 2010; Laux, 2017). The Ibaré Lineament Shear Zone (ILSZ) that has an overall northwest direction constitutes a fault system which affects rocks in an extent of about 10 km of average width. The ILSZ created space and conditions for the percolation of fluids (Senhorinho, 2012) that interacted with Paleoproterozoic rocks of the Santa Maria Chico Granulitic Complex (SMCGC) and younger rocks such as Brasiliano granitoids (Iglesias, 2000; Goulart, 2014). Reports about the identification of gold around the region (Toniolo & Kirchner 1995, 2000) turn the ILSZ into a prospect for mineralizations associated with hydrothermal events. Driven by the economic potential and by the discovery of carbonatitic bodies, a study was developed where techniques were used to better evaluate the pressure and temperature (P-T) conditions of the hydrothermal alteration in a specific sector of the ILSZ, composed by orthogneissic rocks of the SMCGC. In the shear zone, an intense process of chloritization can be identified, which was sampled in detail with the aim to determine, with specific tools, the pressure and temperature (P-T) of the fluids. The P-T conditions and the source of fluids are evaluated through information obtained by the alteration mineralogy, chlorite analysis with the study of fluid inclusions in quartz veins and with the behaviour of C and O isotopes in associated carbonates.

## 2 GEOLOGY OF THE STUDY AREA

In the state of Rio Grande do Sul, the ILSZ separates the west part of the Sul-riograndense Shield in two terranes, Taquarembó and São Gabriel (fig. 1a). The occidental domain of the Taquarembó Terrane is interpreted as belonging to the Rio de La Plata Craton, and it's composed by metamorphic rocks of the SMCGC (Nardi & Hartmann, 1979; Chemale, 2000). The SMCGC occupies the southeast portion of the Sul-riograndense Shield in an area of about 600km<sup>2</sup> (Hartmann, 1998), being limited on its northeast portion by the São Gabriel Terrane and by rocks of the ILSZ (fig. 1b).

The rocks of the SMCGC vary from isotropic to banded, containing foldings and foliation predominantly of NW direction with high dip. The associations contained on the SMCGC are divided in 3 groups: mafic to ultramafic granulites, orthogneisses and paragneisses (Hartmann, 1987, 1991, 1998; Philipp *et al.*, 2017). The protoliths are interpreted as a TTG association formed in an island arc environment or continental margin (Laux & Bongiolo, 2011; Philipp *et al.*, 2017) with Neoproterozoic ages of about 2,55 Ga (Hartmann *et al.*, 2008) subjected to regional metamorphism of granulite facies at 2,1 Ga in conditions of 700-850 °C and 5 to 10 kb (Hartmann, 1987, 1991, 1998). Later, the SMCGC (fig. 1b) was affected by the intrusion of granites of Brasiliano age (Hartmann, 1987) that created effects of retrometamorphism and reworking of the ILSZ and, additionally, by carbonatites recently identified in the region (Cerva-Alves *et al.*, 2017).

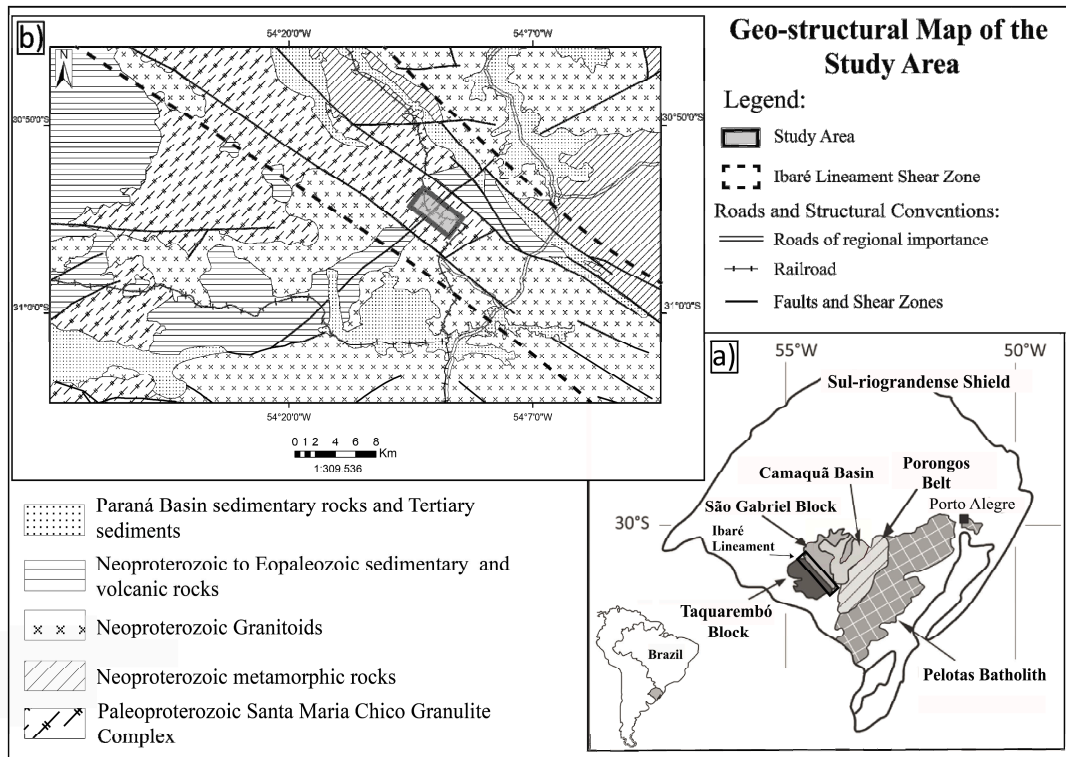


Figure 1: a) Structural compartments of the Sul-riograndense Shield and location of the Ibaré Lineament Shear Zone (ILSZ) with NW orientation at the limit between the São Gabriel and Taquarembó terranes. b) Localization of the study area inside the ILSZ range and general geologic context. Modified from CPRM, 2013; Gastal & Ferreira, 2013.

### 3 MATERIALS AND METHODS

Samples of orthogneisses non-chloritized to intensely chloritized were collected at a section along the railroad at the location of Três Estradas, at the town of Lavras do Sul-RS (fig. 1b). The petrography of the thin sections was made with assistance of an optical microscope model Leica- DM4500 P LED. The optical images were obtained with the same microscope, using the digital camera Leica Model DFC-495. For the analysis of fluid inclusions (IFs) thick bipolished sections were used, proceeding to the analysis at the Laboratory of Fluid Inclusions of the Geologic Engineering Course – UFPel with the equipment Linkam THMSG600 for heating and freezing, attached to a Nikon 50i microscope. The calibration of the equipment was made with an synthetic aquo-carbonic fluid inclusion ( $-56,6\text{ }^{\circ}\text{C}$  *synth. fi's*), demineralized water ( $0,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) and products with a known fusion point, such as sodium nitrate ( $308\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) and potassium dichromate ( $398\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). To have more precise measurements and lower the effects of metaestability, the analysis were made with low heating rates ( $0,5$  to  $3\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$ ) at the temperature ranges near the phase transitions, therefore obtaining a precision of  $\pm 0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ . The salinity of the fluid inclusions was determined according to Bodnar, 2003. Other physical and chemical properties of the fluids were calculated with the software AqSol1e™ and the isochores were calculated using the software ISOCT™, both joining the software package used for computational modelling of fluid inclusions of Bakker, 2003.

The chemical analysis of the minerals were made with Electron Probe Micro Analyzer (EPMA) model Cameca SXFive directly in the thin sections coated with carbon at the Laboratory of Electronic Microprobe at the Centre of Studies in Petrology and Geochemistry (CPGq). The energy conditions of the analysis by EPMA were of  $15\text{ kV}$  and  $15\text{ nA}$ , with a beam of  $5\text{ }\mu\text{m}$  diameter, not considering analysis of chlorites whose sum of Ca, Na and K

exceeded 0,5 wt.% oxides (Jiang *et al.*, 1994; De Caritat *et al.*, 1993; Bourdelle *et al.*, 2013). Samples of chlorite were obtained by manual separation and selection with binocular stereo microscope for analysis by Mössbauer Spectroscopy (MS) at the laboratory of the Institute of Physics – UFRGS using transmission with constant acceleration and cobalt 57 source in rhodium matrix. The isomeric displacement was made considering the metallic iron with adjustment of the minimum square curve admitting Lorentzian absorption lines.

The modelling of temperatures of the chlorite formation was made based on chemical data obtained with Eletronic Microprobe correcting a ratio  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  by Mössbauer spectroscopy as stated in the methodology proposed by Inoue *et al.*, 2009 and Inoue *et al.*, 2010. The analysis and classification of the chlorite polytypes were made by diffractometry X-ray with Simens equipment, model Bruker-AXS D5000 installed at the CPGq, using the  $CuK\alpha$  radiation with energy conditions of 40 kV and 25 mA. The isotopic analysis of  $\delta^{13}C_{VPDB}$  e  $\delta^{18}O_{VPDB}$  of carbonates were made at the Laboratory of Isotopic Geology of CPGq, with the equipment IRMS Delta V Advantage – Gas Bench using the standards NBS 18, IAEA CO8, IAEA CO1 e REI.

## 4 RESULTS

### 4.1 Field and petrographic observations

At the sampled region of the ILSZ the orthogneisses of the SMCGC present fault planes which contains lineation of NW direction that delimit a subvertical and transcurrent shear zone. At the planes of the fault system reactivations of the gneissic banding (N68E;84NW) occur and slickensides which register a sinistral movement of the ILSZ indicate late movement in shallow condition of rigid blocks. Also on those planes occur intense chloritization associated with carbonates and hematite which indicated pervasive fluid percolation parallel to banding (NE) with carbonates that caused breccias in portions of the rock.

The petrographic analysis reveals that the banding is set by millimetric bands enriched in phyllosilicates, interleaved with quartz-feldspatic bands. The essential minerals of the orthogneisses studied were quartz, plagioclase, biotite, white mica, chlorite, epidote, albite and calcite (table 1), added to zircon and apatites as accessories. The texture is fine and the quartz and the plagioclase appear with granoblastic texture. Along with the lepidoblastic texture of the phyllosilicates (biotite and muscovite) the quartz is found elongated in the banding direction, generating a metamorphic texture that is milonitic recrystallization (fig. 2a). Quartz is shown intensely recrystallized in two different generations, marked by the difference in average size of the grains. Locally the plagioclase are altered to white mica in thin lamellae (fig. 2b) being that in the more chloritized samples, sericitization occurs, albitization and epidotization of the plagioclases (fig. 2c and 2d), being that the epidotes does not show zonation. The chlorites occur as transformations of the metamorphic biotites. The intensity of chloritization substituting the metamorphic biotites is variable, reaching integral levels as observed in sample IB 2A (fig. 2e).

Table 1: Analysis of modal composition of the orthogneisses from SMCGC not altered (sample IB 5A) and with hydrothermal alteration (samples IB 01 and IB 2A). \*Met = metamorphic; \*\*Hydr.= hydrothermal

Mineralogy	IB 01 (%)	IB 2A (%)	IB 5A (%)
Quartz Generation 1 (Met.*)	36,56	18,92	22,82
Quartz Generation 2 (Met.)	-	-	22,09
Plagioclase (Met.)	-	1,08	11,63
Plagioclase Sericitized	15,51	19,69	1,74
Biotite (Met.)	-	-	29,22
Muscovite (Met.)	0,77	0,92	11,48
Quartz (Hidr.**)	-	24,00	-
Chlorite (Hidr.)	24,88	22,00	0,43
Epidote (Hidr.)	9,68	2,92	-
Sericite (Hidr.)	-	2,31	-
White Mica (Hidr.)	2,76	4,62	-
Albite (Hidr.)	3,38	2,15	-
Carbonate (Hidr.)	4,61	0,15	0,15
Hematite (Hidr.)	1,38	-	-
Opaque	0,46	1,23	0,44
Total	100	100	100
Total Points	650	650	650

Other hydrothermal and less expressive minerals occur due to alteration. Along the cleavage of these substitute chlorites occur rutiles of very fine texture (fig. 2e) or as acicules inside the chlorites. Titanites were observed only on the samples with higher chloritization grade, showing anhedral texture. Barites occur in rare veins with calcites. The opaques are rare and occur as aggregates, sometimes cubic, elongated according to direction of banding, interpreted as pyrites and chalcopyrites on reflected light analysis; opaques with thinner texture were interpreted as ilmenites under reflected light.

Locally were identified millimetric cataclastic zones parallel to banding with fragmentation of grains and presence of chlorite and hematite, setting the reworking of the banding. Carbonate veins with albite cut transversally the banding and rarely occur concomitant to chlorite, representing predominately final stages of the event of hydrothermal alteration. Individual grains and aggregates of hydrothermal quartz (fig. 2f) and veins parallel to the banding characterized by elevated concentration of fluid inclusions are also associated with each other. In the hydrothermal alteration, the minerals that occur in paragenesis with chlorite are epidote, white mica, carbonate, titanite, rutile and ilmenite, pyrite and chalcopyrite, barite and quartz, characteristics of an propylitic alteration, typically of greenschist facies of low pressure and low to intermediate pressure, equivalent to the albite-epidote-hornfels facies (Winter, 2014).

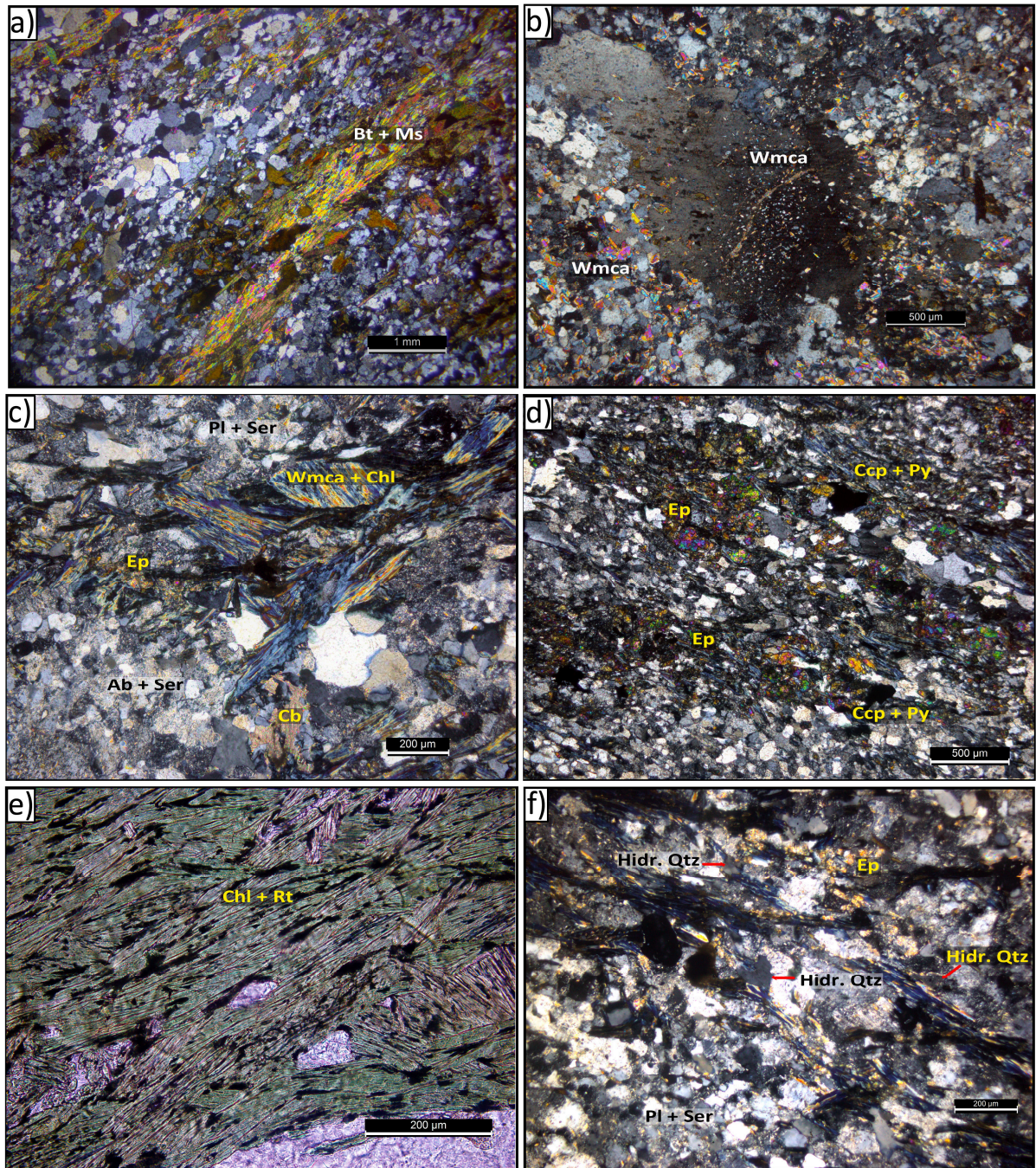


Figure 2: Petrographic aspects under polarized light on orthogneissic samples of SMCGC not altered and with hydrothermal alteration collected in the study area. a) Sample IB 5A: Primary biotites and muscovites with lepidoblastic texture. b) Sample IB 5D: White mica with fine texture generated by the alteration of primary plagioclase. c) Samples IB 2A: Sericitization, albitization and epidotization of primary plagioclase and white mica generated by alteration of biotite. d) Sample IB 01: Intense epidotization, pyrite and chalcopyrite. e) Sample IB 2A: Intense chloritization and formation of chlorites from the substitution of biotites; rutiles included in chlorites as product of reaction of decomposition of biotite. f) Sample IB 2A: Presence of hydrothermal quartz. (Ab= Albite; Bt= Biotite; Cb= Carbonate; Ccp= Chalcopyrite; Chl= Chlorite; Ep= Epidote; Hidr. Qtz= Hydrothermal Quartz; Ms= Muscovite; Pl= Plagioclase; Py= Pyrite; Rt= Rutile; Ser= Sericite; Wmca= White Mica).

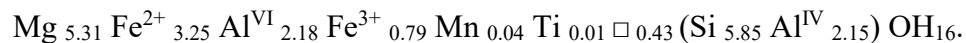
## 4.2 Chemical analysis of hydrothermal minerals

Epidotes, chlorites and calcites are the most common solid solutions among the hydrothermalism associated to the ILSZ and due to its importance for the understanding of the process of alteration, those were analysed in EPMA aiming the determination of its chemical composition.

Gerhard & Liebscher (2004) established a solid solution for the epidotes formed by the components clinozoisite (Czo), epidote (Ep) and tawmawite (Taw). The epidotes from the samples of the study region hold a composition (table 2) where the epidote (Ep) molecule is predominant with variation of this component of about 58% to 93% (centre of grains) and 61% to 89% (edge of grains).

The carbonates analysed in the samples by EPMA (table 2) are composed of 95,61% to 98,48% of CaCO<sub>3</sub>, being classified as calcites.

The chlorite, main mineral phase of the propylitic alteration, is petrographically a product of the substitution of metamorphic biotite present on the orthogneiss. The analysis of the biotites which created the chlorite (table 2) show a regular composition (Deer *et al.*, 1962) with a variation of Fe/(Fe+Mg) between 0,442 and 0,489 and a participation of Al<sup>IV</sup> (a.p.f.) of 2,347 to 3,194. The chlorites (table 2) have a ferromagnesian composition, with low content of Ca, Na and K, considered as contaminants (Jiang *et al.*, 1994; De Caritat *et al.*, 1993; Bourdelle *et al.*, 2013). The ratio Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> of the chlorites analysed by Mössbauer spectroscopy (MS) indicate an average proportion of 80,5% of Fe<sup>2+</sup> and 19,5% of Fe<sup>3+</sup> (table 3). It's classified as Fe-clinocllore according to Moazzen, 2004 and Yavuz *et al.*, 2015, as its average chemical formula obtained based on 28 equivalent oxygen, ignoring the H<sub>2</sub>O (where □= vacancies) would be:



## 4.3 Physical parameters of the event

### 4.3.1 Chlorite geothermometry and paragenetic relations

The estimate temperature of chlorite formation in the ILSZ was determined according to a thermodynamic model proposed by Inoue *et al.*, 2009; Inoue *et al.*, 2010. Differently from the empirical approach (Cathelineau & Nieva, 1985; Cathelineau, 1988; Kranidiotis & MacLean, 1987; Jowett, 1991; De Caritat *et al.*, 1993 and others) and of the first chemical geothermometers (Walshe, 1986; Vidal *et al.*, 2001), the thermodynamic model represents more properly the natural system of formation of ferromagnesian trioctahedral chlorite in low to intermediate temperatures and with considerable amounts of Fe<sup>3+</sup> (>14% of total Fe). The utilization of the geothermometer is recommended in systems that work with water and SiO<sub>2</sub>, as observed in the ILSZ. The calibration of the chlorite geothermometer uses a relation between temperature (1/T) and the equilibrium constant (K) of the reaction that involves the end members of the chlorite of interest (Inoue *et al.*, 2009). Applying the methodology, the values of temperature found for the hydrothermal chlorites formed by the metamorphic biotite varied from 191 °C to 352 °C (fig. 3), with an average formation temperature converging to 274 °C.

Table 2: Summary of chemical analysis (wt.%) through EPMA of the main minerals involved on the alteration (epidote, carbonate, biotite and hydrothermal chlorites). The standard analysis represents a typical analysis of the sample's mineral. For the chlorites the values with contamination >0,5%wt. were discarded and not included. Av.= Average; Czo= Clinozoizite; Ep= Epidote; Stan.= Standard; Taw= Tawnawite; (c)= calculated; (nd)= not detected; (-)= not analysed.

Sample	EPIDOTE				CARBONATE				BIOTITE		CHLORITE			Total Average (n= 178)
	IB 01				IB 01		IB 5C		IB 5A		IB 01	IB 2A	IB 32A	
Analysis	Standard Point 21-Centre	Stan. Point 21-Edge	Av. Centre (n= 40)	Av. Edge (n= 36)	Stan. Point 18 - Centre	Av. (n= 85)	Stan. Point 1 - Centre	Av. (n= 45)	Stan. Point 74-Centre	Av. (n= 85)	Stan. Point 01-Centre	Stan. Point 17-Centre	Stan. Point 78 - Centre	
SiO <sub>2</sub>	37,57	37,39	37,46	37,46	-	-	-	-	36,02	35,56	27,65	28,09	28,75	27,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,37	23,05	23,86	23,86	-	-	-	-	17,03	17,17	17,31	17,68	17,75	17,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,64	13,6	12,92	12,93	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	-	-	-	-	0,05	0,04	0,2	0,22	18,14	18,43	23,65	23,51	21,39	23,36
MgO	0,01	nd	0,01	0,01	nd	0,01	0,07	0,12	11,36	11,58	16,08	17,2	18,53	16,75
MnO	0,04	0,08	0,09	0,09	0,08	0,08	0,69	0,78	0,12	0,15	0,27	0,27	0,21	0,25
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,02	0,05	0,05	-	-	-	-	2,25	2,14	0,06	0,03	0,12	0,07
Na <sub>2</sub> O	nd	0,03	nd	0,01	-	-	-	-	0,12	0,13	0,03	0,01	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-	9,61	8,94	nd	0,02	Nd	0,05
CaO	23,17	23,28	23,25	23,26	55,88	55,99	54,25	54,29	Nd	0,01	0,08	0,03	0,01	0,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,1	nd	0,06	0,14	0,04
SrO	-	-	-	-	0,02	0,04	0,4	0,41	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	nd	0,02	0,02	0,01	-	-	-	-	-	-
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	nd	nd	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,03	0,02	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,03	0,04	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	nd	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	97,91	97,52	97,74	97,76	-	-	-	-	94,75	94,19	85,12	86,9	87,06	86,16
CO <sub>2</sub> (c)	-	-	-	-	43,96	43,83	44,37	44,18	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O (c)	1,88	1,87	1,88	1,88	-	-	-	-	3,92	3,90	11,53	11,41	11,57	11,51
Total (c)	<b>99,79</b>	<b>99,39</b>	<b>99,62</b>	<b>99,64</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>98,67</b>	<b>98,09</b>	<b>96,65</b>	<b>98,31</b>	<b>98,63</b>	<b>97,69</b>
Czo (%)	18,89%	17,42%	22,50%	22,56%										
Ep (%)	81,11%	82,58%	77,50%	77,44%	OBS	nd =	not detected							
Taw (%)	0%	0%	0%	0%	:	- =	not analysed							

Table 3: Data of hydrothermal chlorite analysis by MS. EQ= quadrupolar interaction (mm/s). IS= isomeric displacement in relation to metallic Fe (mm/s). Wid. Lin. = Width of line (Lorentziane) (mm/s). Area= proportion of each sub-spectra: area 1 represents the Fe<sup>+2</sup> and the area 2 and 3 the Fe<sup>+3</sup>.

Sample	EQ 1 (mm/s)	IS 1* (mm/s)	Wid Lin 1 (mm/s)	Area 1	EQ 2 (mm/s)	IS 2* (mm/s)	Wid Lin 2 (mm/s)	Area 2	EQ 3 (mm/s)	IS 3* (mm/s)	Wid Lin 2 (mm/s)	Área 3
IB 01	2.62	1.13	0.36	<b>0.79</b>	-	-	-	-	0.98	0.40	0.84	<b>0.21</b>
IB 2A	2.62	1.13	0.33	<b>0.82</b>	0.68	0.25	0.49	<b>0.14</b>	0.97	0.52	0.31	<b>0.04</b>

\* Relative to metallic iron.

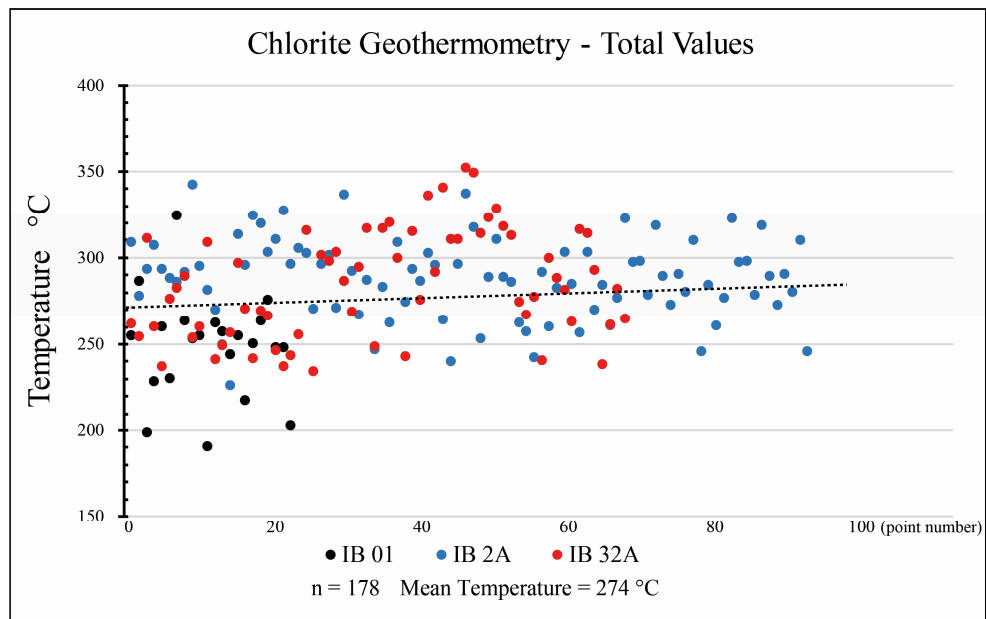


Figure 3: Temperature values at ILSZ obtained in this study with the chlorite geothermometer using the chemical approach (thermodynamic) of Inoue *et al.*, 2009. The analysis with sum in wt.% of the oxides of Ca, Na and K above 0,5% were not used.

Considering the system that's being studied, the qualitative verification of the temperatures obtained with the chlorite geothermometer was made by the observation of certain properties of the associated hydrothermal phases, through the determination of polytype of chlorite, texture and mineral assemblage. The hydrothermal chlorites of this study show a structure which classified them inside the polytype IIb (fig. 4a), whose environment of formation implicate in temperatures above 200 °C (Walker, 1993). In some of the calcite grains twins are identified with an irregular pattern of thickness (fig. 4b), indicating an early crystallization in temperatures above 250 °C (Ferrill *et al.*, 2004). The paragenesis of the hydrothermal event of this study (Fe-clinocllore, epidote, albite, white mica, calcite, titanite, rutile and ilmenite, barite, pyrite and chalcopryrite, quartz) indicates a propylitic alteration of the orthogneiss in conditions of low pressure and low to intermediate temperature, in a NA-Mg-Fe-Ca system depleted in K (Kühn, 2004). The paragenesis (fig. 4) indicates formation conditions in low pressure of the order of <2000 bar, range of temperature between 100 °C and 300 °C and fluids with neutral to slightly alkaline pH (Pirajno, 2009; Winter, 2014). At the epithermal system the conditions of formation of rutile, quartz and epidote enter the temperatures given by the chlorite in the ILSZ. The formation of pyrite and calcite is in accordance with the range of temperature obtained, however its occurrence may extent to approximately 100 °C, where the calcite veins of lower temperature would represent final stages of the event.



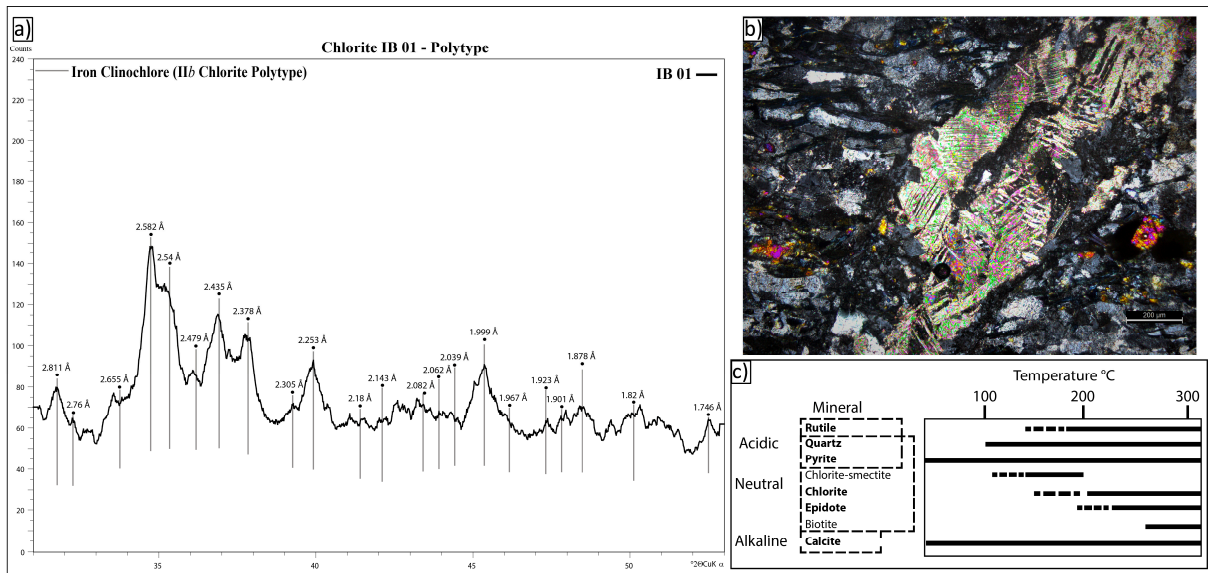


Figure 4: a) Analysis of the polytype IIb of the hydrothermal chlorites (samples IB 01) of ILSZ (X-ray diffraction obtained through the interval of  $31^{\circ}$  to  $53^{\circ}$   $2\theta$ ). b) Calcite texture with elements of twinning of irregular thickness identified in the ILSZ (sample IB 01, optical microscope, polarized light, scale  $200\ \mu\text{m}$ ). c) Mineral phases associated to the alteration process in the ILSZ, related with respective intervals of temperature and pH observed in epithermal events (modified from Pirajno, 2009).

#### 4.3.2 Fluid Inclusions

The analysis of fluid inclusions (FIs) were done in samples of quartz belonging to the gneiss and from veins associated to the fracture of the gneiss with parallel orientation to the banding. The quartz vein includes chlorite aggregates, suggesting a late and posterior fluid when comparing to the chloritization process. The FIs are found in secondary trails of the two-phase and aqueous type, and one-phase clear and aqueous type (fig. 5a), and one-phase containing accidental solids of carbonates and other non-identified minerals.

Although the inclusions are numerous in quartz veins or in the gneiss (fig. 5b), only some FIs had compatible dimensions for the application of the technique. Along the limits of the quartz grains were observed dark FIs due to the leakage of the fluids imprisoned during the secondary growth of the quartz. FIs with indicative textures of necking-down weren't considered in the analysis when possible.

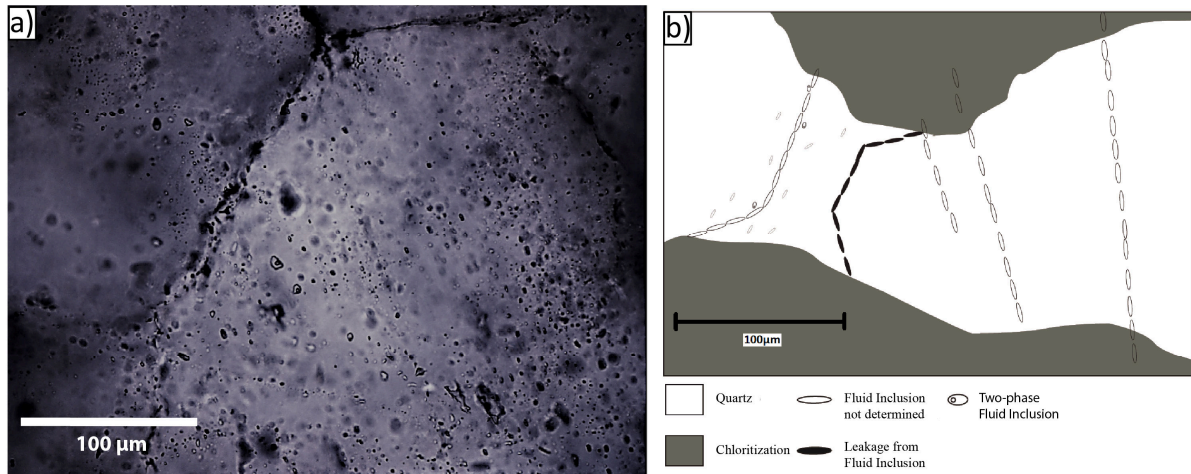


Figure 5: Mode of occurrence of FIs in the sample IB 2A associated to the quartz vein or inside the quartz of the gneissic banding in the ILSZ. a) Quartz vein containing secondary trails of two-phase and one-phase clear and aqueous fluid inclusions and dark inclusions attributed to the emptying at the edge of the grains (optical microscope, polarized light with plane-polarized light). b) Schematic representation of quartz in gneissic banding containing two-phase FIs of small dimensions that made trustworthy measuring with the adopted methodology impossible (measures of metastable type).

The measurements were made in two-phase and aqueous FIs associated to secondary trails, with temperatures of the end fusion of ice ( $T_f$ ) obtained in presence of the gas phase (table 4). The system of the FIs is NaCl-H<sub>2</sub>O, with gas volume related to the total cavity of inclusion of 10 to 28% and dimensions between 5 and 27,5  $\mu\text{m}$ . Metastable inclusions also occur, indicated by the disappearing and non-returning of the bubbles even after the fusion of ice, like it occurred with the IFs on quartz from the interior of the gneiss. The metastability is detected on the experiments due the difficulty on creating a core of bubble gas during the heating, causing errors in the measurements. The origin of the condition of metastability is diverse and can be linked to factors like irregularity in the FIs' shape, position of the inclusion inside the crystal, superficial tensions inside the inclusion, negative pressure and difficulties of nucleation of the chemical system of the FI (Roedder, 1971, 1984).

Table 4: Parameters obtained through measurements of the FIs (sample IB 2A) of ILSZ by the secondary FIs in quartz from hydrothermal vein. d= density;  $T_f$ = temperature of fusion of ice;  $T_h$ = temperature of homogenization; V= volume.

Geologic Context	Ibaré Lineament Shear Zone – Vein of hydrothermal quartz					
	$T_f$ °C	$T_h$ °C	$V_{\text{gas}}$ (%)	Size ( $\mu\text{m}$ )	Salinity (wt.% NaCl eq.)	d (g/cm <sup>3</sup> )
System IF-NaCl-H <sub>2</sub> O	-0,8 a -2,1	110,8 a 238,9	10 a 28	5 a 27,5	1,1 a 4,3	1,01566 a 1,02198

The FIs' analysis established only one family of inclusions and the obtained results show that the  $T_f$  occurred in the interval between -0,8 and -2,1 °C, with an average of -1,4 °C. Temperatures of homogenization ( $T_h$ ) occurred in the interval between 110,8 and 238,9 °C, with an average of 175,16 °C (excluding the FIs which presented metastability in both vein and gneiss). The salinity varies from 1,1 to 4,3%, with an average of 2,45 wt.% NaCl eq., not having a modal value between the most recurrent values of temperature (160 °C to 170 °C). The composition NaCl-H<sub>2</sub>O creates an aqueous electrolytic and binary system important to the modelling of fluids of several environments (Bodnar & Vityk, 1994), including shallow systems (epithermal).

The volumetric properties of the fluid phase (density and specific volume) are projected in a P-T evolution by the use of isochores (Knight & Bodnar, 1989). From the salinity of the FI with lower Th and most reliable measure (1,396 wt.% NaCl; 163,4 °C) it is possible, through the routine *AqSol*<sup>TM</sup> based in Bodnar, 1993, to determine the density of the system NaCl-H<sub>2</sub>O, in which, in this case, was estimated in 1,01566 g/cm<sup>3</sup> to 25 °C. In the same way, to the FI with most reliable Th (196 °C; 2,24053 wt.% NaCl) the calculated density of the NaCl-H<sub>2</sub>O system was 1,02198 g/cm<sup>3</sup> at 25 °C.

#### 4.3.3 Stable isotopes

On the carbonate samples of the ILSZ, were measured the variation of the stable isotopes  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  with the aim to obtain information about the origin of the hydrothermal fluids. The results show that the carbonates related to the ILSZ and to the event of chloritization (table 5) vary from -5,55 to -7,43  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  and from 8,29 to 16,81  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ . The range of occurrence of carbon isotopes of carbonates of the ILSZ associated to the chloritization marks behaviour of mantellic origin (fig. 6a). On the other hand, the oxygen isotopes show a wider compositional range, encompassing possible source of juvenile, metamorphic, mantellic and meteoric water (fig. 6b).

Table 5: Isotopes of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  from carbonates associated to fault planes of the ILSZ (chloritization).

N° Lab.	Field name	Correspondence	Carbonates		
			$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}\text{‰}$
1	CARB 1		-6,46	-12,80	16,81
2	CARB 2B		-5,55	-19,99	9,40
3	CARB 2C		-7,07	-23,53	5,75
4	CAR 1		-6,55	-22,27	7,05
5	CAR 2		-5,87	-15,10	14,44
6	CAR 3	Carbonates ILSZ (chloritization)	-6,14	-20,21	9,18
7	CAR 5		-6,52	-26,18	3,02
8	CAR 6		-6,57	-22,97	6,33
9	CAR 7		-6,16	-17,82	11,64
10	MIL 01		-7,43	-20,44	8,94
11	GNA 03		-6,72	-21,07	8,29

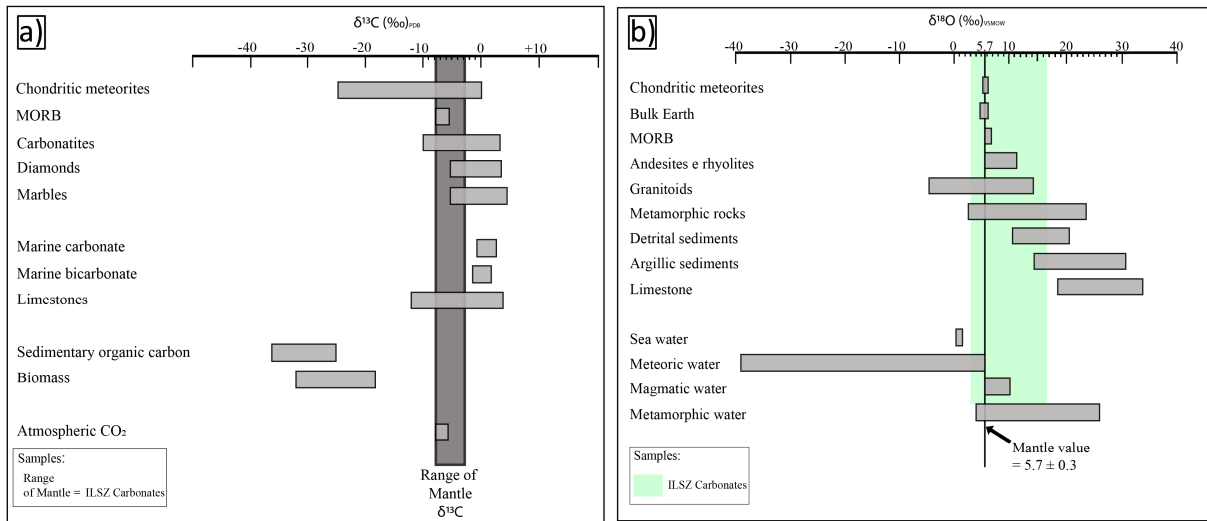


Figure 6: Values of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  from several environments and terrestrial processes (modified from Rollinson, 1993). a) The range of carbon isotopes occurrence for the carbonates of the ILSZ is distinguished by a juvenile origin of the alteration solutions. b) The range of oxygen isotopes occurrence presents a broad variation encompassing possible sources of juvenile, metamorphic, mantellic and meteoric fluids. The isotopic composition of oxygen in carbonate is a function of its provenance, but modifies (fractions) by several mechanisms – one of the parameters is the temperature of deposition.

## 5 DISCUSSION

At the hydrothermal alteration paragenesis, minerals can be identified, which form solid solutions, which compositional variations are susceptible to modifications to balance the mineral according to the thermodynamic and compositional variations of the environment. The capacity of the minerals that form solid solutions to adapt to variations, especially in function of temperature, pressure and/or presence of  $\text{CO}_2$ , produce compositional variations used to define the stability fields of the minerals (Beane, 1994). The comprehension of the physical-chemical aspects about the alteration minerals is important for the understanding of the event that generated the minerals, as well as for its metalogenetic potentiality. The equation of the variables of the system, such as P-T and fluid composition, is more efficient when the complexity of the system is accounted, especially with pieces of information obtained from the minerals that form the alteration paragenesis.

The modal analysis of the orthogneiss studied reflect an original dioritic/granodioritic assemblage (Laux & Bongiolo, 2011; Philipp *et al.*, 2017; Laux, 2017) by the mineralogy with lack of potassic phases. Through the hydrothermal alteration paragenesis of the studied samples, represented by chlorite, epidote, albite and carbonate, and the fields of stability of these minerals, it's possible to infer about the conditions of formation (fig. 7). Using the curves of stability of the alteration minerals from the granitic rocks presented by Reed *et al.*, (2013) it's possible to determine the equilibrium conditions of the alteration mineralogy of the ILSZ as being from a low ratio of water/rock, temperatures from 250 to 300 °C and from neutral to slightly acidic solutions (fig. 7b).

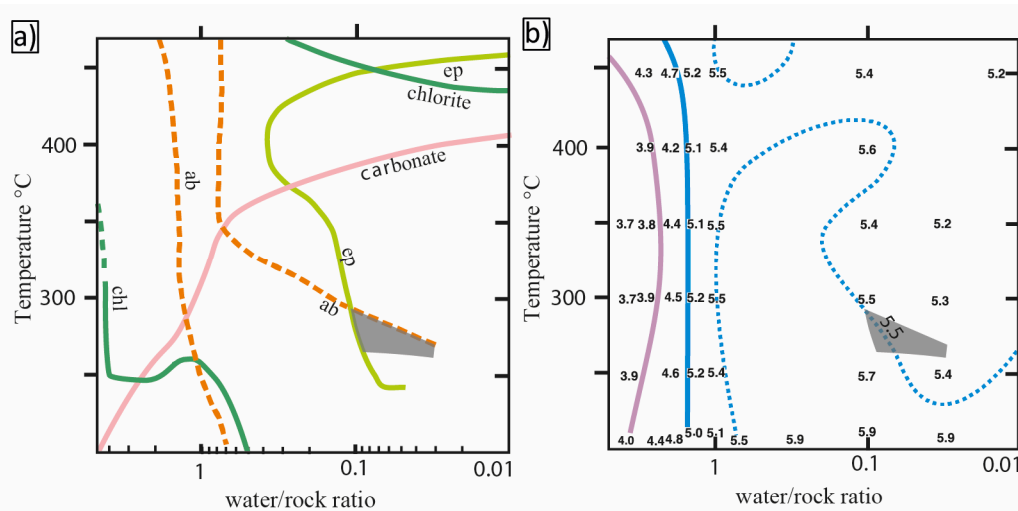


Figure 7: Determination of parameters of solutions and temperature at the ILSZ from stability diagrams of the alteration minerals presented by Reed *et al.*, 2013. The marked areas on the diagrams are according to the initial phases of the hydrothermal alteration system in the ILSZ. a) Stability curves of the minerals as function of the ratio water/rock and temperature (°C). b) From the position of the ILSZ observed in the stability diagram of the fig. 7a can be determined the probable pH condition of the alteration solutions at the ILSZ (ab= albite; chl = chlorite; ep= epidote).

Hydrothermal systems with neutral pH conditions are usually found in shallow epithermal zones (White & Hedenquist, 1990), where the heat from fluids act in superficial zones of the crust. The typically neutral composition of some epithermal systems is determined by the interaction between convective cells of meteoric fluids with the host rock and magmatic fluids, being common in this condition the generation of quartz veins of low temperature (Heinrich, 2005; Norton & Knight, 1977). The fluids that rise from large depths are balanced with its host rocks and are therefore reduced, having a pH near the neutral level. This reaction usually sets the NaCl as one of the main species that compounds the fluids of the system (White & Hedenquist, 1995), as verified on the fluid inclusions on quartz of the ILSZ. This neutral pH is compatible with the propylitic alteration identified, since the acidic solutions favour the formation of argillic alteration (Shikazono, 2003).

The characteristics of the hydrothermal alteration are influenced by variables such as chemical composition of fluid, temperature, fluid volume and interaction water/rock and the kind of host rock (Shikazono, 2003; Harlov & Austrheim, 2013). The chloritization verified in these orthogneisses, which is a subdivision of an propylitic alteration, usually substitutes the phyllic alteration in dioritic rocks, reflecting a higher content of mafic minerals in those rocks, due to the control of the initial composition of the host rock under the alteration mineralogy (Beane, 1994). The abundance of sulfides in the hydrothermal paragenesis can be linked to the lack of abundance of primary minerals composed by iron or of fluid with low content of sulfur species and therefore with a low capacity of gold solubilisation, which would reflect as a sub economic prospect of the possible deposit (Yamaguti & Villa, 2003). Hydrothermal environments with low salinity and low content of sulphites as the one observed in the ILSZ are usually associated to fluids with neutral pH and low temperature, as a result of the mixture of juvenile fluid with meteoric water in shallow regions of the crust, far from the intrusions in which are related (White & Hedenquist, 1995; Biondi, 2003).

Propylitic alterations are typical of the interaction with meteoric fluids, because it occurs especially in zones with entrance of meteoric rocks in hydrothermal systems (Pirajno, 2009), favoured in the ILSZ by faulting. This mixture of fluids promoted metasomatism of Na-Mg-Ca, leaching most part of K and supporting the generation of albites in relation to the K-feldspars (Kühn, 2004), which is accentuated by the dioritic/granodioritic character of the host

orthogneisses. The formation of albite is characteristic of the propylitic alteration and occurs by the heating of the host rocks and by the interaction with the descendent flux of fluids in the recharge zone of the hydrothermal system (Shikazono, 2003). The leaching of K can be observed in the ILSZ by the lack of hydrothermal minerals that bring K to its structure, which allows the interpretation that K comes from the alteration of muscovites, biotite and plagioclase that are contained in the orthogneiss, and that K was leached, being only a small portion kept on the structure of sericites. In relation to the epidote, the main compositional change is monitored by the substitution of ions of  $\text{Fe}^{3+}$  and Al in its octahedral site (Gerhard & Liebscher, 2004). The  $\text{Fe}^{3+}/\text{Al}$  ratio on epidote is dependent on the variation of temperature, pressure,  $f_{\text{O}_2}$ , conditions of oxi-reduction and chemical composition of the system. Epidotes formed in conditions of low temperature and pressure tend to be enriched in  $\text{Fe}^{3+}$  in relation to Al, such as the epidotes formed only by feldspar albitization tend to be more aluminous (Grapes & Hoskin, 2004; Phillips *et al.*, 2010). In hydrothermal systems with oxidizing to reducing conditions the collapse temperature of epidote is smaller, diminishing the  $\text{Fe}^{3+}/\text{Al}$  ratio, becoming more aluminous (Holdaway, 1972). Epidotes in hydrothermal systems with high  $P_{\text{CO}_2}$  usually present zonation with a core enriched in  $\text{Fe}^{3+}$  and edged enriched Al, suggesting isothermic conditions. The  $P_{\text{CO}_2}$  significantly controls the epidote composition (Freedman *et al.*, 2009). The limit between the two generations of epidotes can be sharp (zonations) or gradual, depending on the historic of variation of rock temperature and diffusivity of  $\text{Fe}^{3+}$  and Al, being common a variation between 10-20% of  $\text{Fe}^{3+}/\text{Al}$  (Grapes & Hoskin, 2004). Although the compositional variation of the hydrothermal epidotes of the ILSZ, there's always a predominance of ferric composition, indicating lower temperatures compatible with the hydrothermal system. The changes on the  $P_{\text{CO}_2}$  conditions during the carbonatation phases and shift of the conditions of  $f_{\text{O}_2}$  and of oxi-reduction for a more oxidizing environment during the entrance of meteoric fluids can be the controller of this composition interval of epidotes.

The average temperature of 274 °C obtained for the formation of chlorites is according to the propylitic model, far from the source of juvenile fluids and with the possibility of interaction with meteoric fluids of the descending recharge zone of the hydrothermal system (Norton & Knight, 1977; White & Hedenquist, 1995; Shikazono, 2003; Pirajno, 2009). The relations between the temperatures found on the chlorite geothermometry with the ones found in fluid inclusions (fig. 8) allow the affirmation that the chloritization was developed from higher temperatures of the initial stage of the propylitic hydrothermal system, under strong influence of juvenile fluids. This model is corroborated by the behaviour of the carbon stable isotopes. The lowest temperatures found by the FIs with average of 175,16 °C evidenced a late stage of the hydrothermal system, under wider influence of meteoric fluids due to the system's evolution. This interpretation is confirmed by the results of the homogenization temperature behaviour and salinity of the FIs, which point to an epithermal system (fig. 9a) with mixing of fluids (fig. 9b). It is added that the results obtained with stable isotopes of oxygen of the carbonates which indicate a mixture of sources and fluids, including with the contribution of meteoric water.

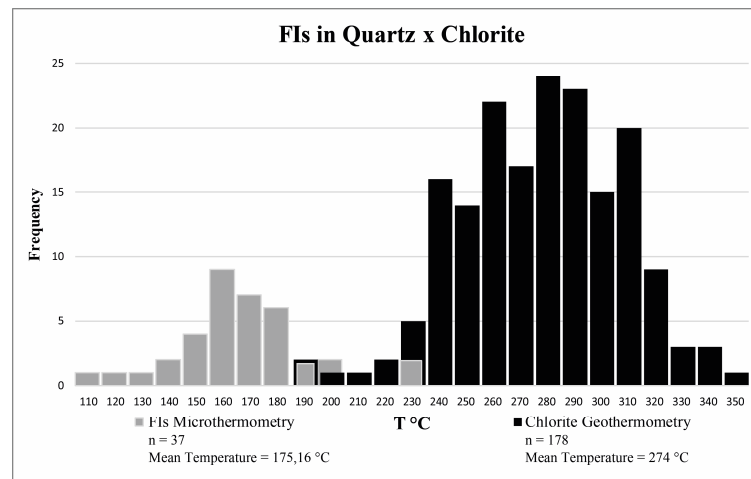


Figure 8: Frequency histogram and Th of the FIs, and Frequency histogram and T °C of the chlorite geothermometry. It's possible to verify a higher temperature acting in the formation of the chloritization phases, and a lower temperature on the posterior stages of the chloritization, dominated by meteoric fluids.

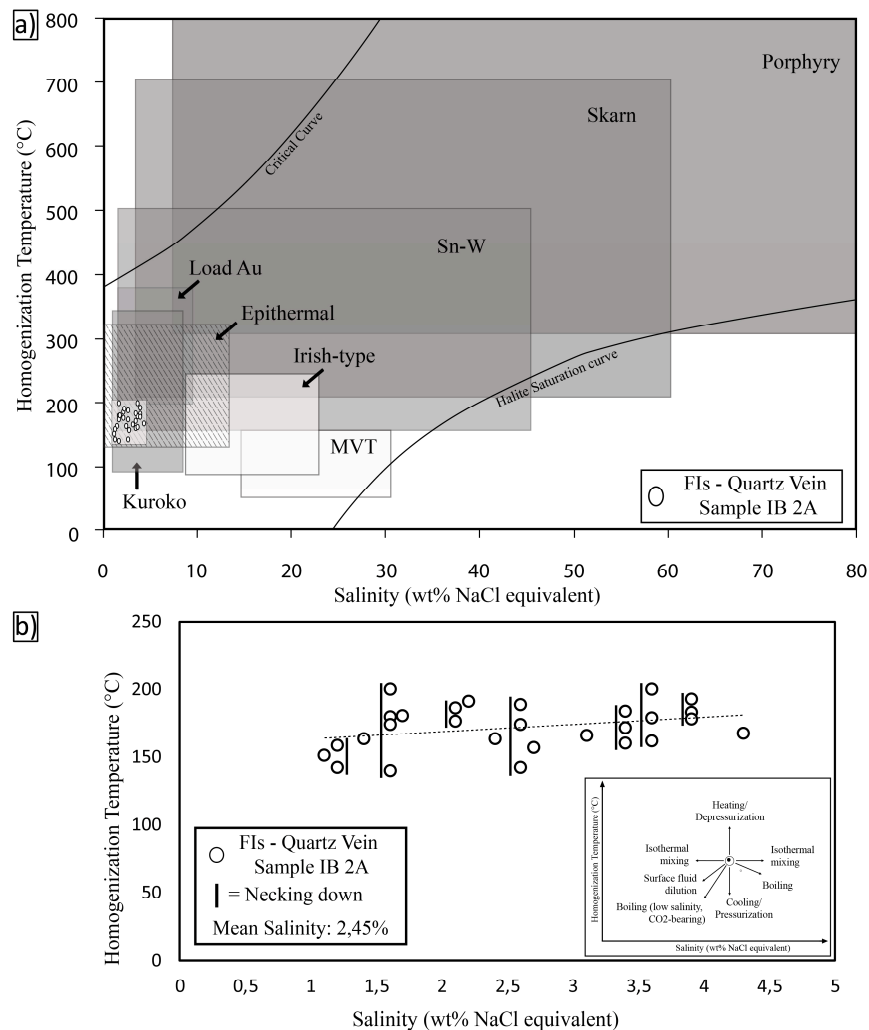


Figure 9: Results behaviour of the IF analysis in quartz veins on sample IB 2A of the ILSZ of the diagrams of Homogenization Temperature (Th) and salinity (wt.% equivalent to NaCl) developed by Wilkinson, 2001. a) Related to the fields of different mineral deposits, the results obtained in the ILSZ coincide with an epithermal system. b) It's verified only one family of inclusions in a trend with strong tendency of an origin based on the isothermic mixture of fluids.

The temperatures obtained by the chlorite geothermometer to the ILSZ are consistent with qualitative indications obtained by the verification of the chlorite *I1b* polytype (equilibrium structures with temperatures above 200 °C). In the same way, the calcites show that its crystallization extended since the beginning of the event in higher temperatures and is compatible with the one from chlorite, represented by the textures identified with irregular thickness of the elements of twins, indicative of temperatures above 250 °C (Ferrill *et al.*, 2004). At the late stages of the event, with lower temperatures and probably with mixed sources of oxygen, the calcites were crystallized predominantly perpendicular to the textures of chloritization. The hydraulic fracturing observed on the carbonate veins indicates low pressure of the system, on a shallow depth situation where the fluid pressure is higher than the lithostatic pressure.

Starting from the values of salinity and density of the FIs that haven't presented metastability or necking, were used the software ISOC™ for the definition of isochores of higher and lower Th according to Knight & Bodnar, 1989; Bodnar & Vityk, 1994. At the isochore the density of the NaCl-H<sub>2</sub>O system stays the same under different P-T conditions and same salinity. Fit in this specific approach the fluids NaCl-H<sub>2</sub>O with salinity of 0-70 wt.% NaCl up until 6 kbars (Bodnar & Vityk, 1994). This approach is applied to systems under conditions of up to 820 °C, being the associated error to the creation of the isochore of ±50 bars (Knight & Bodnar, 1989). The interaction of isochores with the obtained temperatures with the chlorite geothermometer provides information about the possible P-T evolution of the hydrothermal event associated with the ILSZ (fig. 10). Considering the higher and lower temperature found for the chlorite formation (352 °C and 191 °C) it is observed a variation between 3380 kbar and 500 bar, possibly reaching pressures near the superficial ones from the late stages of the process of hydrothermal alteration. Considering the average temperature of chlorite formation of the ILSZ (274 °C), a pressure interval between 1240 and 1810 bar on the system is obtained, with average value of 1560 bar.

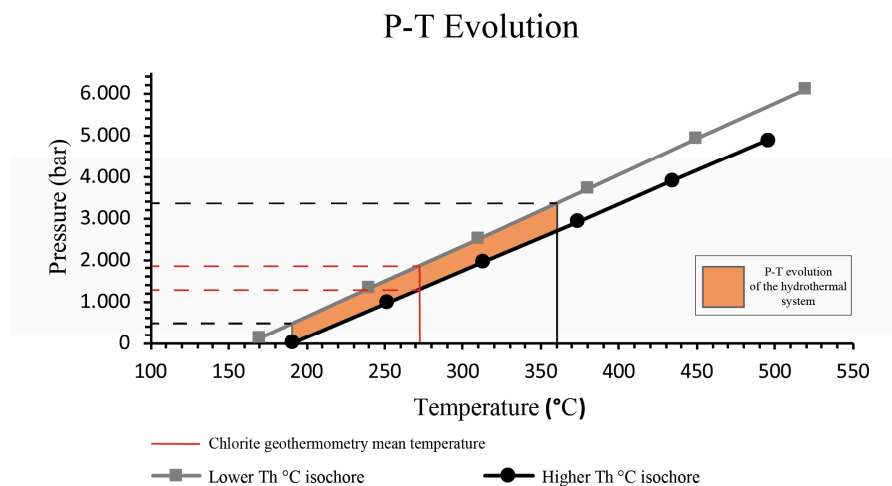


Figure 10: Evolutive behaviour of P-T on the epithermal system at ILSZ obtained by data from the chlorite temperature and isochores determined under analysis of FIs of higher and lower reliable Th (196 °C and 163,4 °C). The red line represents the average temperature of the chlorite geothermometer (274 °C) and the orange field highlighted is the possible field of P-T evolution of the hydrothermal system.

The physical parameters calculated for the hydrothermal event in the ILSZ are compatible with epithermal systems that are formed in medium-low temperatures (<300 °C) and shallow depths (White & Hedenquist, 1995). In this kind of system the pressure usually is hydrostatic (hydrodynamic) commonly occurring in depths up to 3 km (White & Hedenquist, 1990), favouring the generation of veins and fragmentation by hydraulic breccias (Sillitoe, 2015). Under these conditions the dependence on structural parameters is common, for permeability



of fluids, as the brecciation and leaching the components of the host rock also affect the fluid flux (Bongiolo, 2005; Henrichs, 2013). Regional faults commonly have important control of epithermal systems, promoting the interaction between hot sources of deep heat with shallow systems (Panteleyev, 1996). The ILSZ is characterized by a fault system that propitiated the establishment of a hydrothermal system (fig. 11).

As the nature of the heat source for the hydrothermal system associated with the ILSZ, the obtained information with C isotopes indicated a juvenile source. The results about the source aren't conclusive and depend on further detailing due to the complexity observed in the ILSZ. In this region were found several magmatic events posterior to the gneisses of the SMCGC responsible for the association of plutonic and volcanic rocks, not discarding some influence of the emplacement of carbonatitic rocks.

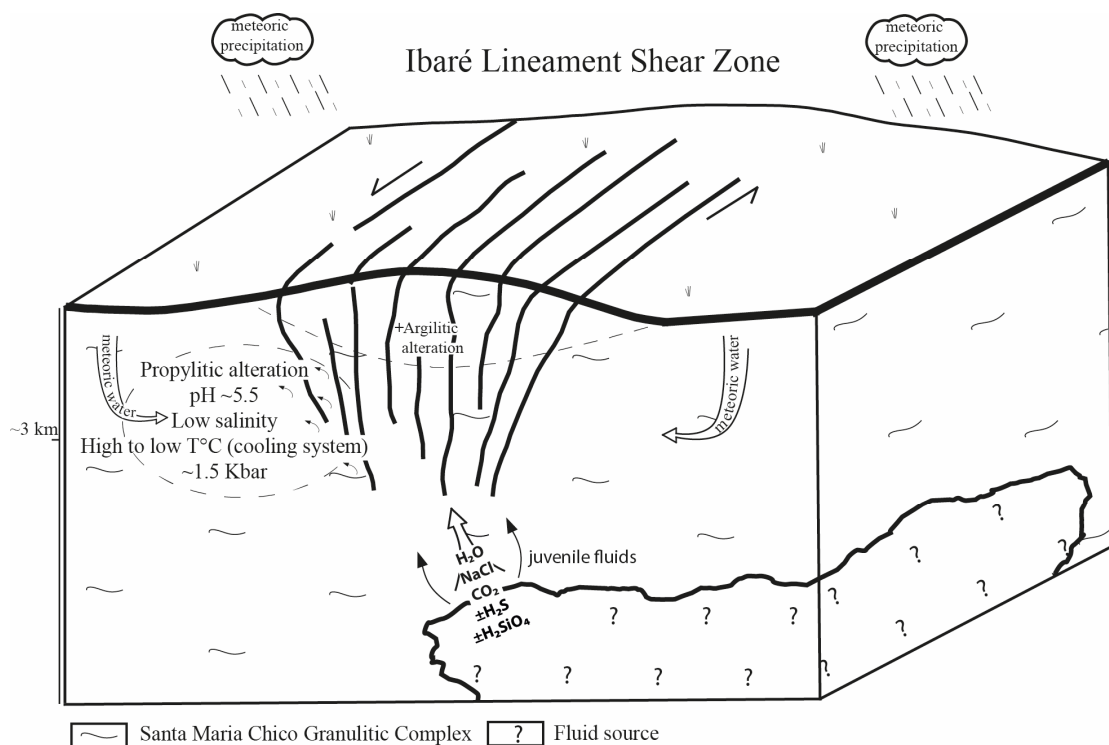


Figure 11: Schematic model idealized for the hydrothermal system that generated the chloritization in the ILSZ.

## 6 CONCLUSIONS

The mineralogy identified in the hydrothermal alteration of the orthogneisses of SMCGC fits as resulting from a propylitic alteration whose mineralogy reflects a typical paragenesis of low pressure greenschist facies (<2000 bar), equivalent to the albite-epidote-hornfels facies. The percolation of fluids in rocks with low permeability was favoured by the reworking of the SMCGC in the study area through the ILSZ, and in smaller scale by the consequent generation of hydraulic breccias and by the leaching of mineral components of the rock.

The hydrothermal paragenesis on the study area is composed by Fe-clinocllore, epidote, albite, white mica (sericite), calcite, titanite, rutile and ilmenite, pyrite and chalcopyrite, barite and quartz. The analysis show that the temperature of the system varied with the hydrothermalism evolution. Initially, by the chlorite geothermometry was obtained a higher average formation temperature of about 274 °C. The detailing of the chlorite structure indicated

as being minerals belonging to the polytype *I1b*, which corroborate the obtained temperatures with the chlorite geothermometer because this kind of crystal lattice occurs with formation temperatures commonly over 200 °C. The temperature also accords with the twinning textures identified in calcites associated with chlorites, indicating temperatures over 250 °C. The cooling system is set by the lowest temperatures measured through microthermometry of the fluid inclusions done in crystals of quartz, with an average 175,16 °C. The fluid inclusions also evidenced that the solutions that promoted the hydrothermalism had low salinity.

The propylitic alteration is typical of zones with mixture of fluids, being the evolution of the event compatible with hydrothermal systems in zones of mixture of juvenile and meteoric fluids. Additionally the behaviour of the stable isotopes of C and O indicated the presence of hot fluids of an igneous source, those which cool along the withdrawal of the source and interact with the host rock and with the meteoric fluids of low temperature.

The paragenesis identified in the ILSZ reflect a neutral to slightly alkaline pH, marked mainly by the presence of chlorite, epidote, albite and calcite, and even apatite as accessory mineral, which is compatible with the propylitic alteration due to the favouring of the acidic solutions and clay formation. In the study region the paragenesis is characterized by the small amount of sulfides, common in systems with neutral pH, developed in shallow depths and temperatures under 300 °C. The neutral to slightly alkaline character of some epithermal systems is determined by the interaction of convective cells of meteoric fluids with the host rock and magmatic fluids, according to the hydrothermal model of ILSZ.

The pressures found to the ILSZ event are of about 1560 bar, compatible with a shallow system (epithermal). The definition of the source of fluids of higher temperature in the study area is complex and depends on wider detailing, given that the ILSZ controls the arrangement of several magmatic bodies in the Sul-riograndense Shield.

## 7 ACKNOWLEDGEMENTS

To CAPES for the financial assistance and its support on research. To the Centre of Studies in Petrology and Geochemistry (CPGq) of the Institute of Geosciences – UFRGS, to Dr. Prof. João Batista Marimon da Cunha and the Mössbauer Spectroscopy Laboratory of the Physics Institute-UFRGS and Laboratory of Fluid Inclusions of the degree in Geologic Engineering - UFPel.

## 8 REFERENCES

- Bakker, R.J. Package FLUIDS 1. 2003. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modeling bulk fluid properties. *Chemical Geology*, **194**: 3-23.
- Beane, R.E. 1994. *Alteration and Alteration Processes associated with Ore-forming Systems*. Chap I: A Graphic View of Hydrothermal Mineral Stability Relations. Geological Association of Canada, Short Course Notes, Lentz, D.R. ed., v. 11, p. 1-30.
- Biondi, J.C. 2003. *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. Oficina de textos, 528p.
- Bodnar, R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**: 683-684.

- Bodnar, R.J. 2003. Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions. In: Samson, I., Anderson, A. & Marshall, D. (Ed.) 2003. *Fluid Inclusions, Analysis and interpretation*. Vancouver, Short Course Series Vol 32., Chapter 4: 81-100.
- Bodnar, R.J. & Vityk, M.O. (1994). Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O-NaCl fluid inclusions. In *Fluid Inclusions in minerals: Methods and Applications* (de Vivo, B. & Frezzotti, M.L., eds.) Short Course IMA, VPI Press, 117-130.
- Bongiolo, E.M. 2005. Depósitos Hidrotermais em Arcos Magmáticos e Alterações Associadas. Porto Alegre, 63p. Exame de Qualificação, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C., Beyssac, O. 2013. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contrib. Mineral Petrol.*, **165**: 723–735.
- Cathelineau, M. & Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Mineralogy and Petrology*, **91**: 235-244.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**: 471-485.
- Cerva-Alves, T., Remus, M.V.D., Dani, N. & Basei, M.A.S. 2017. Integrated field, mineralogical and geochemical characteristics of Caçapava do Sul alvikite and beforosite intrusions: A new Ediacaran carbonatite complex in southernmost Brazil. *Ore Geol. Rev.* **88**: 352–369.
- 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, CIGO/UFRGS, p. 13-52.
- CPRM. Serviço Geológico do Brasil. 2013. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Escala: 1:750.000.
- De Caritat, P., Hutcheon, I. & Walshe, J.L. 1993. Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals*, **41**: 219-239.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1962. *Rock-Forming Minerals - 3: Sheet Silicates*. Longmans, London, p. 270.
- 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 Sciences*, **5**: 77-96.
- Ferrill, D.A., Morris, A.P., Evans, M.A., Burkhard, M., Groshong Jr., R.H., Onasch, C.M. 2004. Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. *J Struct Geol*, **26**: 1521–1529.
- Freedman, A.J.E., Bird, D.K., Arnórsson, S., Fridriksson, T., Elders, W.A., Fridleifsson, G.Ó. 2009. Hydrothermal Minerals Record CO<sub>2</sub> Partial Pressures In The Reykjanes Geothermal System, Iceland. *American Journal of Science*, **309**: 788–833.
- Gastal, M.C.G. & Ferreira, F.J.F. 2013. Discussão dos processos de construção do complexo granítico São Sepé, RS: feições geológicas e petrográficas. *Pesquisas em Geociências*, **40**: 233-257.
- Gerhard, F., & Liebscher, A. 2004. Physical and Chemical Properties of the Epidote Minerals – An Introduction. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **56**: 1-82.
- Goulart, A.R. 2014. *Geologia e petrografia do picrito do boqueirão e sua correlação com outras rochas máficas ultramáficas no SW do Escudo Sul-riograndense*. Porto Alegre, 84p.

- Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Grapes, R.H. & Hoskin, P.W.O. 2004. Epidote Group Minerals in Low–Medium Pressure Metamorphic Terranes. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **56**: 301-345.
- Iglesias, C.M.F. 2000. *Análise integrada de dados geológicos e estruturais para a prospecção de ouro na região de Torquato Severo (RS)*. Porto Alegre, 101p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e de Materiais, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Harlov, D.E. & Austrheim, H. 2013. *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock-The Role of Fluids in Terrestrial and Extraterrestrial Processes*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 806 p.
- Hartmann, L.A. 1987. Isócrona Sm-Nd de 2,1 Ga em minerais de duas amostras do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1. Porto Alegre, 1987. *Anais...* Rio de Janeiro, SBGq, **1**: 105-111.
- Hartmann, L.A. 1991. Condições de Metamorfismo no Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**: 107-113.
- Hartmann, L.A. 1998. Deepest exposed crust of Brazil- Geochemistry of Paleoproterozoic depleted Santa Maria Chico Granulites. *Gondwana Research*, **1**: 331-341.
- Hartmann, L.A., Liu, D., Wang, Y., Massonne, H., Santos, J. O. S. 2008. Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from an associated amphibolite-facies granodiorite in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **80**: 543-551.
- Heinrich, C.A. 2005. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. *Mineralium Deposita*, **39**: 864–889.
- Henrichs, I.A. 2013. *Caracterização e Idade do Sistema Pórfiro Yarumalito, Magmatismo Combia, Colômbia*. Porto Alegre, 68p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Holdaway, M.J. 1972. Thermal Stability of Al-Fe Epidote as a Function of  $fO_2$  and Fe Content. *Contr. Mineral. and Petrol.*, **37**: 307-340.
- Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, P., Rigault, C., Beaufort, D., Viellard, P. 2009. Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites. *Clays and Clay Minerals*, **57**: 371-382.
- Inoue, A., Kurokawa, K., Hatta, T. 2010. Application of Chlorite Geothermometry to Hydrothermal Alteration in Toyoha Geothermal System, Southwestern Hokkaido, Japan. *Resource Geology*, **60**: 52–70.
- Jiang, W.T., Peacor, D.R., Buseck, P.R. 1994. Chlorite Geothermometry?-Contamination and Apparent Octahedral Vacancies. *Clays and Clay Minerals*, **42**: 593-605.
- Jowett, E.C. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer: GAC/MAC/SEG. *Joint Annual Meeting, Program with Abstracts*, **16**: A62.
- Knight, C. & Bodnar, R.J. 1989. Synthetic Fluid Inclusions: Critical PVTX Properties of NaCl-H<sub>2</sub>O Solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**: 3–8.
- Kranidiotis, P. & MacLean, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**: 1898-1911.
- Kühn, M. 2004. *Reactive Flow Modeling of Hydrothermal Systems*. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 261p.

- Laux, J.H. & Bongiollo, E.M. 2011. Geoquímica do Complexo Granulítico Santa Maria Chico: Arco de Ilha Proterozóico no Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 13 e SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 3. Gramado, 2011. *Anais...* **1**: 744-747.
- Laux, J.H. 2017. *Geologia e recursos minerais da Folha Lagoa da Meia Lua - SH. 21-Z-B-VI, Escala 1:100.000, estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CPRM, 255p.
- Luzardo, R. & Fernandes, L.A.D. 1990. Análise estrutural do Lineamento de Ibaré Parte I: Filitos de Ibaré - Greenstone Belt ou Cobertura Cratônica Deformada?. *Acta Geológica Leopoldensia*, **13**: 25-36.
- Moazzen, M. 2004. Chlorite-chloritoid-garnet equilibria and geothermometry in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, southern Iran. *Iranian Journal of Science & Technology*, Transaction A, **28**: 65-78.
- Nardi, L.V.S. & Hartmann, L.A. 1979. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sul-riograndense. *Acta Geológica Leopoldensia*, **6**: 45-75.
- Norton, D. & Knight, J. 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons. *American Journal of Science*, **277**: 937-981.
- Panteleyev, A. 1996. Epithermal Au-Ag: *Low Sulphidation*, in *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 2 - Metallic Deposits*, Lefebure, D.V. and Høy, T, Editors, British Columbia Ministry of Employment and Investment, Open File 1996-13, p 41-44.
- Philipp, R.P., Gireli, T., Lopes, R.C., Sander, A. 2017. Geologia do Complexo Granulítico Santa Maria Chico na região de Fontouras, Dom Pedrito, RS: significado tectônico e implicações sobre a evolução do Cráton Rio de La Plata, RS, Brasil. *Geologia USP* (in press).
- Phillips, G., Hand, M., Offler, R. 2010. P-T-X controls on phase stability and composition in LTMP metabasite rocks – a thermodynamic evaluation. *J. metamorphic Geol.*, **28**: 459-476.
- Pirajno, F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Netherlands, Springer, 1250p.
- Reed, M., Rusk, B., Palandri, J. 2013. The Butte Magmatic-Hydrothermal System: One Fluid Yields All Alteration and Veins. *Economic Geology*, **108**: 1379-1396.
- Roedder, E. 1971. Metastability in Fluid Inclusions. *Soc. Mining Geol. Japan*, **3**:327-334.
- Roedder, E. 1984. Fluid Inclusions. Review in Mineralogy. *Mineralogy Society of America*, V.12, 646p.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Harlow, Essex, England, Longman Scientific & Technical, 352p.
- Ruppel, L.M.V. 2010. *Evolução Tectônica do Complexo Arroio da Porteira, Bagé-RS*. Porto Alegre, 84p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Sillitoe, R.H. 2015. Epithermal paleosurfaces. *Miner Deposita*, **50**: 767-793.
- Senhorinho, E.M. 2012. *Controle Estrutural dos Carbonatitos no Rio Grande do Sul: Análise de Produtos de Sensoriamento Remoto Aerogeofísicos*. Porto Alegre, 162p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Shikazono, N. 2003. *Geochemical and Tectonic Evolution of Arc-Backarc Hydrothermal Systems- Implication for the Origin of Kuroko and Epithermal Vein-Type Mineralizations and the Global Geochemical Cycle*. Elsevier Science, Amsterdam, 463p.

- Toniolo, J.A., Kirchner, C.A. 1995. Projeto Ouro RS/SC: Área RS-01, Lavras do Sul-Caçapava do Sul - Rio Grande do Sul. Porto Alegre, CPRM, 1 V., Informe de Recursos Minerais - Série Mapas Temáticos do Ouro, nº 02, PNPO (Programa Nacional de Prospecção de Ouro), 4 maps, scale 1:250.000.
- Toniolo, J.A., Kirchner, C.A. 2000. Resultados da prospecção para o ouro na área RS-01, Lavras do Sul-Caçapava do Sul, subárea Ibaré - Rio Grande do Sul. Porto Alegre, CPRM, 1 V., Informe de Recursos Minerais - Série Ouro, Informes Gerais, nº 08, PNPO (Programa Nacional de Prospecção de Ouro), 3 maps, scale 1:50.000.
- Vidal, O., Parra, T., Trotet, F. 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100° to 600 °C, 1 to 25 kb range. *American Journal of Science*, **301**: 557–592.
- Yamaguti, H.S. & Villa, R.N. 2003. Estudo microtermométrico dos fluidos hidrotermais relacionados com a mineralização aurífera de Montes Áureos, NW do Maranhão. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**: 21-32
- Yavuz, F., Kumral, M., Karakaya, N., Karakaya, M.Ç., Yildirim, D.K. 2015. A Windows program for chlorite calculation and classification. *Computers & Geosciences*, **81**: 101-113.
- Walker, J.R. 1993. Chlorite polytype geothermometry. *Clays and Clay Minerals*, **41**: 260-267.
- Walshe, J.L. 1986. A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems: *Econ. Geol.* **8**: 681-703.
- White, N.C. & Hedenquist, J.W. 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*. **36**: 445-474.
- White, N.C. & Hedenquist, J.W. 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *SEG Newsletter*, **23**: 9-13.
- Wilkinson, J.J. 2001. *Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits*. *Lithos*, **55**: 229-272.
- Winter, J.D. 2014. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Harlow, Pearson Education Limited, Second Edition. 738p.

<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação/Tese:
<b>“Temperatura e pressão em ambiente de alteração epidermal – Estudo de caso no Lineamento de Ibaré-RS, Brasil”</b>
Área de Concentração: GEOQUÍMICA
Autor: <b>Kelvyn Mikael Vaccari Ruppel</b>
Orientador: Norberto Dani
Examinador: Maria José Mesquita
Data: 17/02/2018
Conceito: <b>B</b>
<b>PARECER:</b>
<p>O volume da dissertação apresenta dados de qualidade para uma dissertação de mestrado e o mestrando trabalhou com uma quantidade grande de técnicas analíticas. É uma pena que tenha apresentado um volume sem uma revisão adequada e sem a apresentação dos dados em tabelas completas. O texto demonstra falta de amadurecimento no tratamento e discussão dos dados. Sugestões para o artigo:</p> <p>Faltam as tabelas completas dos dados de química mineral, tabelas dos cálculos da termometria de cloritas, e tabela de microtermometria das inclusões fluidas.</p> <p>Falta um mapa de pontos, de mais detalhe com a localização das amostras analisadas e a que rocha ou zona de alteração se referem estas análises.</p> <p>O inglês apresentado no artigo é de qualidade muito ruim, o que prejudicou muito a compreensão. Os autores terão que fazer uma grande revisão.</p> <p>A partir da página 39, de <u>Resultados</u>, ocorre uma mistura de interpretação sem discussão e resultados muito pouco científica, veja o primeiro parágrafo.</p> <p>O autor já interpreta que a shear zone Ibaré é transcorrente, sem apresentar os dados de campo, rochas encaixantes, zona de cisalhamento, estruturas, medidas, lineações, além de não mostrar figuras. Não descreve a lineação, com fotos nem indicadores cinemáticos. Segunda frase já interpreta que as falhas são reativações dos planos de bandamento do gnaiss (que ainda não foi descrito, nem o bandamento e nem a rocha), apresenta entre parêntese a medida estrutural de bandamento, sem descrevê-lo ou dizer se isso é média. Depois da medida a frase torna-se incompreensível. Mas a interpretação é grande, falando em slickenside (confundido acredito por slickenlines que são as estrias ou lineações e não slickenside, que é o próprio plano da falha), interpreta um movimento sinistral sem apresentar indicadores cinemáticos. Interpreta que são “late movement in shallow condition of rigid blocks,” tudo isso é discussão e está fora de lugar. Aqui são apresentações de dados.</p> <p>Segundo parágrafo: As descrições petrográficas das rochas estão fracas e são a base para toda a pesquisa. Colocar uma lista de minerais para o gnaiss (linha 3), sem dizer quem é primário e quem é secundário não diz muita coisa. Então clorita, mica branca, epidoto, albita e calcita são minerais essenciais do gnaiss?</p> <p>As estruturas são mal descritas, e não fica claro se o autor acha que tem um bandamento metamórfico e sobreposto uma foliação milonítica? A foliação milonítica não necessariamente gera recristalização na rocha (ver conceito de rocha de cisalhamento). A recristalização é formada durante a geração do gnaiss. Se ocorre foliação milonítica, esta não é apresentada nem descrita nem fotografada. Se a zona de cisalhamento de Ibaré é responsável pela circulação de fluidos que gerou as zonas de alteração hidrotermal, quais são as rochas de cisalhamento? Milonitos, filonitos, cataclastos, brechas? Os minerais de alteração estão orientados? Fica tudo em aberto.</p> <p>Não são apresentadas as relações de equilíbrio, ou seja, limites de grão ou clivagem/macla, entre os minerais primários e secundários. As imagens da figura 2 não são boas, e não mostram os</p>

detalhes. Faltam imagens de detalhe e mesmo de MEV, com as relações e diferentes gerações dos minerais da alteração.

A zona cataclástica discreta (pg. 40) não tem fotomicrografia e nem das vênulas de carbonatos-barita. Como são? Como é o limite? Antes de interpretar que o quartzo é hidrotermal você deve descrevê-lo. Ao invés do leitor acreditar em você ele antes chega as suas conclusões também. No final da página 40, você já apresenta a paragênese toda, sem demonstrar nada, sem uma foto de equilíbrio destes minerais todos, principalmente os óxidos e sulfetos que terão implicações metalogenéticas e estão todos na mesma paragênese. Já interpreta a paragênese como de alteração propilítica, vai além e diz que corresponde a facies xisto verde de baixa pressão e cita o Winter (2001) para interpretar que é de metamorfismo de contato. Então você acha que tem metamorfismo de contato? Se ocorre alteração hidrotermal, não é metamorfismo de contato. O conceito dos dois é diferente. Outra coisa, se ocorre alteração propilítica, não tem cloritização, epidotização, albitização. Ou você tem uma alteração propilítica com baixa taxa fluido/rocha, ou você tem alterações monominerálicas com alta taxa fluido/rocha.

Durante a descrição da petrografia é possível montar várias paragêneses:

- (1) clorita + muscovita + rutilo a partir da biotita;
- (2) epidoto (pirita+calcopirita) a partir do plagioclásio (mas falta a entrada de S, Fe, Cu)
- (3) carbonato ± albita em vênulas transversais
- (4) carbonato+ barita em vênulas (?)
- (5) clorita + hematita em zonas cataclásticas

Se a (1) e (2) ocorrem juntas, a (3) e (4) são posteriores. Onde entra o quartzo hidrotermal (em vênulas ou disseminado)? É uma silicificação? Quais minerais se formaram a partir de fluidos que percolaram na zona de cisalhamento? Tem minerais formados em ambiente dúctil? Dúctil-ruptil? Isso tudo deve ser bem descrito nos resultados e depois discutido, na discussão deve ser apresentada a tabela paragenética. Esta é apresentada em tamanho muito pequeno na figura 4, e não é mais discutida.

Sobre a química mineral, nenhum diagrama de classificação de clorita, biotita, carbonato e epidoto é apresentado. Além da tabela completa de análises (já comentada).

Não sabemos por exemplo, se todas as gerações de clorita foram analisadas? A clorita de alteração da biotita e a clorita em paragênese com a hematita e ainda a clorita em agregados nos veios de quartzo.

Nas inclusões fluidas (pg. 45) é comentado que as inclusões estão em vênulas de quartzo-clorita. Isso não é descrito na petrografia. Seria uma terceira geração de clorita.

Faltam imagens e descrições dos diferentes cristais ou grãos de quartzo analisados, e das populações de inclusões fluidas em temperatura ambiente. A discussão de metaestabilidade está fora de lugar.

Faltam as tabelas de análises e os clássicos histogramas de temperatura de fusão do gelo e de homogeneização. Tem que dizer se a homogeneização se deu por expansão ou contração da bolha de gás, importante para o cálculo de densidade. A salinidade foi calculada como?

Sobre a geotermometria (pg. 42), não sei em que tipos de clorita foi realizada. Nas de transformação de biotita ou nas vênulas com quartzo (onde foram analisadas as inclusões), ou mesmo na clorita+hematita da zona cataclástica?

A figura 3 é um histograma, por que não calcular estatisticamente os valores de clorita, ao invés de usar média de T? O que representam estas amostras, a 1B 32A é de que tipo de clorita?

Neste diagrama observa-se que tem um campo de temperaturas mais baixas da amostra IB 01, diferente das outras amostras de mais alta T. Isso não é discutido.

A figura 4 tem 3 assuntos completamente diferentes juntos: polítipos de clorita, maclas de carbonato (aonde nos veios?, na matriz?) e ainda a tabela paragenética do Pirajno, que não coincide com a sua, pois tem biotita na alteração, tem clorita-esmectita, etc. Além do mais isso deve ser discussão. Sugiro separar.

Nos isótopos, que tipo de carbonato foi analisado? O da matriz com maclas de mais alta T, o das vênulas com albita, ou ainda o carbonato das vênulas com barita?

Com os valores encontrados para o carbonato, devem ser calculados os valores isotópicos para os fluidos que formaram os carbonatos, usando algum intervalo de temperatura, como o das maclas que você mesmo cita. A discussão de que os fluidos possam ser de origem mantélica não existiu. Segundo muitos artigos, os valores são atribuídos muito mais a carbonato



hidrotermal que apagou os valores originais, do que mantélico. Falta discutir mais mas na discussão e não na apresentação de resultados.

Discussão (pg. 49)

Se o quartzo é posterior à alteração propilítica, como descrito na petrografia, como os valores das inclusões fluidas podem caracterizar a alteração propilítica?

Alteração propilítica não tem cloritização. Isso devem ser duas gerações diferentes. Discutir aqui a tabela paragenética, provando com figuras de equilíbrio entre os minerais, as diferentes gerações. Só de clorita são três.

A discussão de que a rocha não gerou minerais de potássio e o potássio foi lixiviado não se sustenta com a tabela de análise modal da página 40. Somando os minerais de K, tem muito potássio. Além do mais você não fez balanço de massa para falar em quantidade.

Para o epidoto, discutir a relação  $F^{3+}$  vs. Al com diagrama. Apenas pelo resumo das médias das análises de microsonda é impossível acompanhar alguma coisa (falta diagramas e tabela completa).

Na figura 8 podem ser dois eventos bem diferentes inclusive no tempo. Discutir. Figura 9a o campo das análises podem ser muitos outros tipos de depósito, tem que contextualizar e discutir mais. Na figura 9b, não é apresentada a escala da figura minúscula dentro da figura 9b, para o leitor saber se a evolução de salinidade de 1 a 5 wt% NaCl é a mesma do diagrama interno de Wilkinson (2001) para definir uma mistura isotérmica de fluidos.

O fim da discussão termina com um modelo da shear zone, contudo não foi demonstrado que rochas de cisalhamento se formaram e que controlam a formação dos minerais; não foi mostrada a evolução do cisalhamento com a evolução da alteração hidrotermal, que pelos seus dados não é só propilítica. Por fim, o carbonatito tomou proporções muito grandes e nada sobre ele foi descrito. Tudo isso deve ser discutido e as controvérsias devem aparecer.

Comentários específicos:

Onde está inserido o escudo sul-riograndense? Você sempre deve apresentar a "big Picture"!

Sugiro escolher apenas um substantivo para Ibaré, ou é lineamento, quando uma linha foi identificada apenas em imagens e não em campo, ou zona de cisalhamento, no caso a mais apropriada. Inclusive sugiro modificar o título do artigo. Se o René Luzardo não denominou ainda, nem outra pessoa, nomine você. Zona de Cisalhamento Lineamento é redundante. O artigo Ribeiro e Fantinel (1978) clássico não fala já deste lineamento?

Não fica claro se você define a fácies albíta-epidoto cornubianito apenas porque a pressão deu baixa ou porque realmente você identifica texturas de metamorfismo de contato.

No final do resumo deve ter um fechamento da importância do seu trabalho.

Assinatura:



Data: 18/02/2017

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:



ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

" TEMPERATURA E PRESSÃO EM AMBIENTE DE ALTERAÇÃO EPITERMAL - ESTUDO DE CASO NO LINEMANETO DE IBARÉ-RS, BRASIL "

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: KELVYN MIKAEL VACCARI RUPPEL

Orientador: Prof. Dr. Norberto Dani

Examinador: Prof. Dr. Vitor Paulo Pereira

Data: 29/01/2018.

Conceito: A

PARECER:

O tema proposto nesta dissertação é muito importante para o estudo dos processos geológicos associados ao lineamento de Ibaré (RS).

O objetivo geral de caracterizar o processo hidrotermal superimposto à zona de cisalhamento a clorite é pertinente sendo o tema complexo, pois demandou o uso de várias técnicas analíticas. Destaco, ainda, a necessidade de muitas leituras para compreender o uso adequado destas ferramentas. O autor utilizou, de forma adequada os dados das inclusões fluidas, dos isótopos estáveis e demais geoquímicos. Isto justifica o conceito atribuído.

Devo salientar que senti falta de uma descrição pormenorizada das propriedades ópticas de clorite e uma comparação com as de outras zonas de cisalhamento.

Certamente os revisores do artigo proposto ao "Brazilian Journal of Mineralogy" irão propor importantes correções para que as conclusões não sejam muito repetitivas ou mesmo para correções na linguagem.

Vitor Paulo Pereira 29/01/2018  
Geofísica



<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação/Tese:
<b>“TEMPERATURA E PRESSÃO EM AMBIENTE DE ALTERAÇÃO EPITERMAL – ESTUDO DE CASO NO LINEAMENTO DE IBARÉ, RS, BRASIL.”</b>
Área de Concentração: <b>Geoquímica</b>
Autor: <b>KELVIN MIKAEL VACCARI RUPPEL</b>
Orientador: <b>Prof. Dr. Norberto Dani</b>
Examinador: <b>Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp</b>
Data: <b>18/02/2018</b>
Conceito: <b>B</b>
<b>PARECER:</b>
<b>Comentários Gerais:</b>
A dissertação de mestrado do geólogo Kelvin M.V. Ruppel representa uma importante contribuição para o estudo dos processos de alteração hidrotermal ligado as movimentações da Zona de Cisalhamento Ibaré. O tema de pesquisa investiga a interação entre a rocha encaixante (ortognaisses) e os fluidos que promoveram uma intensa alteração propilítica ao longo de planos de falhas. Este estudo tem com base a integração de trabalhos de campo e de análise petrográfica com diversas técnicas modernas de caracterização química de minerais e de determinação das condições físico-químicas de fluidos mineralizantes, incluindo a Microscopia Óptica, Difratometria de Raios-X, Microsonda Eletrônica, Espectroscopia Mössbauer, Inclusões Fluídas e Isótopos Estáveis (O).
O autor e os pesquisadores associados obtiveram excelentes resultados e permitiram ao mestrando desenvolver suas habilidades em várias técnicas e científicas modernas e muito focadas com os objetivos a serem analisados. A dissertação está muito bem estruturada, cumprindo com muita qualidade todos os requisitos necessários e exigidos para uma dissertação de Mestrado.
O autor apresenta o problema e a estrutura da dissertação na Introdução, seguindo do estado da arte, com discussão da origem do Lineamento de Ibaré, das rochas encaixantes do Complexo Granul. Santa Maria Chico acompanhados por uma revisão sobre sistemas hidrotermais, geotermometria da clorita, isótopos estáveis e inclusões fluídas. Posteriormente, são apresentados os métodos utilizados, com um texto sintético e informativo sobre cada técnica utilizada, com relação a obtenção dos dados, tipos de equipamentos, laboratórios e quantidade de amostras e dados obtidos. A parte principal da dissertação é o artigo científico submetido ao Brazilian Journal of Geology.
A leitura do texto permite ao avaliador observar o crescimento do nível de conhecimento do mestrando com relação aos métodos de pesquisa e o seu aprendizado com relação a diversas técnicas e laboratórios utilizados. Este

<p>aprendizado é o principal ponto positivo da dissertação, inserindo diretamente na formação de recursos humanos capacitados para executar e para inserir a pesquisa de ponta desenvolvida nas universidades com as futuras empresas e/ou instituições que o mestrando possa a vir desenvolver atividades profissionais.</p> <p>O texto apresenta erros gramaticais e faltam algumas referencias (Coutinho, 2008 por ex.), além de problemas de citação dupla e inadequada como CPRM (2012 e 013).</p>
<p><b>Comentários Específicos sobre o artigo:</b></p>
<p>Os comentários a seguir procuram dar uma visão crítica e apresentar sugestões para a melhoria do texto. O artigo apresenta um conjunto de dados relevantes e inéditos, incluindo diversos níveis de avaliação a partir do conjunto amplo de dados obtidos.</p> <p>O texto apresenta alguns pontos principais que podem ser melhorados.</p> <p>Ambos os pontos estão relacionados a etapa pré-laboratório, em específico: (1) a fraca leitura e interpretação da geologia regional, (2) os graves problemas cartográficos e de legenda com os mapas das figuras 1 e 2, (3) a ausência de localização das amostras, (4) a pobre e inadequada descrição das rochas encaixantes, (5) falta de coleta de amostras fora da zona de cisalhamento, (6) problemas conceituais sobre metamorfismo, geologia estrutural e geotectônica.</p> <p>Estes pontos representam muito pouco perante o esforço de conseguir realizar todas as técnicas que foram abordadas pelo trabalho. Entretanto, a ausência de um claro contexto geotectônico, a pobre descrição das rochas encaixantes e a falta de hipóteses sobre a origem dos fluidos limita muito o aproveitamento total do dados obtidos.</p>
<p>Apesar de gerar um volume de dados muito importantes e significativos no seu conteúdo, o trabalho fica prejudicado e limitado na sua análise e no seu conteúdo pela imprecisão e pela forma confusa, imprecisa e pouco atualizada do contexto tectônico e das próprias unidades afetadas. Outra limitação que não precisaria existir é a falta de hipóteses sobre a fonte de calor e origem dos fluidos. Os atuais incrementos na cartografia da área estudada incluem: 1) folhas disponibilizadas pela CPRM entre 2011 e 2013, em escala 1:100.000 (Hulha Negra, Bagé, Lagoa da Meia Lua, Igrejinha), (2) mapas em escala 1:25.000 da disciplina de Mapeamento Geológico do Instituto de Geociências da UFRGS e artigos em simpósios e congressos nacionais abordando a área estudada (Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos 2013, 2015; Congresso Brasileiro de Geologia (2016), Simpósio Sul-brasileiro de Geologia (2015, 2017). Somente nestes eventos foram disponibilizados diversas sínteses de novos dados de cartografia, estratigrafia, dados estruturais e principalmente, dados geocronológicos.</p>
<p>Um lineamento deixa de existir a partir da sua definição como uma estrutura em específico, uma zona de cisalhamento por ex. Então não tem como existir a Zona de Cisalhamento Lineamento Ibaré. Esta proposta não tem sentido.</p>
<p>O contexto tectônico e a geologia regional devem nos mostrar de forma precisa o cenário geológico e tectônico da área estudada. Esta definição precisa dialogar</p>

com outros pesquisadores internacionais e nacionais, uma vez que o texto em língua inglesa permite este alcance. Desta forma precisamos propor um texto que tenha os mesmos elementos conceituais utilizados em outras partes do mundo, incluindo os tipos de mapas apresentados, suas legendas e uma base estratigráfica. Estes conceitos não foram utilizados adequadamente no artigo proposto.

Os autores citam muito os trabalhos de Laux et al. (2011) e da CPRM, entretanto, estes trabalhos agregam as informações disponíveis na literatura, ou seja, não definem os conceitos, inclusive os adotados. Desta forma não é a citação mais adequada para embasar os conceitos tectônicos e petrológicos da área de estudo. Tem que adotar uma concepção (dar a fonte) e descreve-la no início da apresentação da área. Isto permite ao leitor uma universalidade de conhecimento geológico. Este fato internacionaliza a nossa experiência de pesquisa com a do leitor. Um problema é a falta de visão do leitor com relação a concepção geológica regional. O mapa da figura 2 precisa ser melhorado. Ver comentários abaixo de Cisalhamento Ibaré e que mostre as unidades comentadas no texto (CGSMC, Complexo Marmeleiro, Complexo Porongos, etc....

Os autores também não abordam os granitos intrusivos no CGSMC, sendo reconhecidos a anos pelo menos três grande suítes graníticas (só fala de uma, e ainda usa dois nomes distintos: Complexo Granítico ... e Suíte Intrusiva Santo Afonso). E ainda temos as unidades vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã, que na área da ZCI incluem os andesitos da Formação Hilário do Grupo Bom Jardim (sempre com muito hidrotermalismo associado) e os riolitos da Formação Acampamento Velho do Grupo Santa Bárbara. Estes dois conjuntos de unidades ocorrem em toda a área estudada e quase nem foram citadas as suas existências.

Somente no item Discussões se fala em hidrotermalismo, na maior parte das citações é abordado o metamorfismo regional e o metamorfismo de contato. Não há possibilidade de as rochas serem afetadas por metamorfismo regional e, desta forma, não há porque falar em Fc. Xistos Verdes, etc...

Da mesma forma, como não há uma fonte de calor indicada não tem lógica falar em metamorfismo de contato. Existem inúmeros granitos intrusivos que geram metamorfismo de contato e existe muita atividade hidrotermal com as vulcânicas da Bacia do Camaquã. Porque isto não foi abordado nas Discussões?

As figuras necessitam de cores e não de legendas como as escolhidas. Porque as legendas selecionadas não estão de acordo com a orientação das estruturas das rochas que representam e porque não permitem uma boa separação visual das unidades. E precisam ser corrigidas. Tem problemas graves de conceitos e não esta claro que concepção tectônica adotam, inclusive não há citação de fontes das figuras.

A Fig.1A por ex. é um mapa Geo-estrutural. Mas não tem um dado estrutural no mapa. E os dois mapas estão com uma disposição invertida. O primeiro mapa alinhado a margem esquerda deve ser o mapa mais regional e de letra A. Este mapa (regional) tem uma legenda que não bate com o texto. No texto (Terreno

São Gabriel e Taquarém), e na figura (Blocos São Gabriel e Taquarém), e ainda tem o Cinturão Porongos, que nunca foi mencionado. E este conjunto compõe o Escudo Sul-riograndense. Esta figura está muito confusa. O conceito de Escudo tem uma conotação geográfica. Desta forma um Escudo não pode ser dividido em terrenos. O que se divide em terrenos, são as duas unidades mais básicas da tectônica: os crátons e os cinturões orogênicos.

A Fig.1B consegue ser um pouco pior, pois a sua legenda é genérica com relação a rocha e com relação ao tempo, comumente sem nome de unidade litoestratigráfica. Não há localização das amostras estudadas. Neste caso com tão poucas amostras é fundamental ver onde está localizado o perfil analisado.

A Fig.2 tem graves problemas de cartografia geológica e na coluna estratigráfica. A legenda das unidades é genérica e confusa. Nem descreve os tipos de rocha, nem oferece o nome litoestratigráfico. Uma sugestão é mudar a cor das unidades da Bacia do Camaquã, laranja por ex.

Os gnaisses afetados pelo hidrotermalismo estão muito mal descritos. Qual a composição dos gnaisses? Como eles são foram da zona hidrotermalizada? Não forma coletadas amostras fora da zona?

A Table 1 é muito boa. Entretanto, seria mais adequada se ela representa-se os.... minerais através de barras horizontais. Desta forma poderia ser acrescentado um eixo de tempo na horizontal, uma vez que estão descritos mais de uma geração de minerais, além de minerais metamórficos, hidrotermais, carbonato Tardios, etc.

As lâminas apresentadas parecem de paragneisses (meta-arenitos). Nunca foram dioritos como descrito nas discussões.

As curvas e os dados utilizados na figura 7 foram estabelecidos para a intrusão Butten, nos EUA, ou seja, para um sistema hidrotermal específico com controles regionais e locais determinados. Não tem como utilizar estes diagramas para a paragênese estudada.

As Conclusões erram ao abordar os processos de alteração hidrotermal (propilitização) como uma paragênese típica de fácies xistos verdes e pressão baixa. Estas condições estão associadas com o metamorfismo regional orogênico, o que não é o caso aqui apresentado. E no caso de metamorfismo de contato, deve indicar pelo menos uma fonte termal.



Assinatura:

Data: 18/02/2018

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

*Kebyn Ruppel*