

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

**ORIGEM E EVOLUÇÃO DOS HALOS DE ALTERAÇÃO CLORÍTICA
NO FLANCO LESTE DO GRANITO CAÇAPAVA, RS**

RAFAEL SOUZA DOS REIS

ORIENTADOR – Prof^o Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus

Porto Alegre - 2016

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

**ORIGEM E EVOLUÇÃO DOS HALOS DE ALTERAÇÃO CLORÍTICA
NO FLANCO LESTE DO GRANITO CAÇAPAVA, RS**

RAFAEL SOUZA DOS REIS

ORIENTADOR – Profº Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus

BANCA EXAMINADORA

Profº: Edinei Koester

Profº: Juliana Charão Marques

Profº: Luiz Henrique Ronchi

Dissertação de Mestrado
apresentada como requisito
parcial para obtenção de
título de Mestre em
Geociências.

Porto Alegre - 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Reis, Rafael Souza dos

Origem e evolução dos halos de alteração clorítica no flanco leste do granito Caçapava, RS. / Rafael Souza dos Reis. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.
[74 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es): Marcus Vinicius Dorneles Remus
Coorientador(es): Norberto Dani

1. Alteração hidrotermal. 2. Metassomatismo. 3. Clorititos.
4. Cloritização. I. Título.

CDU 550.4

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun

CRB 10/1113

Agradecimentos

Ao concluir este trabalho, após a superação de dificuldades e problemas de saúde, valorizo de maneira mais intensa aqueles que me cercam e sempre estiveram juntos comigo durante esta jornada. Valorizo ainda mais a ciência e sua importância na vida cotidiana, seja qual for a área. Valorizo ainda mais o pesquisador que enfrenta as imensas dificuldades e falta de incentivo na pesquisa no país.

Agradeço aos meus pais, Cláudio e Lara, e aos meus irmãos, Roberta e Roberto, pela intensa dedicação, incentivo e carinho durante todos os anos de minha vida em especial aos longos meses em que fiquei em recuperação após 3 intervenções cirúrgicas. Agradeço pelo apoio incondicional e o exemplo de quanto a dedicação pode fazer a diferença na vida.

Agradeço a Universidade e ao Instituto Geociências pela estrutura, aos professores, em especial aos orientadores Marcus Remus e Norberto Dani pelo apoio, suporte e amizade durante os anos de pesquisa. Tenho certeza que durante estes 6 anos, desde a graduação até este momento, adquiri muito conhecimento os quais levarei para a vida profissional. Agradeço aos colegas Ana Paula e Henrique Anzolin pelo companheirismo e apoio durante este trabalho.

Agradeço aos meus inúmeros amigos que são muito mais do que apenas amigos, em especial ao: Alex, Henrique, Guilherme R., Leco, Fernandinho, Ronei, Marcelo, Eliel.

Agradeço a Thaniele, minha namorada, pelo amor e carinho, compreensão e incentivo durante os últimos meses desta jornada.

Agradeço a toda equipe de fisioterapia do Hospital Independência de Porto Alegre pela grande dedicação e atenção durante 7 meses em especial aos fisioterapeutas, Grasieli, Rafael e Alexandre por cumprir sua promessa de que eu voltaria normalmente a minha rotina após este período.

Agradeço a CAPES pelo apoio financeiro durante alguns meses no período de pós-graduação.

RESUMO

Na região da ocorrência Cel. Linhares, localizado no flanco leste do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, apófises desse corpo ígneo intrudem em rochas carbonáticas da Formação Passo Feio (Neoproterozóico) e produzem novas assembleias mineralógicas de alteração hidrotermal-metassomática. A interação entre as rochas carbonáticas e os fluídos magmáticos forma escarnitos magnesianos e outras rochas metassomáticas compostas majoritariamente por cloritas, os clorititos.

Nos mármores da área estudada, a dolomita é preponderante entre os carbonatos e ocorre como grãos subédricos e anédricos de tamanho médio a fino formando textura granoblástica. Uma paragênese associada aos mármores e alteração clorítica ocorre ao longo dos contatos entre as apófises do corpo intrusivo e os mármores encaixantes. Nesta ocorrência, os minerais: calcita, talco, serpentina, clorita, tremolita e diopsídio estão associados majoritariamente aos sulfetos pirita, calcopirita e molibdenita conforme definido em trabalhos anteriores. Localmente, os sulfetos também estão associados com clorita em brechas.

O forte metassomatismo magnesiano transforma progressivamente as apófises do biotita-granodiorito em rochas cloríticas ao longo do contato com os mármores dolomíticos (Remus et al., 2000a). As apófises do Granito Caçapava assimilam o magnésio dos mármores dolomíticos encaixantes e produzem uma alteração hidrotermal-metassomática composta predominantemente por clorita. O enxofre dos sulfetos pode ter origem nas soluções hidrotermais do granito ou das rochas encaixantes da unidade Passo Feio.

Na busca de uma melhor compreensão sobre o processo de interação metassomática, o trabalho apresenta a caracterização petrográfica dos diferentes litótipos e um estudo analítico geoquímico. Para tal, essa investigação considerou as apófises de biotita granitóides, como produto inicial, e as rochas cloríticas como produto final desse processo.

A integração da análise petrográfica, estudo da mobilidade química por diagrama de isóconas e análise mineral por microsonda eletrônica, identificam os tipos de alteração hidrotermal-metassomática dominantes como cloritização e albitização através de processos de infiltração de fluidos. O balanço de massa pelo método da isócona indica que o processo de cloritização evoluiu através do enriquecimento de MgO e FeO e empobrecimento em SiO₂, K₂O e Na₂O dos protólitos granitóides. Os padrões de abundância e fracionamento de ETR das

rochas indica a correlação dos clorititos com duas fácies pertencentes ao Complexo Granítico de Caçapava do Sul e comparável a alteração propilítica em alguns depósitos de metais base. Métodos empíricos de geotermometria são aplicados utilizando composição da clorita obtida por meio de microsonda eletrônica. Através dessa metodologia, são obtidas temperaturas de formação das cloritas, em média, de 280° e 300°.

Palavras-chave: alteração hidrotermal, metasomatismo, clorititos

ABSTRACT

In the Cel. Linhares region, located in the eastern flank of the Southern Caçapava Granitic Complex, apophyses of this igneous body intrudes into carbonate rocks of the Passo Feio Formation (Neoproterozoic) and produce new mineralogical assemblages of hydrothermal-metasomatic alteration. The interaction between the carbonate rocks and the magmatic fluids generates magnesian skarns and other metasomatic rocks composed mainly of chlorites, the chloritites.

In the marbles of the studied area, the dolomite is preponderant between the carbonates and occurs in medium- and fine-sized subhedral and anhedral grains forming a granoblastic texture. The paragenesis associated with marbles and chlorite alteration occurs along the contacts between the apophyses of the intrusive body and the wall rock marbles. In this occurrence, the minerals: calcite, talc, serpentine, chlorite, tremolite and diopside are mainly associated to the sulfides pyrite, chalcopyrite and molybdenite as defined in previous work. Locally, sulfides are also associated with chlorite in fractures.

The strong magnesian metasomatism progressively transforms the biotite-granodiorite apophyses into chlorite rocks along the contact with the dolomitic marbles (Remus et al., 2000a). The apophyses of the Caçapava Granite assimilate the magnesium of the nearby dolomitic marbles and produce a hydrothermal-metasomatic alteration composed mainly by chlorite. The sulfur of the sulfides can be originated in the hydrothermal solutions of the granite or assimilated from the Passo Feio host rocks.

In the search for a better understanding about the process of metasomatic interaction, this work presents the petrographic characterization of the different lithotypes and a geochemical analytical study. To this aim, this investigation considered the apophyses of biotite-granitoid as the initial product, and the chlorite rocks as the final product of this process.

The integration of petrographic analysis, study of chemical mobility by isocon diagram and mineral analysis by electron microprobe, identifies the dominant hydrothermal-metasomatic types alteration such as chloritization and albitization through fluid infiltration processes. The mass balance by the isocon method indicates that the chloritization process evolved through the enrichment of MgO and FeO and depletion in SiO₂, K₂O and Na₂O of the granitoid protoliths. The abundance and REE fractionation patterns of altered rocks indicate a correlation of the chloritites with two facies belonging to the Caçapava Granitic Complex and comparable to propylitic

alteration that occurs in some base metal deposits. Empirical methods of geothermometry are applied by using the chlorite composition data obtained by electron microprobe. Through this methodology, we obtain the average chlorite formation temperatures between 280° and 300°.

Keywords: hydrothermal alteration; metasomatism; chloritites

SUMÁRIO

RESUMO	4
ABSTRACT	6
1. TEXTO EXPLICATIVO SOBRE A ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	9
2. CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	10
2.1. OBJETIVOS.....	11
2.2 GEOLOGIA REGIONAL.....	12
2.2.1. ESCUDO SUL RIO-GRANDENSE	12
2.2.2. Evolução Bloco São Gabriel	15
2.2.3. Formação Passo Feio	15
2.2.4. Complexo Granítico de Caçapava do Sul (CGCS)	16
2.3. ALTERAÇÃO HIDROTÉRMAL E METASSOMATISMO	17
2.3.1. Processos Hidrotermais	18
2.3.2. Fluidos Hidrotermais	18
2.3.3. Tipos de Sistemas Hidrotermais	19
2.3.4. Alteração Hidrotermal	22
2.3.5. Tipos de alteração hidrotermal	24
2.4. Metodologia	31
2.5. Referências Bibliográficas	32
3. CAPÍTULO II – ARTIGO GEOLOGIA USP – SÉRIE CIENTÍFICA	38
RESUMO	40
1. INTRODUÇÃO	42
2. METODOLOGIA	45
3. RESULTADOS.....	46
4. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	59
4. CAPÍTULO III.....	64
4.1. Considerações finais.....	65
5. ANEXOS	66
ANEXO A – TABELAS DE DADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL E DOS MINERAIS: CLORITA, BIOTITA E PLAGIOCLÁSIO.	67
ANEXO B- IMAGENS DO LOCAL DE ESTUDO E AMOSTRAS MACROSCÓPICAS	72

1. TEXTO EXPLICATIVO SOBRE A ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

O presente trabalho consiste de uma dissertação de mestrado na forma de artigo científico seguindo a Norma 103 – Submissão de Teses e Dissertação do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

O trabalho está organizado em forma de capítulos, sendo o Capítulo I uma introdução contendo os objetivos do trabalho, a revisão sobre o tema em forma de estado da arte juntamente com o contexto geológico regional. Somada a esta revisão, uma breve descrição da metodologia aplicada também é citada. O capítulo II é o corpo principal e consiste de um artigo científico submetido à Revista Geologia USP – Série Científica. No capítulo III consta um breve texto contendo as considerações finais da Dissertação e sugestões para novos trabalhos.

2. CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

2.1. OBJETIVOS

Esta dissertação tem como objetivo apresentar uma investigação geológica sobre a origem de rochas metassomáticas na região da ocorrência Cel. Linhares situada no município de Caçapava do Sul-RS. Na região ocorrem apófises ígneas, as quais intrudem em forma de sills, rochas carbonáticas pertencentes a Formação Passo Feio. Como consequência dessas intrusões, ocorre uma interação metassomática entre as rochas causando uma alteração progressiva das rochas protólito resultando em rochas compostas majoritariamente por cloritas, os clorititos.

Tendo em vista que depósitos de metais estão associadas a alteração hidrotermal-metassomática em diversas situações geológicas, o foco deste estudo é a caracterização petrográfica e química deste processo. Desta forma, busca-se interpretações sobre a mobilidade química e a paragênese mineral formada como produto dessa interação entre as rochas.

O trabalho tem por objetivo somar aos estudos já realizados na região (Remus et al., 2000a, Remus et al., 2011) e complementar os estudos realizados em 2013 durante o trabalho de conclusão do curso pelo autor desta dissertação.

Considerando as limitações dos recursos para execução do trabalho, o estudo mistura a aplicação de metodologia tradicional para pesquisas geológicas e abordagens novas através da utilização de *softwares* que contribuem para estudos mais elaborados. Exemplo disso são os *softwares* EasyGresGrant e Petrograph para estudo de mobilidade química e ETR das rochas respectivamente.

Pretendeu-se com o trabalho caracterizar as relações das apófises ígneas identificadas na região com o Complexo Granítico de Caçapava do Sul e a alteração hidrotermal com seus produtos consequentes dessa alteração. Os resultados das análises químicas de rocha total das amostras selecionadas e dos minerais estudados em microsonda eletrônica estão apresentados na seção Anexos A. Imagens de afloramentos estudados e amostras macroscópicas estão disponibilizadas na seção Anexos B.

2.2 GEOLOGIA REGIONAL

Este capítulo apresenta uma revisão e compilação de trabalhos que abordam aspectos sobre a geologia regional e sobre a alteração hidrotermal, assuntos pertinentes ao estudo aplicado durante a elaboração desta Dissertação.

2.2.1. ESCUDO SUL RIO-GRANDENSE

O Escudo Sul Rio-Grandense é definido como produto de dois ciclos orogênicos de idades Paleoproterozóica e Neoproterozóica respectivamente conhecidos como Transamazônico (2,26-2,0 Ga) e Brasileiro (900-535 Ma) (Soliani, 1986). Sua localização foi definida por Almeida et al., 1976 na porção meridional da Província Mantiqueira. O Escudo Sul Rio-Grandense (fig. 1) e suas divisões são descritas na literatura como bloco, terreno ou ainda como domínio Taquarembó, São Gabriel, Cinturão ou Terreno Tijucas e Batólito Pelotas (Chemale Jr., 2000, Hartmann et al., 2007).

O Bloco Taquarembó registra do Paleoproterozóico o Complexo Granulítico Santa Maria Chico. Neste complexo ocorrem granulitos máficos e félsicos, mármore, gnaisses, paragneisses, rochas calcissilicatadas com idade 2.5 a 2.1 Ga das rochas ígneas protólitas e 2.02 Ga para o metamorfismo gerador dos granulitos (Hartmann et al, 1999, 2000) que representam um arco insular (Philipp et al, 2009). O Bloco está situado na porção sudoeste do ESRG estando limitado pelo lineamento Ibaré (Costa, 1997) ao norte, pela anomalia magnética de Caçapava do Sul a leste e é recoberto pela Bacia do Paraná a oeste e sul.

Com idade inserida também ao ciclo Transamazônico, o Complexo Encantadas (Fernandes, 1992; Tommasi et al, 1994) pertence ao embasamento do Cinturão Tijucas. São ortogneisses com idades entre 2.26 a 2.14 Ga atribuídas ao magmatismo e 2.03 Ga identificada como do metamorfismo regional. Outra porção do Complexo Encantadas são os gnaisses Arroio dos Ratos que estão situados no Batólito Pelotas. Os ortogneisses do Complexo Arroio dos Ratos e os paragneisses do Complexo Várzea da Capivarita ocorrem no Batólito Pelotas. Esses complexos citados juntamente com o Complexo Granulítico Santa Maria Chico e Gnaisses Neto Rodrigues (Remus et al., 2000, formam fragmentos remanescentes do Cráton Rio De La Plata (Fragoso-César, 1980)).

No ciclo Brasileiro, dois eventos orogênicos são registrados. O evento São Gabriel registra idades de 860 a 680 Ma enquanto que o evento Dom Feliciano

registra idades de 650 a 535 Ma. (Chemale Jr. et al., 1994; Babinski et al., 1996, 1997; Hartmann et al. 2000, 2007; Chemale Jr., 2000).

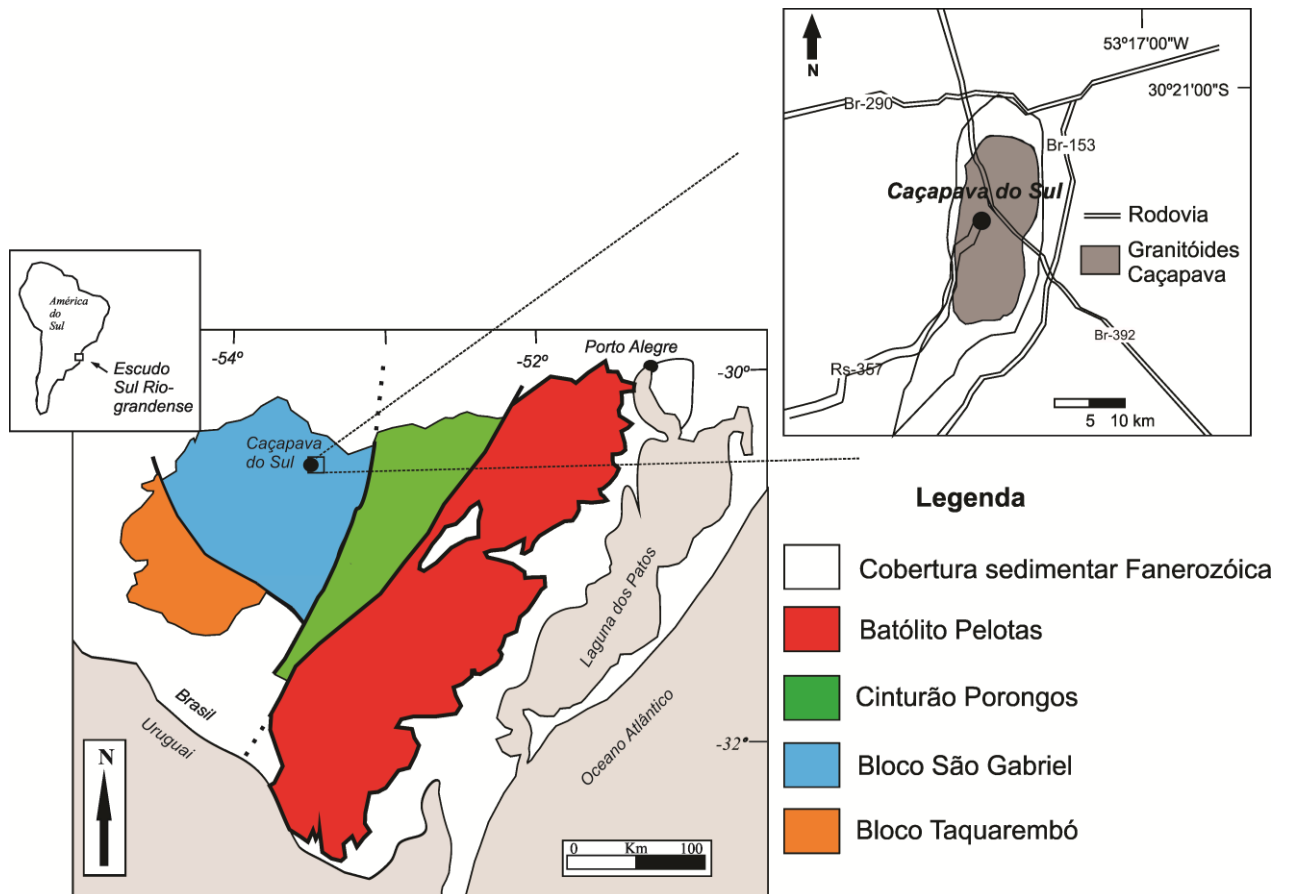


Figura 1. Mapa Escudo Sul Rio-Grandense modificado de Remus et al, 2000b.

O evento São Gabriel possui registro no Bloco São Gabriel (Jost & Hartmann, 1984) onde ocorrem rochas juvenis que são os gnaisses cálcico-alcálicos juvenis (Babinski et al., 1996; Hartmann et al., 1999, 2000, 2007) que pertencem ao Complexo Cambaí. O Complexo Cambaí possui idade em torno de 735 a 680 Ma (Babinski et al., 1996; Hartmann et al., 2000, 2007). Neste é indicado o desenvolvimento de um arco magmático de margem continental (Orogênese São Gabriel) com valores positivos de ϵNd .

Inseridos no Bloco São Gabriel (BSG) ocorrem rochas meta-vulcânicas e metassedimentares denominados Complexos Palma e Complexo Bossoroca que possuem afinidades cálcico-alcálicas e idade aproximada de 750 Ma (Machado et al., 1990; Remus et al., 1999). Dentre outras associações de rochas que compõe o BSG estão o Complexo Cambaízinho (paragnaisses com lentes de metaultramáficas, metagabros e anfibólitos) os Complexos Ultramáficos Cerro

Mantiqueiras, Cerro do Ouro, Passo do Ivo e Arroio Lajeado e a Formação metavulcanosedimentar Passo Feio.

O Cinturão (Terreno) Tijucas possui registro neoproterozóico representado pelo Complexo Porongos. O Complexo Porongos é um grupo de rochas sedimentares e vulcânicas metamorfizadas na fácies xistos verde a anfibolito com idade Neoproterozóico (Saalman et al, 2005; Hartmann et al., 2007). Esta unidade pode ser dividida em porção oeste e leste. Sua localização é a leste do Bloco São Gabriel e é limitada a leste pela Dorsal de Canguçu. A zona de cisalhamento possui direção NE-SW e disposição alongada com movimentação sinistral (Philipp e Machado, 2005; Nardi e Bitencourt, 2007). Este limite é o contato entre o Cinturão Tijucas e o Batólito Pelotas. A associação litológica situada a leste possui rochas metamórficas pelíticas e grafitosas (xistos), além de quartzitos e mármores lenticulares. Na porção oeste a sequência contém metapelitos e quartzitos com intercalação de rochas tufíticas félsicas (Jost & Bitencourt, 1980; Remus et al, 1987).

O Batólito Pelotas tem majoritariamente rochas graníticas na sua sucessão litológica de idade aproximadamente entre 650 e 500 Ma. Dentre essa unidade geológica estão descritos seis suítes intrusivas em um complexo granítico. (Hartmann et al., 2000 e Philipp e Machado, 2005). As suítes intrusivas são: Pinheiro Machado, Erval, Encruzilhada do Sul, Viamão, Cordilheira e Dom Feliciano.

A origem do grande volume magmático no Batólito Pelotas, aproximadamente 650 a 590 Ma, foi atribuída a um ambiente de arco magmático acima de zona de subducção do oceano Adamastor, com mergulho para oeste (Fernandes et al., 1995). Outras publicações sugerem que a origem desse volume é atribuída a um oceano localizado a oeste do Batólito mergulhando para leste (Chemale Jr., 2000) ou ainda pela ocorrência de um ambiente pós-colisional (Philipp e Machado 2005); (Philipp et al., 2007).

As rochas do Batólito Pelotas apresentam valores negativos de ϵ_{Nd} e razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ elevadas que indicam contribuição de crosta antiga, logo que, idades modelo entre 1.5-2.3 Ga relacionam contribuição ensiálica para a Orogênese Dom Feliciano (650-590 Ma) (Gastal et al., 2005).

Três eventos principais ocorrem no Batólito Pelotas sendo o primeiro de baixo ângulo em ortognaisses do Complexo Pinheiro Machado. O segundo evento mais longo de alto ângulo deformando as estruturas do primeiro evento na zonas de

cisalhamento dúctil e um terceiro evento tardio também associado as zonas de cisalhamento de alto ângulo, porém em regime dúctil-ruptil a rúptil.

2.2.2. Evolução Bloco São Gabriel

A evolução tectônica do Bloco São Gabriel sugerida por Saalman et al., 2006 teria o início a partir da Formação de um arco intra-oceânico (Formação Passinho) de idade aproximada de 880 Ma originada pela subducção a leste com acreção do arco à margem leste do Cráton Rio de La Plata pela subducção a oeste (850 a 700 Ma) sob o bloco formado pelo Cráton Rio de La Plata e pelo arco oceânico amalgamado a ele. A partir disso, teria sido desenvolvido uma margem continental ativa na qual teriam sido depositadas rochas associadas a Formação Passo Feio. A última etapa consiste principalmente na colisão dos Crátões de margem passiva Encantadas com Cráton Rio de La Plata. Dentre as propostas de evolução do ESRG, a evolução por Fernandes et al., 1992, teria se dado a partir do Cinturão Dom Feliciano, sendo o ESRG composto pela convergência e colisão entre os Crátões Rio de La Plata e o Cráton Kalahari (África). Inserido neste contexto evolucionário, outro evento tectônico, no final do proterozóico, indica a abertura de um oceano (Adamastor). O Bloco São Gabriel, proposto por Chemale et al., (1995), teria se formado pela acreção de rochas crustais juvenis do Complexo Cambaí e da sequência vulcano-sedimentar do Supergrupo Vacacaí durante a orogênese São Gabriel no ciclo brasileiro. A Formação Passo Feio, pertencente a área de estudo, está inserida neste Supergrupo Vacacaí.

2.2.3. Formação Passo Feio

A Formação Passo Feio é uma sequência metamórfica vulcano-sedimentar que consiste em ardósia, filitos, xisto pelíticos, xistos graníticos, mármore, quartzito, metaconglomerado, rochas calcosilicatadas, anfibolitos e metabasaltos subordinados, e xisto magnésiano formados principalmente na fácies anfibolito inferior (Ribeiro et al., 1966; Bitencourt, 1983). A idade da Formação Passo Feio é pouco conhecida, mas algumas datações K/Ar (Soliani, 1986) indicam que a sequência foi gerada entre 556 Ma (muscovitas) e 666 Ma (microdiorito rocha total). Exposições de gnaisses e anfibolitos na borda sudeste do granito, sugerem a presença de rochas do embasamento Paleoproterozóico (Remus et al., 1996) que sofreram um evento de deformação de baixo ângulo que afetou todas as unidades.

A parte sedimentar da Formação Passo Feio é representado pela sequência areno-pelítica-carbonática. As ocorrências de cascalho e grânulos de quartzo e rochas cálcico-silicatadas em camadas de meta-ritmitos indicam que a deposição da sequência se deu através de correntes de turbidez (Remus et al., 1991). A geoquímica das rochas metabásicas indicam uma derivação de rochas toleíticas e séries alcalinas, enquanto os xistos magnesianos estão ligados a uma associação komatiítica (Bitencourt and Hartmann, 1984a, b). O metamorfismo regional varia entre a zona da clorita da fácies xisto verde e da zona da estauroлита da fácies anfíbolito (Hartmann et al., 1990). Os efeitos termais do Complexo Granítico de Caçapava do Sul (CGSC) nas rochas da Formação Passo Feio são restritas a recristalização ao longo das apófises.

A atividade das falhas transcorrentes do Sistema de Falhas Irapuá é principalmente na direção NE, afetando a Formação Passo Feio e a Bacia do Camaquã (Ribeiro et al., 1966). Esse sistema possui uma extensiva formação durante a orogenia colisional do Neoproterozóico Dom Feliciano. Muitas ocorrências de cobre (e.g., Ciocari e Coronel Linhares Prospecções) são controladas pela direção NE do Sistema de Falhas Irapuá ou são espacialmente associadas à fraturas extensionais transversais na direção NW. No lado oeste do Granito Caçapava, a zona da falha tem uma inflexão para o norte onde os depósitos de Andradas e Santa Bárbara estão localizados.

2.2.4. Complexo Granítico de Caçapava do Sul (CGCS)

O Granito Caçapava ou também denominado CGCS (Complexo Granítico de Caçapava do Sul) (Leinz et al, 1941, Ribeiro et al., 1966; Bitencourt, 1983; Sartori e Kawashita, 1985; Nardi e Bitencourt, 1989; Remus et al, 2000a, Hartmann et al, 2000), trata de um corpo que possui forma assimétrica e estrutura de domo alongado na direção N-S. Sua foliação é sub-horizontal no lado leste e na porção central do plúton, porém, possui mergulhos de 40-70° para NW na parte oeste do batólito.

O Granito Caçapava (fig. 2), consiste principalmente de leucogranitos, monzogranitos e granodioritos, com tonalitos e quartzo-dioritos subordinados, que intrudem na sequência metamorfisada Passo Feio. Biotita é o principal mineral máfico enquanto a hornblenda é subordinada. Os principais minerais acessórios são allanita, zircão, pirita, apatita, titanita, e magnetita e subordinadamente, na fácies leucogranítica, granada, turmalina e muscovita. Pegmatitos, aplitos, e veios de

quartzo com pirita e/ou hematita são comuns no lado leste do batólito, indicando alta atividade de fluido com relação ao estágio final de cristalização do granito. Estudos geoquímicos indicam que o granito é metaluminoso e possui afinidade cálcico-alcalina (Nardi e Bittencourt, 1989).

O Granito Caçapava foi derivado através de processo de fusão da crosta e é síncrono com o evento de deformação D2 da área (Bittencourt, 1983; Nardi e Bittencourt, 1989; Costa et al., 1995). Na borda sudeste do Granito Caçapava ocorrem finas intrusões sub-horizontais nos mármore e dolomitos que pertencem a Formação Passo Feio. A assembléia forsterita + calcita é desenvolvida e restrita aos mármore. As principais feições estruturais que estão sobrepostas ao corpo granítico são sub-horizontais, com foliações de baixo ângulo e lineação mineral com baixo caimento para SSW. O baixo ângulo da lineação e foliação existente é provavelmente relacionado à zona de cisalhamento transcorrente (Costa et al., 1995) que afetou o Granito Caçapava.

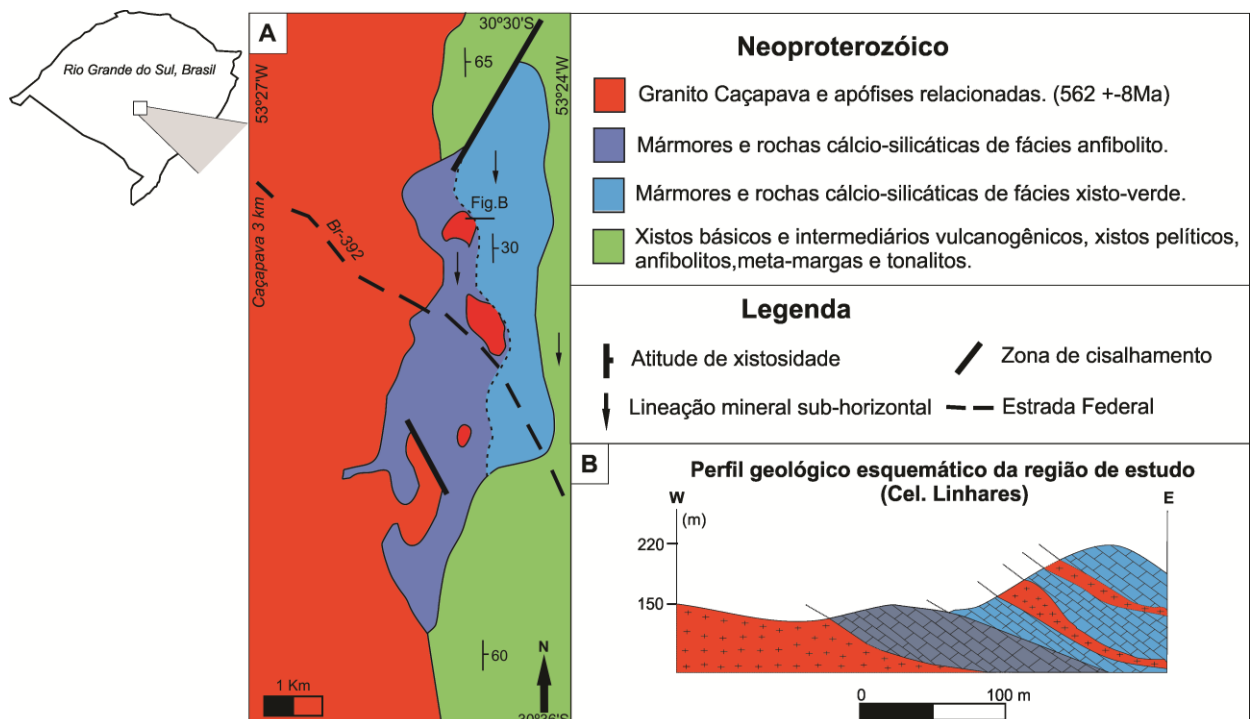


Figura 2. Geologia regional da área de estudo. A) Mapa geológico modificado de Bortolotto (1988). B) Perfil geológico esquemático do local, alvo do estudo.

2.3. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E METASSOMATISMO

Esta seção corresponde à revisão do tema abordado no trabalho durante a elaboração desta dissertação.

2.3.1. *Processos Hidrotermais*

Os processos hidrotermais e seus sistemas ocorrem em diferentes ambientes e resultam distintas intensidades de alteração. No local de estudo, o processo hidrotermal-metassomático gera uma progressiva transformação na rocha original resultando em rochas cloritíticas. Para uma compreensão sobre o assunto é necessária uma abordagem revisional na qual é discorrida durante este capítulo.

2.3.2. *Fluídos Hidrotermais*

Embora o termo fluido seja utilizado para condições de temperatura especificamente chamada de supercrítica ele refere-se comumente a soluções hidrotermais, Pirajno (1992).

Os fluidos, ou soluções, hidrotermais podem ser formados ou adicionados ao sistema e originados a partir de águas marinhas, meteóricas, magmáticas entre outros. Segundo White (1974) e Skinner (1979) o fluido hidrotermal pode variar sua temperatura entre 50°C a mais de 500°C e contem dentre seus elementos químicos principais Na, K, Ca e Cl. Outros elementos coadjuvantes podem estar presentes como: Mg, Mn, B, Sr, Fe, CO₂, SO₂, H₂S, NH₃, NH₄, Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, Ag, Au.

Os componentes presentes nos fluidos hidrotermais variam em porcentagem e de acordo com os processos que envolvem as soluções hidrotermais. Exemplo disso, o enriquecimento de um elemento numa solução hidrotermal pode se dar pela liberação desse em um fluido de um magma que está cristalizando. De outro modo, um componente químico pode incorporar ao fluido através da lixiviação das rochas pelas quais o fluido percola de forma pervasiva.

Skinner (1979) discorre em seus estudos que a precipitação de alguns constituintes presentes no processo hidrotermal é resultado da ocorrência de alguns fatores como: mudanças na temperatura sendo que, a diminuição de temperatura em soluções hidrotermais é causada pela mistura com massas ou soluções com temperatura inferiores localizadas juntamente ao processo ou na superfície, seja no continente seja no oceano. Outro fator para precipitação de solutos ocorre através da variação de pressão e ebulição. Porém, é nas reações entre rochas encaixantes e a solução hidrotermal que está a causa mais frequente para precipitação de componentes químicos.

Um dos distintos tipos dessa reação ocorre com íons de H⁺ que são trocados por cátions liberados pelas encaixantes, o chamado metassomatismo do íon de

hidrogênio. Essa reação envolve, dentre outros, a hidrólise dos feldspatos e também de minerais máficos formando minerais hidratados como argilominerais e/ou micas.

Os complexos iônicos presentes no fluido hidrotermal podem ter sua estabilidade comprometida quando as interações fluido-rocha provocam mudanças no seu estado de oxidação. O acréscimo de componentes químicos oriundos das rochas encaixantes na solução pode provocar a precipitação de sulfetos. Um processo de mistura de fluidos seja ele do tipo hidrotermal, meteórico ou oceânico pode influenciar também a precipitação de metais.

2.3.3. Tipos de Sistemas Hidrotermais

A definição de um sistema hidrotermal envolve a distribuição de fluidos quentes que circulam em variadas condições de pressão e temperatura em subsuperfície de forma lateral ou horizontal. Dentre as variáveis que compõem os sistemas hidrotermais as principais são: uma fonte com alta temperatura, uma fase fluida, um sistema de recarga, uma célula de circulação e um sistema de descarga.

A temperatura dos fluidos quentes podem variar entre 50°C a mais de 500°C e através de distintas reações com as rochas encaixantes lixiviam, transportam e precipitam diversos componentes de acordo com as mudanças nas condições físico-químicas, o que provoca uma série de alterações nas rochas originais as quais o fluido circula. Pirajno (1992) ressalta também que a circulação de fluidos hidrotermais na crosta da terra pode ocorrer em inúmeras situações geológicas e dentro dessa complexidade de condições transicionais contribui para formação de um grande número de tipos de depósitos e estilos de mineralização. Baseado nesse conhecimento, Pirajno (1992) descreve seis tipos básicos de sistemas hidrotermais:

- I. Magmáticos: relacionados a situações de plutonismo raso ou profundo. Esse tipo é o responsável pela formação de depósitos do tipo Sn-W greisen.
- II. Magmático-meteóricos a predominantemente meteóricos: ocorrem em situações de ambiente vulcano-plutônicas a subvulcânicas. Nessas condições é possível ocorrerem mineralizações do tipo pórfiro, *skarns*, depósitos epitermais de metais de base e preciosos, assim como muitos tipos de depósitos de veios.
- III. De fundo oceânico: responsáveis por diversos depósitos vulcanogênicos de sulfetos maciços como os dos tipos Beshi, Cyprus, Kuroko e o tipo Noranda.

- IV. Sistemas hidrotermais associados a riftes: Ocorrem em bacias sedimentares com ou sem relação a atividade ígnea. Exemplo são os depósitos de sulfetos estratiformes exalativos (tipo SEDEX).
- V. Salmouras basinal-diagenéticas: Esse tipo é responsável por depósitos *stratabound* de sulfetos hospedados em carbonatos.
- VI. Sistemas hidrotermais relacionados ao metamorfismo: Ocorrem comumente em eventos metamórficos progressivos (por vezes uma mistura de água meteórica pode ocorrer). Alguns depósitos de Au hospedados em turbiditos e depósitos Arqueanos do tipo lode (filoneano) são gerados através dessa atividade hidrotermal.

No local de estudo, a ocorrência de rochas escarníticas está associada aos fluidos oriundos da intrusão plutônica das rochas graníticas da geologia local. Logo, o tipo 2 descrito por Pirajno (1992) é focalizado e apresentado na sequencia.

Sistema hidrotermal magmático-meteórico associado a complexos vulcânicos a vulcano-plutonico.

Nos sistemas hidrotermais magmáticos o fluido resultante da cristalização do magma é comumente canalizado através de um sistema de fraturas dentro da porção maior do corpo intrusivo. Dentre todos voláteis presentes em um magma, o H₂O é o mais abundante, principalmente nos félsicos. Nos magmas, além da água outros voláteis como H₂S, CO₂, HCl, HF, H₂, podem estar associados e são responsáveis pela atividade hidrotermal. A presença de água na fusão tem um considerável efeito na diminuição da viscosidade devido ao fenômeno de despolimerização. Os voláteis ácidos como H₂S, HCl e HF tem comportamento similar a água na fusão, enquanto CO₂, SO₂ e H₂ não possuem a mesma característica.

A solubilidade de CO₂ na fusão de aluminossilicatos é muito baixa se comparado com a H₂O e outros voláteis ácidos. O CO₂ não despolimeriza durante o processo de fusão. A adição de H₂O na fusão não só rompe as pontes de oxigênio como também aumenta a expansibilidade do líquido, conseqüentemente permitindo a entrada das moléculas de CO₂ maiores. Desse modo, a solubilidade de CO₂ aumenta com o aumento do conteúdo de água.

Best (1982) ressalta que em se tratando de atividade hidrotermal os pontos importantes a se considerar são que:

- a) H_2O no sistema subsolidus promove a alteração de minerais de temperatura mais elevada.
- b) A ebulição retrógrada e a separação de uma solução aquosa em sistemas confinados plutônicos produzem pegmatitos e veios mineralizados.

A ebulição retrógrada ocorre como uma consequência da concentração de voláteis devido aos efeitos da cristalização. O aumento contínuo de H_2O na massa fundida residual durante a cristalização ocorre ao ponto até o momento que a pressão em H_2O torna-se igual a pressão de confinamento, neste momento ocorre a ebulição retrógrada. Esse processo tem o efeito de criar uma fase aquosa separada, neste caso uma solução hidrotermal.

Os minérios são concentrados nas fases fluidas e são transportados na rede de fraturas. A mineralização é geralmente associada com pulsos finais de atividade hidrotermal magmática e pulsos repetidos sequencialmente que levarão a formação de grandes jazidas. Muitos destes sistemas hidrotermais são restritos as partes superiores da crosta terrestres onde há ocorrência de penetração de águas meteóricas nas rochas em razão de suas fraturas.

Na figura 3 é possível perceber as relações dos sistemas hidrotermais com as alterações conhecidas como potássicas, propilitica, fílica e argílica. Durante o estágio magmático, as alterações propilitica e potássica predominam. Enquanto durante o estágio meteórico subsequente inicia, em razão da entrada de água meteórica, e o metassomatismo do íon H^+ predomina (alteração fílica). O sistema hidrotermal dominado por água meteórica apresenta por vezes característico de “colapso” e resulta do estágio de lixiviação ácida e/ou também como alteração argílica.

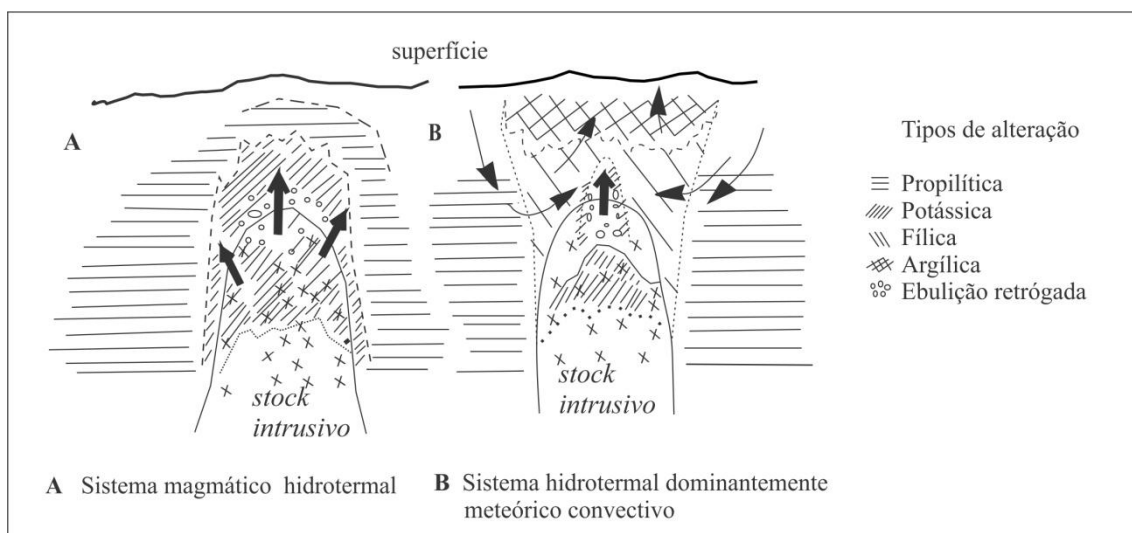


Figura 3. Tipos de alteração hidrotermal. Modificado de Pirajno, 1992.

Sistemas Hidrotermais predominantemente meteóricos

A penetração de água meteórica na superfície da crosta terrestre via zonas permeáveis desce até níveis influenciados pelo resfriamento dos corpos ígneos resultando na interação seja com rochas, vapor ou diretamente com fluido magmático quente. A água subterrânea aquecida, em virtude da sua baixa densidade, sobe até a superfície criando uma célula de convecção térmica, um sistema geotérmico. Sistemas geotérmicos terrestres são derivados de águas meteóricas saturadas de ar que circulam até profundidades provavelmente superiores a 5 km. As expressões superficiais desses sistemas geotérmicos são: *hot springs*, *vents*, *geysers* e fumarolas. Os sistemas geotérmicos estão também presentes em fundos oceânicos, dorsais meso oceânicas e ao redor de ilhas vulcânicas.

Sistemas hidrotermais de origem crustal e metamórfica

A geração de fluido durante o metamorfismo é também importante para o ponto de vista metalogenético. Esses fluidos tem a tendência de migrarem em direção a regiões mais frias onde eles podem ser convergidos para locais controlados estruturalmente ou litologicamente.

Dentre algumas situações geológicas, os fluidos crustais podem ser gerados e circularem em direção a formação de sistemas hidrotermais capazes de lixiviação, transporte e deposição metalogenética. Dentre as possibilidades estão as situações de metamorfismo regional progressivo e em áreas de colisão e falhas tectônicas. Para todos os sistemas hidrotermal são necessários uma fonte de calor e uma fase fluida. Fases fluidas são originadas pelas reações metamórficas de desvolatilização. Processos metamórficos podem ser: endotérmico ou exotérmico. O metamorfismo pode também ser isoquímico, se as rochas metamorfisadas retém a composição original sem perda ou ganho substancial de material. Ao contrario do isoquímico, Best (1982) define o metassomatismo como um processo no qual há uma substancial transferência de material, resultando em mudanças significativas na composição. Para este processo, requer-se que ocorra um volume significativo de fluidos infiltrando e interagindo entre as rochas.

2.3.4. Alteração Hidrotermal

Pirajno (1992) define que a ocorrência de alteração hidrotermal se dá através da reação química entre os fluidos com os das rochas nas quais permeiam. Nesse

processo ocorre uma interação de componentes químicos que resulta na formação de novas assembléias minerais. O reequilíbrio químico em função do metassomatismo presente provoca mudança tanto nas rochas como também nos fluidos. Dentre os principais fatores que controlam a alteração hidrotermal estão: a) a natureza das rochas encaixantes; b) composição dos fluidos; 3) concentração, atividade e potencial químico presente no fluido.

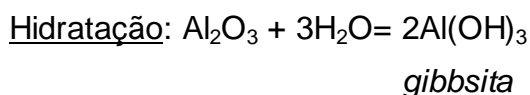
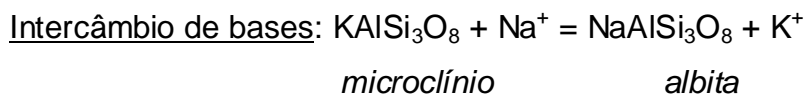
Hemley e Jones (1964) indica que a grande influência da rocha se deve a sua composição e respectiva abundância de cátions e dos íons H^+ presentes nas fases fluidas. Entretanto, Henley e Ellis (1983) discorre que o produto final da alteração depende prioritariamente de fatores como: permeabilidade da rocha, temperatura e composição do fluido.

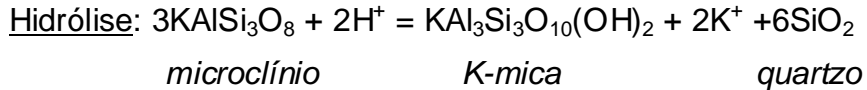
Segundo Rose e Burt (1979) os fluídos hidrotermais atuam nas encaixantes por infiltração ou por difusão das espécies químicas. A intensidade do processo é resultado da razão água/rocha que afeta a interação entre o fluido e as rochas encaixantes. Nos sistemas hidrotermais a razão água/rocha varia de 0.1 a 4 sendo que os valores baixos ocorrem em situações que a água é absorvida para a formação de minerais hidratados.

O metassomatismo do íon H^+ e o intercâmbio de bases são fatores fundamentais para os processos de alteração. A hidrólise ocorre em função da dissociação de H_2O em íons H^+ e OH^- . Na alteração hidrotermal estes íons são consumidos por silicatos, modificando a razão H^+/OH^- da solução.

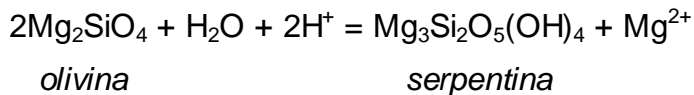
A fonte dos íons pode ser tanto da água como de ácidos presentes nas soluções ou de reações *subsólidos* presentes no álcali-metasomatismo (alteração potássica e propilitica).

Na hidrólise os íons H^+ e OH^- são consumidos seletivamente e uma quantidade de cátions igual ao de H^+ consumido deve ser liberada para a solução. Outra reação ocorre quando um cátion é substituído por outro em um mineral. A esse processo se dá o nome de troca ou intercâmbio de bases. Na hidratação não ocorre consumo seletivo e nesse caso não há liberação de cátion na solução. Exemplos dessas reações são:





As reações químicas podem acontecer concomitantes também como a conversão de olivina para serpentina na qual ocorrem a hidratação e hidrólise.



Esses processos químicos controlam a estabilidade dos minerais silicáticos, o pH da solução e a transferência de cátion para solução. Logo, são os responsáveis pela formação de assembleias minerais nas alterações propilitica, argílica, potássica e filica. O consumo de H^+ ou de OH^- seletivo que afeta o pH da solução, afeta por consequência a capacidade de reter cátions. Desta forma, a retenção de complexos que contenham H^+ e complexos que contém NaCl são afetados. Em razão disso, ocorre a formação de complexos cloretados e solubilidade de cátions metálicos, conforme Pirajno (1992).

2.3.5. Tipos de alteração hidrotermal

A alteração hidrotermal possui uma ampla variação de mineralogia, abundância mineral e texturas em diferentes rochas. Por esse motivo, existem amplos estudos e observações para melhor classificação das associações minerais. Rose e Burt (1979) e Meyer & Hemley (1967) em Pirajno (1992) classificam a alteração hidrotermal nos tipos: propilitica, potássica, sericítica e *greisen*, argílica intermediária e argílica avançada. Essa classificação equivale a ordem decrescente da razão $a\text{K}^+/a\text{H}^+$ (ou aumento do metassomatismo do íon H^+). A razão entre álcalis e hidrogênio corresponde especialmente em função da relação entre corpos ígneos e sistemas hidrotermais sendo inversamente proporcional ao aumento do metassomatismo do íon H^+ .

O metassomatismo alcalino - alteração potássica

Durante as etapas finais de um corpo ígneo desenvolve-se fluido rico em álcalis que provoca alteração potássica ou sódica. Estes fluidos catalizam reações químicas de troca e cristalização do *subsolidus* de fases minerais novas em função

de: processos de troca ou intercâmbio de bases de K^+ por Na^+ ou de Na^+ por K^+ nos feldspatos, mudanças na estrutura dos feldspatos, albitização, microclinização, cristalização de micas trioctaédrica. Os fluidos alcalinos nesse estágio possuem temperaturas que variam de $800^{\circ}C$ a $600^{\circ}C$.

Neste tipo de alteração ocorrem por consequência, principalmente a substituição de feldspato e quartzo seja por feldspato potássico ou por albita. Em alguns casos, a substituição por albita pode ter acompanhamento da substituição da biotita por muscovita na sua assembléia mineral.

A alteração potássica de substituição do plagioclásio e dos minerais máficos ocorrem em temperaturas próximas de $600^{\circ}C$ a $450^{\circ}C$. As paragêneses minerais mais comumente encontradas são: K-feldspato-biotita-quartzo; K-feldspato-clorita; k-feldspato-biotita-magnetita; podendo haver a presença também de albita, sericita, anidrita, apatita e restritamente rutilo derivado da quebra da biotita. Inclusões de hematita no k-feldspato presente nesta alteração proporcionam uma coloração avermelhada.

A alteração potássica é importante e comum em sistemas epitermais e pórfiros associados a mineralização. Sendo que, os minerais característicos dessa alteração são: K-feldspato e biotita em pórfiros e adularia em sistemas epitermais.

Alteração propilítica

A alteração propilitica tem por característica a adição de H_2O , CO_2 e localmente S. Na assembleia mineral típica estão: epidoto, clorita, carbonato, albita, k-feldspato e pirita. Esse tipo de alteração possui um campo de estabilidade de pressão e temperatura similar ao campo da zeolita, o que permite um importante monitoramento de temperatura e profundidade. Localmente ocorrem situações de albitização, cloritização e carbonatização. Porém, para Meyer e Hemley (1967) esses processos são considerados separadamente. Sendo assim, o termo alteração propilítica é referido para caracterizar processos nos quais os efeitos do metassomatismo do íon H^+ são fracos.

A albitização ocorre quando a albita é gerada pelas concentrações do sódio liberado a partir da quebra do plagioclásio mais cálcico. O Na é introduzido metassomaticamente. Nesse processo, quando a intensidade é alta, os componentes aluminosos presentes são convertidos para plagioclásio rico em Na. O novo plagioclásio possui composição que varia entre albita pura e oligoclásio sódico. Contido na assembléia podem estar epidoto e óxido de Fe e raramente sulfetos.

A cloritização caracteriza-se quando a clorita está presente em grandes quantidades locais. É resultado de processo de alteração no qual ocorreu adição de Fe e/ou Mg. Dentre a assembléia mineral presente está: quartzo, sericita, turmalina além de outros minerais da zona de alteração propilítica. Sulfetos comumente são encontrados como: pirita e pirrotita variando em concentração. Outras características sobre este tipo de alteração encontram-se na seção aspectos relevantes sobre a cloritização na sequência desta dissertação.

A carbonatização é uma alteração que envolve o metassomatismo de Mg, Fe, Ca, Mn principalmente além da troca ou intercambio de bases como no processo de dolomitização. Ocorre em zonas de alteração propilítica e podem ocorrer em rochas silicáticas, sendo que neste caso, a carbonatização envolve a introdução por metassomatismo de CO_2 .

Alteração Fílica (sericítica) e gresenificação

A assembléia mineral típica, desse tipo de alteração hidrotermal, é quartzo-sericita-pirita. Inserida nessa paragênese principal a sericita refere-se também a micas brancas como: muscovitas, paragonita, fengita, fucsita ou roscoelita. A pirita pode referir-se também a calcopirita e molibdenita localmente. Esse tipo de alteração é a mais comum estando presente em muitos dos depósitos formados por hidrotermalismo.

O processo de metassomatismo dos álcalis libera H^+ e provoca uma diminuição na razão álcalis/ H^+ . Em função disso, ocorre a desestabilização do K-feldspato e/ou biotita gradando de alteração potássica para alteração argílica, caso o aumento seja da quantidade de argilominerais.

Greisen é definido por uma assembléia formada por quartzo e muscovita. Associado a esta assembleia podem estar presentes: topázio, fluorita, cassiterita, hematita, wolframita, scheelita, sulfetos de Fe, Cu, Mo e B, e sulfossais de Cu-Bi-Pb (Pirajno, 1992). O estágio *greisen* comumente é precedido por albitização que propicia a formação da assembléia quartzo-muscovita. O ambiente mais favorável para esse tipo de alteração hidrotermal é de *stocks* de composição granítica inseridos em sequência de rochas argilo-arenosas, ocorrendo também em sistemas pórfiros continentais. Um metassomatismo de Flúor e/ou Boro pode ocorrer após a formação de *greisens*.

Alteração argílica

Pirajno (1992) descreve que neste tipo de alteração ocorre um intenso metassomatismo de H^+ (lixiviação ácida) em temperatura em torno de 100°C a 300°C onde os argilominerais são formados pela substituição do plagioclásio e de silicatos máficos, essencialmente hornblenda e biotita. Dentro das zona de alteração, ocorre uma gradação entre as zonas de alteração argílica para zona de alteração sericítica e pelo lado interno a gradação ocorre para zonas de alteração propilítica. Entretanto, Hemley & Meyer (1964) discute que a lixiviação que ocorre dos cátions dos alumino-silicatos pode favorecer um enriquecimento em sílica, podendo ocorrer também então uma gradação para zona silicificada. A sílica quando produto das reações de lixiviação, não se cristaliza no local de alteração podendo ocorrer difusão dessa sílica em direção ao conduto. Desta maneira, parte dela se cristaliza como quartzo na zona de alteração sericítica quando ocorre a concomitância de alteração sericítica e alteração argílica no mesmo local.

As zonas onde ocorre alteração argílica intermediária possuem a presença dos minerais: montmorilonita, clorita, illita, argilas do grupo da caulinita e rara sericita. Restritamente pode ocorrer biotita e clorita. Zonas restritas de alteração argílica intermediária são encontradas próximas as zonas de alteração sericítica, caracterizada pela presença predominante de caulinita, e próxima a zona de alteração propilítica caracterizada pela presença de montmorilonita.

À medida que aumenta a distância do conduto as razões: cátions metálicos/ H^+ e cátions metálicos/ K^+ aumentam e surge a ocorrência de montmorilonita na região mais externa da alteração. À medida que a alteração se aproxima ao conduto as razões modificam e o reflexo desse novo equilíbrio é a mudança na composição da montmorilonita e na quantidade de caulinita presente.

Na alteração argílica avançada os minerais que caracterizam essa zona de alteração são: dickita, caulinita, pirofilita, barita, alunita podendo ocorrer sulfetos como: covellita, digenita e enargita além de topázio e turmalina.

Meyer & Hemley (1967) ressalta que em sistema com temperaturas acima de 300 °C a lixiviação de cátions contribui para formação de assembléias que contenham: pirofilita, andaluzita, quartzo, topázio e pirita.

A zona de alteração argílica avançada se forma em razão da lixiviação ácida mais intensa do que na alteração argílica intermediária. Deste modo, a lixiviação dos cátions alcalinos é quase completa e ocorre destruição dos feldspatos e máficos. Essa zona ocorre geralmente em sistemas epitermais onde há concentração alta de

S. Em sistemas pórfiros e na porção interna de veios mineralizados pode-se encontrar esse tipo de alteração localmente.

Aspectos relevantes sobre a cloritização

Uma das características da cloritização é o reequilíbrio químico e a transformação, progressiva neste caso, entre os minerais: biotita e clorita. As reações que resultam nesta transformação dependem diretamente da adição ou perda de água no sistema e condições físico-químicas os quais estão submetidos. As reações de reequilíbrio entre os dois minerais estão presentes em diversas situações geológicas como descreve McNamara (1966) em seu estudo. Exemplo disso são as assembléias que possuem estes minerais em xistos pelíticos no metamorfismo progressivo. As transformações de biotita para clorita em granitóides dependem da atuação da alteração hidrotermal. McNamara (1966) discute estudos que indicam a formação de minerais do tipo de K-feldspato, em escala muito menor, associados à cloritização da biotita a partir da liberação do K^+ da biotita original. Desta forma, reações do tipo: biotita + quartzo + água \rightarrow clorita + ortoclásio são comuns neste tipo de alteração.

A ocorrência da paragênese biotita, clorita e K-feldspato junto com a alteração hidrotermal podem ser compreendidos com a representação esquemática dos campos de estabilidade proposto pelo autor. (Fig. 4). À medida que a temperatura da assembléia 5 cai para a temperatura do ponto 6, a cloritização inicia e o K^+ é liberado para o fluido. Caso o sistema estiver aberto ao K^+ , toda biotita será convertida em clorita no ponto 6. Porém, se o K^+ não for um componente móvel, a razão $(K^+)/(H^+)$ em seguida irá aumentar e uma nova diminuição de temperatura será necessária para a cloritização continuar (ponto 6', por exemplo). Este caso hipotético pode sofrer alterações devido às condições físico-químicas, porém sugere um dos caminhos dos processos de alteração hidrotermal com transformação da biotita para clorita em rochas graníticas.

Segundo Parneix et al., (1985) a transformação da biotita para clorita deve ser considerada uma reação com conservação de volume. Embora provavelmente ocorra uma expansão do volume total dos filossilicatos ferromagnesianos durante o processo. O alumínio presente pode migrar, durante os processos de alteração, ao longo dos minerais numa distância relativamente curta. O fato dos plagioclásios serem alterados durante a cloritização de granitos explica a troca química entre os elementos Al^{+3} e Ca^{+2} com K^+ entre feldspatos e biotita cloritizada. Embora ocorra

essa troca química entre os minerais, o Al^{+3} é considerado imóvel nesse processo em escala de rocha, já que em um balanceamento de carga ao final do processo verifica-se a estabilidade em quantidade desse elemento;

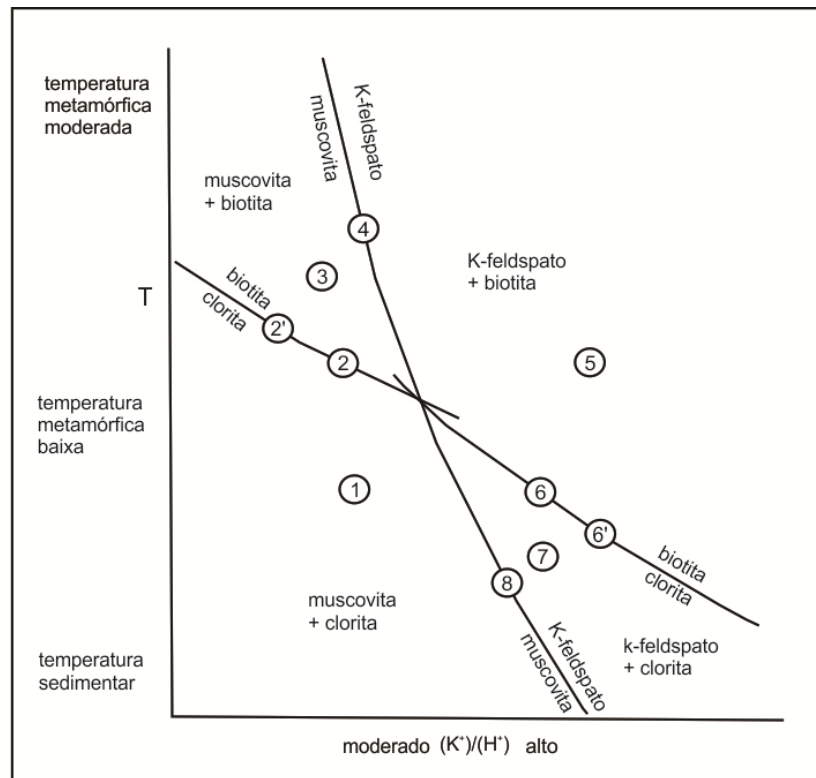


Figura 4. Representação esquemática dos campos de estabilidade relativos as ocorrências das assembleias minerais no sistema biotita-K-feldspato-muscovita-clorita-potássio-água em pressão constante e com excesso de SiO_2 . Modificado de McNamara, 1966.

Revisão breve sobre ocorrência de clorititos

Os clorititos são rochas ricas em clorita que ocorrem como resultado de processos de alteração hidrotermal-metassomática. Essas rochas ocorrem em diversas situações geológicas e na maioria das vezes está ligada a rochas máficas ou félsicas. Associados a zona de alteração, os clorititos indicam, por vezes, a ocorrência de depósitos metalogenéticos. Exemplo disso são os depósitos do tipo VMS. A intensa cloritização em rochas vulcânicas de fundo oceânico tem sido descrita e encontrada em depósitos deste tipo (Iwao, 1970; Schermerhorn, 1978; Zang e Fyfe, 1995; Ruiz et al., 2002). A relação entre as rochas vulcânicas de fundo oceânico e fluidos hidrotermais foi alvo de estudo a partir de assembleias presentes em ofiolitos que indicam essa relação (Humphris e Thompson, 1978; Mottl e Holland, 1978; Miyashiro et al., 1979).

A relação de enriquecimento de clorita geralmente está ligada diretamente a minerais ferromagnesianos e presença de Al_2O_3 . Desta forma, em depósitos sedimentares é possível um enriquecimento deste tipo havendo a presença, por exemplo, de minerais argílicos na rocha protólito. Reações metassomáticas entre fluidos hidrotermais e rochas sedimentares podem favorecer a cloritização e formar, por exemplo, depósitos exalativos (Schermerhorn, 1978, McQueen, 1989).

Em rochas ultramáficas, a formação de clorititos é dependente da composição mineral da rocha. Rochas protólito com minerais de baixo teor de Al_2O_3 dificilmente proporcionará condições favoráveis para a ocorrência de cloritização intensa.

2.4. Metodologia

Para execução do trabalho foram utilizadas distintas técnicas analíticas para melhor observação dos objetivos do trabalho e tiveram essa sequência após a coleta na região de estudo focalizada na pedreira Cel. Linhares.

Dentre as amostras coletadas no local de estudo, uma porção passou por processos de cominuição até o tamanho de 200 mesh para determinação de sua composição através de análise química no laboratório laboratórios Acme Analytical Ltd, Vancouver, Canadá. As amostras foram submetidas a análise pelas técnicas de FUS-ICPES (Fusion Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry), para a determinação da concentração dos elementos maiores, e de FUSICP-MS (Fusion Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry) para a determinação da concentração dos elementos menores e traço. Da outra porção das amostras foram confeccionadas lâminas petrográficas e estas foram analisadas em microscópio petrográfico equipado com câmera digital para identificação da mineralogia e texturas.

Com a finalidade de análise composicional das fases minerais de interesse ao trabalho, utilizou-se a técnica de análise por microsonda eletrônica. Nesta técnica, os dados foram adquiridos através do equipamento de microsonda eletrônica Cameca série SXFive do Laboratório de Microsonda Eletrônica do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CPGq/IGeo/UFRGS). As condições analíticas para aquisição dos dados foram: voltagem de aceleração de 15 keV e corrente de 15 nA com feixe de 10 μ m. Para determinar a mobilidade química entre as rochas foi aplicado o método de isóconas proposto por Grant (1986; 2005) utilizando o software EasyGresGrant (Lopez-Moro, 2012). Para alguns cálculos minerais, o software Calcmin foi utilizado além do software Triplot para construção de diagramas ternários. Para determinação da temperatura de formação da clorita foram utilizados métodos de geotermometria baseado na composição da fase mineral. Os dados e resultados sobre as análises realizadas durante a execução do trabalho estão inseridos no capítulo II no corpo artigo submetido. Dados complementares estão dispostos na seção ANEXOS desta dissertação.

2.5. Referências Bibliográficas

- Almeida, F. F., Hasui, Y., & Brito Neves, B. B. (1976). The upper PreCambrian of South American. *Boletim do Instituto de Geociências, USP, São Paulo 7:* , pp. 45-80.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L., & Van Schmus W.R. e Silva, L. (1996). Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24(5) , 439-442.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W., & Hartmann, L. e. (1997). U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* , 10 (3-4), 263-274.
- Best, M. (1982). Igneous and metamorphic petrology. In: Pirajno.
- Bitencourt, M. F. (1983a). Geologia, petrologia e estrutura dos metamorfitos da região de Caçapava do Sul, RS. *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia* (pp. 37-48). Porto Alegre: SBG.
- Bitencourt, M. F., & Hartmann, L. A. (1984a). Reconhecimento geoquímico dos xistos magnesianos da região do Passo Feio, Caçapava do Sul, RS. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, 6, pp. 2607-2614. Rio de Janeiro, Brasil.
- Bortolotto, O. J. (1988). Metamorfismo termal dos mármore de Caçapava do Sul, RS. *Ciência e Natura* , 10, 25-48.
- Chemale Jr., F. (2000). Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: M. Holz, & L. F. De Ros (Ed.). (pp. 13-52). Porto Alegre: CIGO/Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L. A., & Silva, L. C. (1995). Stratigraphy and tectonism of Brasiliano Cycle in Southern Brazil. (pp. 151-166). Windhoek: Geological Society of Namibia.
- Chemale Jr., F.; Hartmann, L. A.; Silva , L. C.;. (1994). Tectonic evolution of Southern Brazil in the Brasiliano Cycle. In: SBG (Ed.), *Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos*, 38, 1, p. 626. Camboriú.
- Costa, A. F.U.; Fernandes, L. A.D.; Shulowski, W.; Nardi, L. V.S.; Bitencourt, M. F.;. (1995). Teste dos modelos tectônicos e de posicionamento do Complexo Granulítico de Caçapava do Sul, através de estudos de modelagem gravimétrica 3-D. *Revista Brasileira de Geofísica* , 13 (2), 91-101.

Costa, A. (1997). Teste e modelagem geofísica das associações litotêctônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense. *Porto Alegre. 2v., 257p. Tese de Doutorado em Ciências, Instituto de Geociências, UFRGS* .

Fernandes, L., Tommasi, A., & Porcher, C. (1992). Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences* , 5(1), 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 SUI-rio-grandense: Parte I- uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências* , 25(4), 375-384.

Fragoso César, A. R. (1980). O cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. *Congresso Brasileiro de Geologia. 5.*; pp. 2879-2897. Camboriú: Anais, SBG.

Gastal, M. C.P.; Lafon, L. M.; Hartmann, L. A.; Koester, E. (2005). Sm-Nd isotopic compositions as a proxy for magmatic processes during the Neoproterozoic of the Southern Brazilian Shield. *Journal of South American Earth Sciences* (18), 255-276.

Goulart, R. S.; Remus, M. V.D.; Reis, R. S.; (2013). Composição Isotópica de Sr, C e O e geoquímica de ETR das rochas carbonáticas do Bloco São Gabriel, Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências* , 40 (1), 75-97.

Grant, J. A. (2005). Isocon analysis: A brief review of the method and application. *Physics and Chemistry of the Earth* , 30, 997-1004.

Grant, J. A. (1986). The isocon diagram - A simple solution to Gresens' equation for metassomatic alteration. *Economic Geology* , 81 (8), 1976-1982.

Gresens, R. J. (1967). Composition volume relation of metassomatism. *Chemical Geology* , 2 (1), 47-65.

Hartmann, L. A.; Chemale Jr., F.; Philipp, R. P.; (2007). Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: R. Ianuzzi, & J. C. Frantz, *50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul* (pp. 97-123). Porto Alegre: UFRGS-PETROBRAS.

Hartmann, L. A.; Leite, J. A.D.; Silva, L. C.; Remus, M. V.D.; McNaughton, N. J.; Groves, D. I.; Fletcher, I. R.; Santos, J. O.S.; Vasconcellos, M. A.Z.; (2000).

Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences* , 47, 829-844.

Hartmann, L. A.; Tindle, A.; Bitencourt, M. F. (1990). O metamorfismo de fácies anfíbolito no Complexo Passo Feio, RS com base em química dos minerais. *Pesquisas* , 17(12), 62-71.

Hemley, J., & Jones, W. (1964). Chemical aspects of hydrothermal alterations with emphasis on hydrogen metassomatism. *Economic Geology In: Pirajno, F. (1992).* (59), 538-569.

Humphris, S. E.; Thompson, G.;. (1978). Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Acta Geochimica Cosmochimica* , 42, 107-125.

Iwao, S. (1970). Clay and silica deposits of volcanic affinity in Japan. In: T. Watanabe, *Volcanism and ore genesis* (pp. 267-283). University of Tokyo Press.

Jost, H. H. (1984). Província Mantiqueira - Setor meridional. In: F. H. Almeida, *O Pré-Cambriano do Brasil* (pp. 345-367). São Paulo, Brasil: Edgard Blucher.

Jost, H.; Bitencourt, M. F.;. (1980). Estratigrafia e Tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos de Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia* , 4 (7), 27-60.

Leinz, V., Barbosa, A. F., & Teixeira, E. (1941). Mapa Geológico Caçapava-Lavras. *Porto Alegre, Secretaria de Agricultura e Indústria Comercial* , 39p (Bol.90).

Lopez-Moro, F. J. (2012). EASYGRESGRANT - A Microsoft excel spreadsheet to quantify volume changes and to perform mass-balance modeling in metassomatic systems. *Computers & Geosciences* , 39, 191-196.

Machado, N.; Koppe, J. C.; Hartmann, L. A.;. (1990). A late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* , 3(2/3), 87-90.

McNamara, M. J. (1966). Chlorite-Biotite equilibrium reactions in Carbonate Free-System. *Geological Survey of Sweden*, 50 , 405-413.

- McQueen, K. G. (1989). Sediment geochemistry and base metal sulphide mineralisation in the Quidong Area, southern New South Wales, Australia. *Miner. Deposita* , 24, 100-110.
- Meyer, C., & Hemley, J. J. (1967). Wall rock alteration In: Pirajno, F. (1992).
- Miyashiro, A.; Shido, F.; Kanehira, K.;. (1979). Metassomatic chloritization of gabbros in the Mid-Atlantic Ridge near 30°N. *Mar. Geol.* , 33, M47-M52.
- Mottl, M. J.; Holland, H. D.;. (1978). Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt of seawater. *Geochimica Cosmochimica Acta* , 42, 1103-1115.
- Nardi, L. V., & Bitencourt, M. F. (2007). Magmatismo Granítico e Evolução Crustal no Sul do Brasil. In: R. Ianuzzi, & J. C. Frantz, *50 anos de Geologia, Instituto de Geociências. Contribuições* (pp. 127-141). Porto Alegre: CIGO-UFRGS.
- Nardi, L. V.S.; Bitencourt, M. F.;. (1989). Geologia, Petrologia e Geoquímica do Complexo Granítico de Caçapva do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências* , 19 (2), 153-169.
- Nardi, L. V.S.; Formoso, L. L.; Remus, M. V.D.; Lima, E. F.; Mexias, A. S.;. (1999). Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do Sul. In: R. Ianuzzi, & J. C. Frantz, *50 anos de Geologia, Instituto de Geociências. Contribuições* (Porto Alegre ed., pp. 59-77). Comunicação e Identidade, CIGO. IG-UFRGS.
- Parneix, J. C., Beaufort, D., Dudoignon, P., & Meunier, A. (1985). Biotite chloritization process in hydrothermally altered granites. *Chemical Geology* , 51, 89-101.
- Philipp, R. P.; Hartmann, L. A.; Chemale Jr., F.;. (2009). Significado Geotectônico das unidades Paleoproterozóicas do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Simpósio 45 anos de Geocronologia do Brasil, USP, Instituto de Geociências, Boletim de Resumos Expandidos*, (pp. 283-285).
- Philipp, R. P.; Machado, R.; Chemale Jr., F.;. (2007). A Geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e Implicações para o crescimento continental na porção sul do Brasil. In: R. Ianuzzi, & J. C. Frantz, *50 anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições* (Porto Alegre ed., Vol. 1, pp. 59-77). Comunicação e Identidade, CIGO. IG-UFRGS.

Phillipp, R. P.; Machado, R.; (2005). The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* , 19, 461-478.

Pirajno, F. (1992). *Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration Geologist*. Berlin: Springer-Verlag.

Remus, M.V.D.; Dani, N.; Gazzoni, C.P. ; Hoerlle, G.S.; Reis, R.S. 2011. Minério de Cu (Au) de alto teor em zonas de alteração clorítica em escarnitos magnesianos de Caçapava do Sul, RS. In: 13° Congresso Brasileiro de Geoquímica, Outubro , 2011, Gramado, RS. Anais, CD-ROM: CGQ07_T16.

Remus, M. V. D.; Hartmann, L. A.; Ribeiro, M.; (1991). Nota sobre a geologia dos metamorfitos de pressão intermediária e granitóides associados da região de Pinheiro Machado/RS. *Acta Geológica Leopoldensia* , XIV (34), 175-190.

Remus, M. V., McNaughton, N. J., Hartmann, L. A., & Groves, D. I. (1996). SHRIMP U/Pb zircon dating at 2448 Ma of the oldest igneous rock in Southern Brazil: Identification of the westernmost border of the Dom Feliciano Belt. In: *In: Symposium on Archaean Terranes of the South American Platform (Brasília-DF): Extended Abstracts* (pp. 67-70).

Remus, M. V.D.; Hartmann, L. A.; McNaughton, N. J.; Groves, D. I.; Fletcher, I. R.;. (2000a). The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* , 13, 191-216.

Remus, M. V.D.; Hartmann, L. A.; McNaughton, N. J.; Groves, D. I.; Reischl, J. L.;. (2000b). A distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gondwana Research* , 3 (2), 155-174.

Remus, M. V.D.; McNaughton, N. J.; Hartmann, L. A.; Koppe, J. C.; Fletcher, I. R.; Groves, D. I.; Pinto, V. M.;. (1999). Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of the southern Brazil: Isotopic constraints on time and sources. *Journal of South American Earth Sciences* , 12 (4/5), 349-366.

Ribeiro, M., & Carraro, C. C. (1971). *Geotectonic Map of the Caçapava do Sul region - RS, Brasil*. Porto Alegre: UFRGS/Instituto de Geociências.

Ribeiro, M.; Bocchi, P. R.; Figueiredo Filho, P. M.; Tessari, R. I.; (1966). *Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, RS, Brasil*. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DPM-DNPM 127, 1-232.

Rose, A. W., & Burt, D. M. (1979). Hydrothermal alteration. In: Pirajno, F. (1992).

Ruiz, C., Arribas, A., & Arribas Jr., A. (2002). Mineralogy and Geochemistry of the Masaverde blind massive sulphide deposit, Iberian pyrite belt (Spain). *Ore Geology Review* , 19, 1-22.

Saalmann, K.; Remus, M. V.D.; Hartmann, L. A.; (2006). Tectonic Evolution of the Neoproterozoic juvenile São Gabriel belt, southern Brazil- Constrains on Brasiliano orogenic evolution of the La Plata cratonic margin. *Journal of South American Earth Sciences* , 21, 204-227.

Sartori, P. L.P.; Kawashita, K. (1985). Petrologia e geocronologia do Batólito Granítico de Caçapava do Sul-Rs. In: *Atas do II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia* (pp. 102-115). Florianópolis, Brasil.

Schermerhorn, L. J. (1978). Epigenetic magnesium metasomatism or syngenetic chloritite metamorphism at Falun and Orijarvi. *Trans. Inst. Min. Metall* , 87, B162-B167.

Skinner, B. (1979). The many origins of hydrothermal mineral deposits. In: Pirajno, F. (1992).

Soliani Jr., E. (1986). *Os Dados Geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e Suas Implicações de Ordem Geotectônica*. Sao Paulo, Brasil 239p: (Tese de Doutorado) Universidade de São Paulo.

Tommasi, A.; Vauchez, A.; Fernandes, L. A.D.; Porcher, C. C.; (1994). Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of the southern Brazil. *Tectonics* , 13, 421-437.

White, D. (1974). Diverse origin of hydrothermal ore fluids. *Economic Geology In: Pirajno, F. (1992)*. (69), 954-973.

Zang, W.; Fyfe, W. S.; (1995). Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás. Brazil. *Minera. Deposita* , 30, 30-38.

3. CAPÍTULO II – ARTIGO GEOLOGIA USP – SÉRIE CIENTÍFICA



Rafael dos Reis <sdosreis.rafael@gmail.com>

[GEOUSP] Agradecimento pela submissão

1 mensagem

Daniel Machado <publigc@usp.br>
Para: Rafael Souza dos Reis <sdosreis.rafael@gmail.com>

19 de setembro de 2016 15:01

Rafael Souza dos Reis,

Agradecemos a submissão do trabalho "Alteração clorítica no flanco leste do Granito Caçapava, RS: evolução do metassomatismo e sulfetos de CuFe associados" para a revista Geologia USP. Série Científica. Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:
<http://www.revistas.usp.br/guspsc/author/submission/121013>
Login: rafaelsouzadosreis

Em caso de dúvidas, entre em contato via email.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Daniel Machado
Geologia USP. Série Científica

Geologia USP. Série Científica
<http://200.144.183.67/ojs/index.php/guspsc>

CAPA SOBRE PÁGINA DO USUÁRIO PESQUISA ATUAL ANTERIORES NOTÍCIAS
SUBMISSÕES ONLINE

Capa > Usuário > Autor > Submissões > #121013 > **Resumo**

#121013 Sinopse

RESUMO AVALIAÇÃO EDIÇÃO

Submissão

Autores	Rafael Souza dos Reis, Marcus Vinicius Dorneles Remus, Norberto Dani, Henrique Anzolin	
Título	Alteração clorítica no flanco leste do Granito Caçapava, RS: evolução do metassomatismo e sulfetos de Cu-Fe associados	
Documento original	121013-225136-1-SM.DOCX	2016-09-19
Docs. sup.	Nenhum(a)	INCLUIR DOCUMENTO SUPLEMENTAR
Submetido por	Sr. Rafael Souza dos Reis	
Data de submissão	September 19, 2016 - 03:01 PM	
Seção	Artigos	
Editor	Nenhum(a) designado(a)	

Alteração clorítica no flanco leste do Granito Caçapava, RS: evolução do metassomatismo e sulfetos de Cu-Fe associados

Chloritic alteration in the east flank of the Caçapava Granite, RS: metasomatic evolution and associated Cu-Fe sulfides

Halos de alteração clorítica no Granito Caçapava, RS

¹Rafael Souza dos Reis – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

²Marcus Vinicius Dornelles Remus - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

³Norberto Dani - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

⁴Henrique De Maman Anzolin - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

¹Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul- UFRGS, Avenida Bento Gonçalves 9500, Cx.P.15001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil, Tel: (51) – 9689 4011

(¹sdosreis.rafael@gmail.com; ²marcus.remus@ufrgs.br; ³norberto.dani@ufrgs.br
⁴henriqueanzolin@hotmail.com)

Numero de palavras: 8706

Total de figuras: 10

Total de tabelas: 8

RESUMO

Este trabalho investiga a origem e evolução de clorititos, rochas portadoras de clorita e/ou sulfetos, associados a sills e apófises do Granito Caçapava que intrudem nos mármore dolomíticos da Formação Passo Feio, Terreno São Gabriel do Escudo Sul-Riograndense. A interação dos fluídos graníticos com os mármore gera associações minerais de alta e baixa temperatura. Os halos de alteração de baixa temperatura nos granitóides são constituídos predominantemente por clorita seguida de albita, titanita, sulfetos e raro rutilo. Clorita, calcita, e eventualmente serpentina, talco e sulfetos constituem a alteração de baixa temperatura nos mármore encaixantes. Os halos de alteração distribuem-se em domínios ao longo da matriz dos granitóides, bem como em stock-works ou em brechas hidrotermais e fraturas contendo calcopirita e pirita. Identificam-se processos importantes de alteração hidrotermal-metassomática, notadamente cloritização e albitização no protólito granitóide. A alteração é progressiva nas apófises granitóides com modificações desde incipiente até rochas compostas majoritariamente por cloritas culminando com a geração de clorititos. A nucleação e crescimento da clorita ocorre a partir da substituição da biotita e do plagioclásio ou deposita em espaços vazios na rocha carbonática encaixante. O balanço de massa pelo método da isócona indica que o processo de cloritização evoluiu através do enriquecimento de MgO e FeO e empobrecimento em SiO₂, K₂O e Na₂O dos protólitos granitóides. Os padrões de abundância e distribuição de ETR indica correlação direta das rochas portadoras de clorita e dos clorititos com fácies pertencentes ao Complexo Granítico de Caçapava do Sul. Geotermometria a partir da composição da clorita indica temperatura média entre 280° a 300° C para formação das cloritas.

Palavras chaves: Clorititos; Alteração hidrotermal; Metassomatismo.

ABSTRACT

This work investigates the origin and evolution of chloritites and chlorite bearing rocks and Cu-Fe sulfides, associated with sill and apophysis of the Granite Caçapava, which intrude in the dolomitic marbles of the Passo Feio formation, Terrane São Gabriel of the Sul-Riograndense Shield. The interaction of the granite fluids with the marbles generates high- and low-temperature mineral associations. The low-temperature alteration halos on the granitoid are mainly constituted of chlorite followed by albite titanite, sulfide and rare rutile. Chlorite, calcite and, eventually, serpentine, talc and sulfites constitute the low-temperature alteration in the country-rock marbles. The alteration halos are distributed in domains along the granitoid matrix as well as in stock-works or in hydrothermally brecciated and its related fractures with chalcopyrite and pyrite. Important hydrothermal–metasomatic alteration processes have been identified, notably, chloritization and albitization in the granitoid protolite. The alteration is progressive in the granitoid apophyses, with modifications since incipient to the rocks mainly constituted of chlorites, culminating in the generation of chloritites. The nucleation and growth of chlorite develops from the substitution of biotite and of plagioclase, or deposits it in empty spaces of carbonatic country-rocks. The mass balance by the isocon method indicates that the chloritization process developed through the enrichment of MgO and FeO and depletion in SiO₂, K₂O and Na₂O in the prototype granitoids. The abundance pattern and distribution of REE belonging to Complex Granitic Caçapava do Sul. Geothermometry of chlorite composition indicates an average temperature between 280-300°C for the chlorite formation.

Keywords: Chloritites; Hydrothermal Alteration; Metasomatism

1.INTRODUÇÃO

A área de estudo esta localizada no flanco leste do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, na região da ocorrência Coronel Linhares, onde apófises do Granito Caçapava intrudem as rochas carbonáticas da Formação Passo Feio (Neoproterozóico) e produzem novas assembleias mineralógicas de alteração hidrotermal-metassomática. Dessa interação entre as rochas carbonáticas e os fluídos magmáticos formam-se escarnitos magnesianos e outras rochas metassomáticas em que se destacam os clorititos.

Nos mármores pertencentes a Formação Passo Feio, a dolomita é o carbonato predominante e ocorre como grãos subédricos e euédricos com uma textura granoblástica (Ribeiro e Carraro, 1971; Bortolotto, 1988; Remus et al, 2000a; Goulart et al., 2013). Uma paragênese associada aos mármores e alteração clorítica ocorre ao longo dos contatos entre as apófises do corpo intrusivo e os mármores encaixantes. Nesta ocorrência, os minerais: calcita, talco, serpentina, clorita, tremolita e diopsídio estão associados majoritariamente aos sulfetos pirita, calcopirita, pirrotita e molibdenita (Remus et al., 2011). Localmente, os sulfetos também estão associados com clorita em brechas.

O forte metassomatismo magnesiano foi o mecanismo responsável pela transformação progressiva do biotita-granodiorito em rochas cloríticas nas paredes ao longo do contato com os mármores dolomíticos (Remus et al., 2000a). As apófises do Granito Caçapava assimilariam o magnésio das rochas encaixantes em condições de hidrotermalismo favorecendo a formação da clorita.

Na busca de uma melhor compreensão sobre o processo de interação metassomática, nesse trabalho é apresentado um estudo analítico geoquímico. Para tal a indispensável investigação entre as apófises graníticas, como produto inicial, e as rochas cloritíticas como produto final desse processo, é apresentada. Somado a esse estudo, nesse trabalho caracteriza-se petrograficamente as rochas e são aplicados métodos empíricos de geotermometria. Visando a melhor compreensão da interação metassomática entre as apófises ígneas e as rochas encaixantes, os dados petrográficos e químicos são apresentados no sentido de reforçar a interpretação e a proposição das principais condições físico-químicas dos processos responsáveis pela deposição da clorita e da mineralização Cu-Au associada.

1.1.Breve revisão sobre o tema

Clorititos são rochas formadas essencialmente por clorita e são considerados por diversos autores como o produto resultante de um intenso processo hidrotermal. Predominantemente são encontrados associados a alguma zona de alteração, ligados a depósitos exalativos (Schermerhorn, 1978; Miyashiro et al., 1979; McLeod e Stanton, 1984) ou a depósitos metalogenéticos do tipo VMS (Zang e Fyfe, 1995; Ruiz et al., 2002, entre outros). Por vezes, são encontrados como alteração de rochas ultramáficas, como em ofiolitos (Humphris e Thompson, 1978; Mottl e Holland, 1978; Schiffman e Staudigel, 1995) Em outros casos, a presença de clorita é adjacente a depósitos metalogenéticos (tipo Cu-Pórfiro, por exemplo) tornando-se indicador de mineralização por caracterizar a presença da alteração hidrotermal. A alteração hidrotermal é resultado da circulação de fluidos quentes, de forma pervasiva, em condições físico-química variáveis nas rochas. As reações de reequilíbrio químico provocam mudanças tanto nas rochas como no próprio fluido e as transformações resultantes podem ser classificadas, geralmente, em função da intensidade de metassomatismo e de reações de troca de bases. A classificação para cada tipo de alteração hidrotermal está ligada diretamente a atividade de álcalis e de H^+ no sistema. Dentre os principais tipos de alteração estão: potássica, propilítica, fílica e argílica (Pirajno, 1992). No presente estudo, evidências indicam a presença da alteração do tipo propilítica no local. A alteração propilítica

caracteriza-se pela adição de H₂O, CO₂ e localmente S no sistema. Apresenta assembleia mineral com presença de clorita, albita e epidoto, além de carbonatos, K-feldspato, pirita e sericita subordinada (Pirajno, 1992). Neste tipo de alteração, a paragênese é formada essencialmente devido a composição química da rocha, enquanto que as alterações hidrotermais de maior intensidade como cloritização e albitização são resultados da ação preponderante dos fluidos (Reed, 1997).

1.2. Geologia regional

A área de estudo localiza-se no Bloco São Gabriel (BSG) que pertence ao Escudo Sul Rio-Grandense (ESRG). O ESRG, situa-se na porção sul da Província Mantiqueira (Almeida et al, 1976) sendo definido como produto de dois ciclos orogênicos conhecidos como: Transamazônico (2,26-2,0 Ga) e Brasileiro (900-535 Ma). O ESRG (Fig.1) possui quatro porções denominadas Taquarembó, São Gabriel, Tijucas e Batólito Pelotas. As divisões do ESRG são encontradas em distintas publicações descritas como: Domínio, Bloco ou Terreno para as porções Taquarembó e São Gabriel, e Cinturão ou Terreno para a porção Tijucas (Chemale Jr., 2000; Hartmann et al, 2007).

O Bloco São Gabriel (BSG) registra um evento orogênico (Jost e Hartmann, 1984) que pertence juntamente com o evento Dom Feliciano ao ciclo Brasileiro. O evento São Gabriel apresenta idades entre 860 e 680 Ma, enquanto que o evento Dom Feliciano registra idades entre 650 e 535 Ma (Chemale Jr. et al., 1994; Babinski et al., 1996,1997; Hartmann et al., 2000,2007; Chemale Jr., 2000). Alvo deste estudo, a Formação Passo Feio é a mais significativa e foi formada neste contexto.

1.2.1. Formação Passo Feio

A Formação Passo Feio é uma sequencia metamórfica vulcano-sedimentar dentro da fácies anfíbolito inferior principalmente e constituída por ardósias, filitos, xistos pelíticos e magnesianos, mármore, quartzitos, metaconglomerados, rochas cálcio-silicatadas, anfíbolitos e subordinadamente metabasaltos. O metamorfismo regional que afeta a associação litológica varia entre a zona da clorita da fácies xisto verde a zona da estauroлита da fácies anfíbolito (Ribeiro et al., 1966, Bitencourt, 1983, Hartmann et al, 1990). Datações K/Ar realizadas por Soliani (1986) indicam idades entre 556 e 666 Ma. Localmente na porção sudeste, gnaisses e anfíbolitos sugerem a presença do embasamento Paleoproterozóico (Remus et al, 1996) que sofreram um evento de deformação de baixo ângulo que afetou toda a unidade. Ocorrências de cobre são controladas pela direção NE do Sistema de Falhas Irapuá ou estão associados a fraturas extensionais transversais na direção NW. De forma restrita, os efeitos termais da intrusão do Granito Caçapava ocorrem na Formação Passo Feio, localizados principalmente ao longo dos contatos com suas apófises.

1.2.2. Complexo Granítico de Caçapava do Sul

O Complexo Granítico de Caçapava do Sul ou Granito Caçapava é um batólito com forma assimétrica e estrutura alongada na direção N-S. Possui relação sub-horizontal com as encaixantes no lado leste e na porção central, porém com mergulhos que variam entre 40-70° para NW na porção oeste do corpo (Ribeiro et al., 1966; Bitencourt, 1983; Sartori e Kawashita, 1985; Nardi e Bitencourt, 1989). O Granito Caçapava é constituído principalmente por três fácies: os Biotita-granitóides, os Leucogranitóides e os Granitóides transicionais. Dentre a diversidade de rochas inseridas no Granito Caçapava ocorrem: leucogranitos, monzogranitos e granodioritos, com tonalitos e quartzo-dioritos subordinados. A biotita é o principal mineral máfico enquanto que a hornblenda, alanita e granada são subordinados. Estudos geoquímicos

indicam afinidade cálcico-alcalina e composição predominantemente metaluminosa e peraluminosa em rochas mais diferenciadas (Nardi e Bitencourt, 1989).

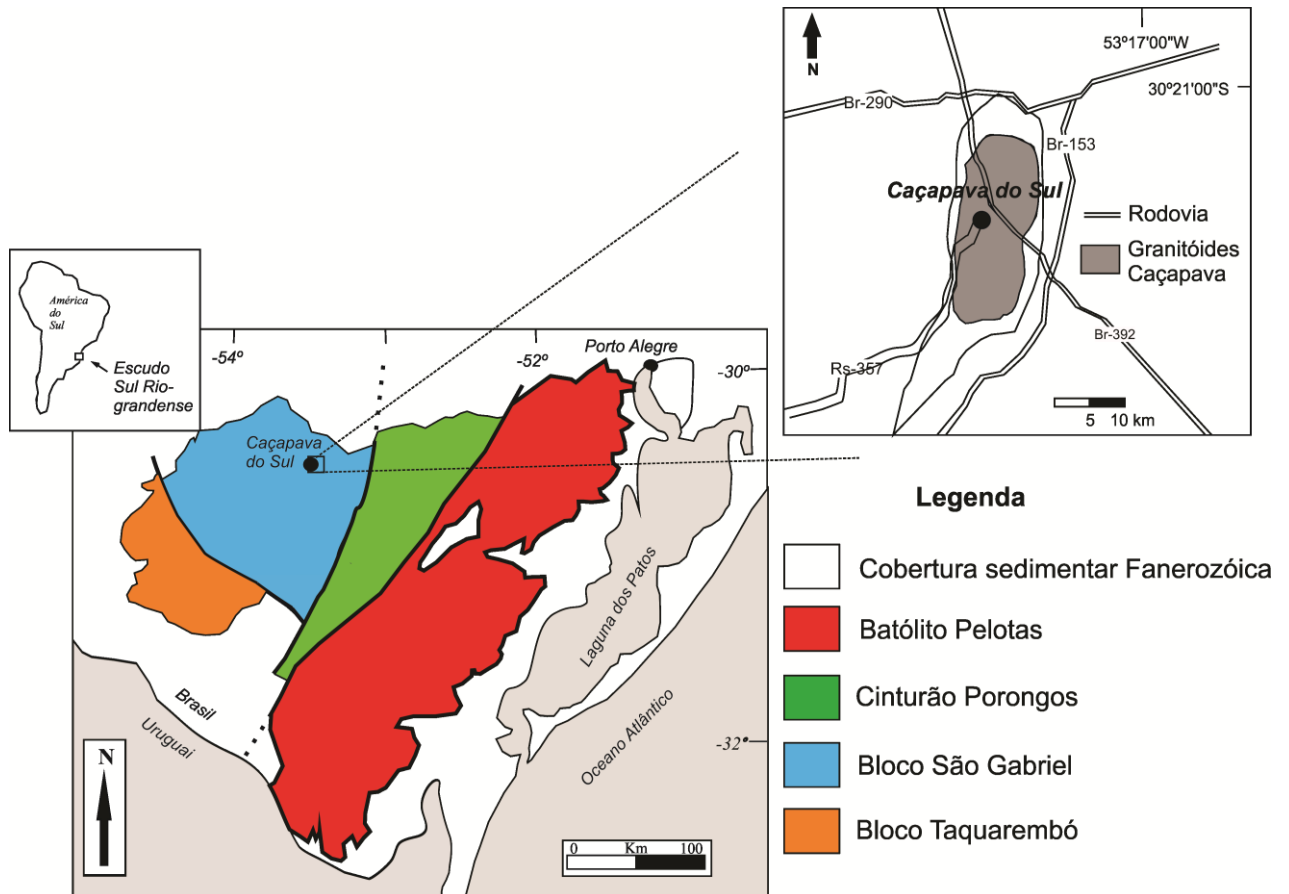


Figura 1. Mapa com a compartimentação geotectônica do Escudo Sul Rio-Grandense (modificado de Remus et al, 2000b).

O Granito Caçapava foi derivado de processos de fusão da crosta sendo síncrono com o evento de deformação D2 da área (Bitencourt, 1983; Nardi e Bitencourt, 1989; Costa et al., 1995, Remus et al, 2000a). Na borda leste e sudeste do corpo, ocorrem intrusões sub-horizontais nos mármore pertencentes à Formação Passo Feio (Fig. 2A). Uma feição importante, sobreposta ao batólito é a foliação de baixo ângulo relacionada provavelmente com a zona de cisalhamento transcorrente que afetou o Granito Caçapava.

1.3. Geologia da área de estudo

O metassomatismo que ocorre devido a interação entre as apófises do Granito Caçapava que intrudem os mármore da Formação Passo Feio (Fig. 2B) gera, na porção sul da área da ocorrência Coronel Linhares, duas associações mineralógicas restritas e distintas por suas características estruturais e de temperatura. Uma fase de mais alta temperatura caracterizada por apresentar estruturas dúcteis e paragênese mineralógica constituída majoritariamente por olivina, diopsídio, tremolita e os sulfetos pirrotita e molibdenita. Outra fase, de mais baixa temperatura é caracterizada pela paragênese mineralógica talco, calcita, serpentina e clorita juntamente com os sulfetos pirita e calcopirita. Nas porções leste e norte da área de estudo (Fig. 2A), verificam-se estágios evolutivos das apófises graníticas para as

rochas cloritíticas. As intrusões apresentam foliação sub-horizontal concordantes com a estrutura das rochas carbonáticas encaixantes.

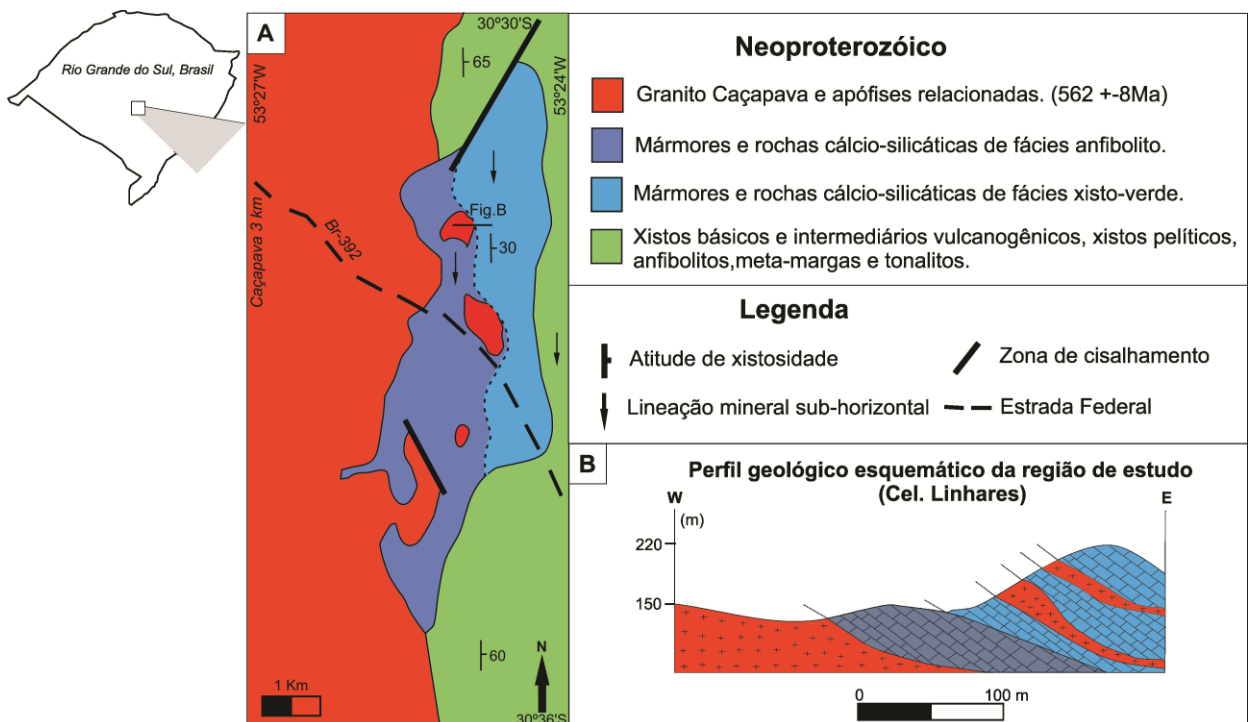


Figura 2. Mapa geológico da área de estudo com apófises ígneas intrudindo nos mármores dolomíticos encaixantes no flanco leste do corpo granítico. (A) Mapa simplificado da geologia regional do local de estudo (Modificado de Bortolotto, 1988). (B) Perfil geológico esquemático referente a área de estudo

2. METODOLOGIA

Para execução desse trabalho foram utilizadas distintas técnicas analíticas tais como: petrografia, análise química de rocha total e de minerais individuais. Na área foram selecionadas sete amostras representativas das fases pré-alteração, intermediária e pós-alteração hidrotermal para determinação da composição por análise química de rocha total (Tab.2) após a cominuição até o tamanho de 200 *mesh*. As análises químicas foram executadas nos laboratórios *Acme Analytical Ltd, Vancouver, Canadá* através de técnicas de FUS-ICPES (Fusion Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry), para a determinação da concentração dos elementos maiores, e de FUSICP-MS (Fusion Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry) para a determinação da concentração dos elementos menores e traço. Lâminas petrográficas foram confeccionadas a partir das amostras e analisadas em microscópio petrográfico equipado com câmera digital para identificação da mineralogia e da textura.

Para análise composicional de biotitas, plagioclásios e cloritas, utilizou-se a técnica de análise por microsonda eletrônica. Os dados foram adquiridos através do equipamento de microsonda eletrônica Cameca SXFive em operação no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CPGq/IGeo/UFRGS), utilizando voltagem de aceleração de 15 keV, corrente de 15 nA e feixe de 10 μ m. Para analisar a mobilidade química dos elementos foi utilizado o método de isóconas proposto por Grant (1986, 2005) através do software EasyGresGrant (Lopez-Moro, 2012). Para determinação da temperatura

de formação da clorita foram utilizados dois métodos de geotermometria empírica baseado no grau de participação do Al e a vacância a nível octaédrico proposto por Cathelineau (1988) e Kranidiotis & MacLean (1987).

3. RESULTADOS

3.1. Relações de campo e a alteração progressiva das rochas

Na região de estudo, os clorititos são formados progressivamente a partir das reações de interação entre as apófises e as rochas encaixantes (Fig. 2B). A proporção de alteração no protólito (granitóides) aumenta em direção ao norte da área de estudo sendo macroscopicamente perceptível através de alterações na coloração da rocha. A interação com os mármore dolomíticos é evidenciada pela paragênese calco-silicatada identificada nos contatos (Fig. 3A). Nas apófises a estrutura reológica predominante é a foliação concordante com as rochas encaixantes, que é melhor observada com o aumento progressivo da alteração e a formação de uma nova associação mineralógica. As fraturas presentes possuem alto mergulho e direção com distribuição randômica. Os granitóides estudados possuem a coloração avermelhada (Fig. 3B) e índice M' variável (8-15). A progressiva alteração modifica a coloração da rocha sendo o processo evidenciado pelo aumento da presença de minerais máficos (Fig. 3B). Com o aumento da alteração, a rocha original vai sendo modificada e ocorre a conseqüente formação dos clorititos (Fig. 3C). A presença de sulfetos de Cu(Au) está associado aos clorititos (Fig. 3D).

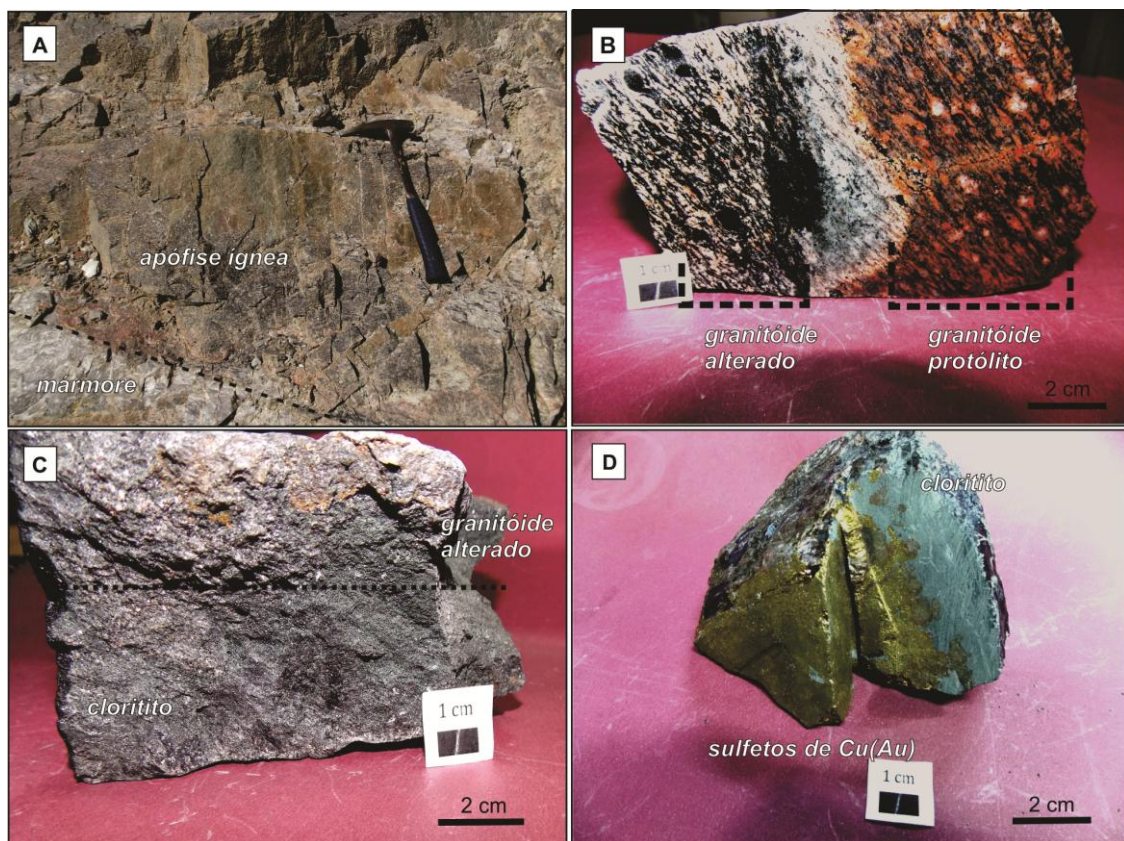


Figura 3. Imagens da relação de campo local e amostras coletadas para o estudo. (A) Apófise ígnea em contato com o mármore encaixante. (B) Granitóide protólito alterando para rochas portadora de clorita. (C) Granitóide portador de clorita progressivamente alterando para clorititos. (D) Hidrotermalito composto por cloritito associado a sulfetos de Cu (Au).

3.2. Petrografia

Os granitóides estudados apresentam majoritariamente granulometria média e localmente incipiente foliação e/ou lineação marcada pela orientação dos minerais de biotita. Ocorrem isoladamente minerais de K-feldspato com granulometria grossa, provavelmente resultante de estágios tardios de cristalização. A biotita é o mineral máfico abundante e apresenta pleocroísmo que varia de tons de amarelo-escuro a marrom-castanho. Dentre os acessórios, o zircão é o mineral encontrado mais facilmente seguido de esfeno e algum epidoto. Os clorititos estudados, de forma geral, apresentam granulometria fina a média e foliação marcada pela orientação da clorita que, juntamente com a albita (subordinada), são os minerais de alteração predominantes na rocha. A clorita apresenta pleocroísmo em tons de verde claro a escuro em luz natural enquanto que em luz polarizada, é encontrado com tons de cinza e azul berlim. A cloritização das rochas é evidenciada inicialmente pela substituição da biotita (Fig. 4a). Com a progressiva alteração, formam-se agregados de clorita (Fig. 4b). Os hábitos comuns da clorita são o lamelar e o radial (Fig. 4c). Este último, por vezes, apresenta coloração em tons de azul. A albitização (Fig. 4d) associa-se aos feldspatos. O quartzo hidrotermal é encontrado localmente, como sub-grãos com extinção ondulante e recristalização em hábito hexagonal, contendo frequentemente uma coroa que cresce radialmente sobre núcleos do próprio quartzo (Fig. 4e). Minerais acessórios como titanita, rutilo, carbonato e zircão são encontrados de forma esparsa e associados a paragênese mineral pré e pós-alteração (Fig. 4f). Os sulfetos predominantes são a pirita e a calcopirita, frequentemente de forma maciça e associados dominantemente aos clorititos. Hematita é rara e ocorre substituindo minerais opacos. A Tabela 1 apresenta os resultados das observações petrográficas em relação a ordem cronológica de formação da paragênese mineral nos estágios de alteração.

Tabela 1. Sequência da paragênese mineral simplificada para a associação encontrada nos estágios da alteração hidrotermal presente nas rochas estudadas.

Mineral	Pré-alteração	Estágio Inicial	Estágio Intermediário	Estágio Final
Quartzo	—————		—————	
Carbonato				-----
K-Feldspato	—————			
Biotita	—————			
Plagioclásio	—————			
Clorita		—————	—————	—————
Albita		—————	—————	—————
Titanita	-----	-----		
Rutilo		-----	-----	
Epidoto	-----	-----		
Pirita			—————	—————
Calcopirita			—————	—————
Hematita				-----

Abundante
 Comum
 Raro

3.3. Geoquímica

Para análise química de rocha total, foram selecionadas sete amostras representativas dos estágios inicial e final do processo de alteração, como observado na petrografia. Do conjunto analisado (Tab.2), quatro (SL1, GR1-A, GR1-B, GR2) representam o protólito (granitoide) e três representam os clorititos (CL1, CL2 e CL3). A composição química dos granitóides analisados (Tab. 2) apresenta variação composicional (Fig. 5a) e estão dentro do

campos das rochas peraluminosas (Fig. 5b), típica do Granito Caçapava mais diferenciado. A composição química dos clorititos (Tab. 2) apresenta elevado MgO e baixa quantidade de SiO₂, caracterizando uma rocha básica. Os Diagramas de Harker (Fig. 6) mostram a variabilidade composicional entre as rochas protólito e os clorititos. Para um melhor entendimento sobre a alteração da rocha protólito, um estudo sobre a mobilidade química foi adicionado.

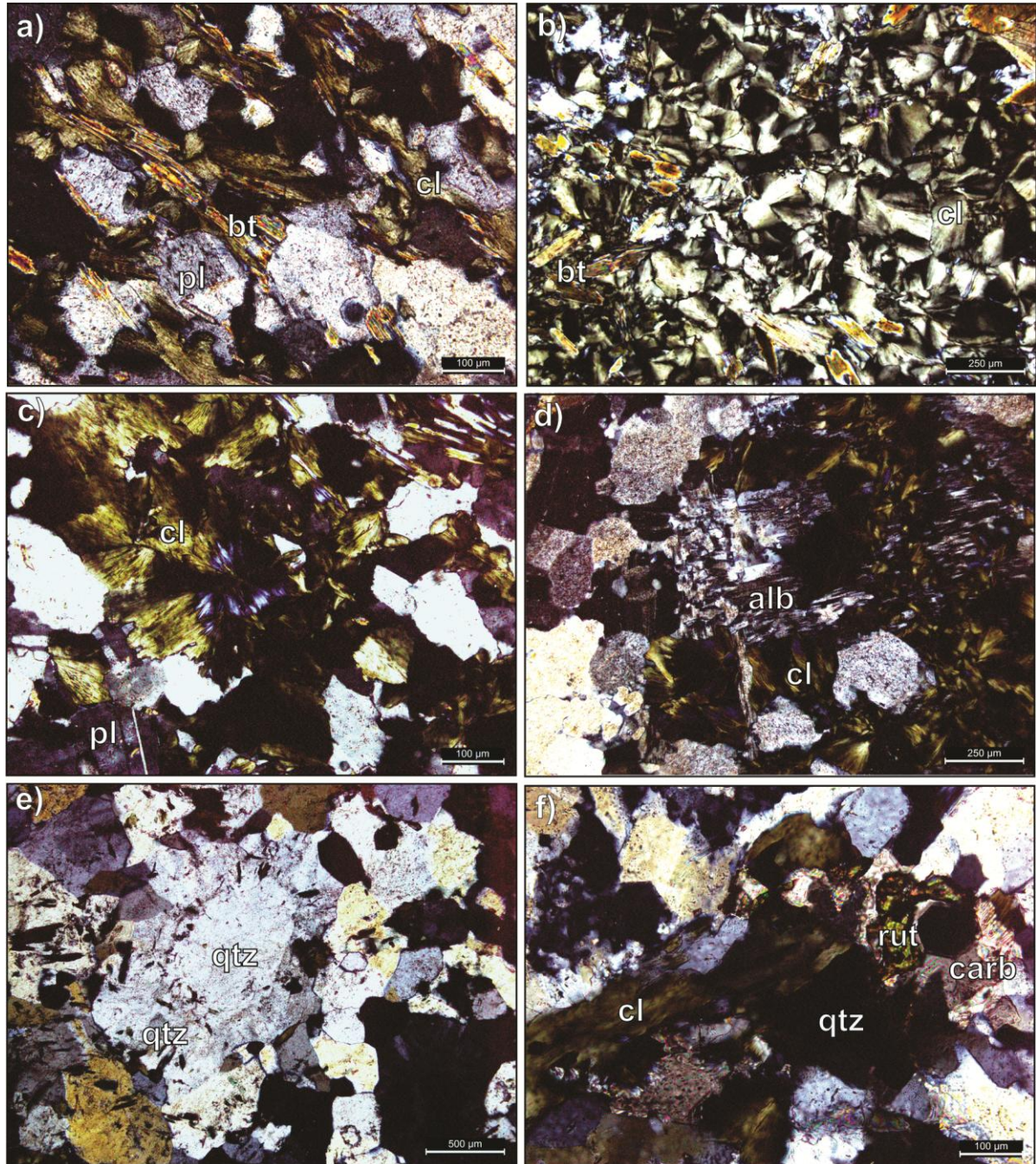


Figura 4. Fotomicrografias envolvendo aspectos petrográficos das rochas estudadas. (pl= Plagioclásio; kf= K-Feldspato; bt=Biotita; cl= Clorita; alb= Albita; tit= Titanita; rut= Rutilo; qtz= Quartzo; carb= Carbonato). (a) Início de alteração da biotita para clorita. (b) Processo de cloritização mais intensa com concentração de cloritas. (c) Hábito fibro-radial da clorita. (d) Processo de albitização em plagioclásio. (e) Presença de quartzo hidrotermal. (f) Paragênese mineral principal resultante da alteração (clorita, albita) adjunto a minerais traços (carbonato, rutilo e quartzo).

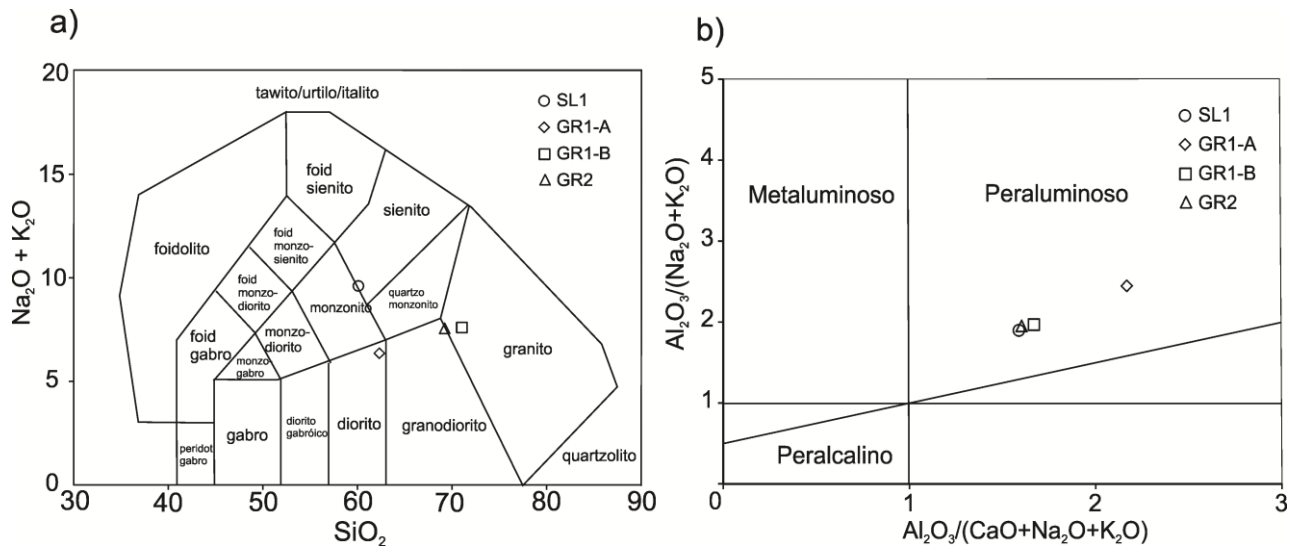


Figura 5. Classificação química dos granitóides analisados. (a) Classificação das rochas ígneas no diagrama de Middlemost, 1994, (b) Diagrama de índice de Saturação de Alumina.

Tabela 2. Composição química das amostras. Concentrações dos elementos maiores (wt%) e dos elementos traços (ppm). (-) = valores abaixo do limite de detecção.

Amostra	SL-1	GR 1-A	GR 1-B	GR2	CL1	CL2	CL3
Wt(%)							
SiO ₂	60.09	62.32	71.04	69.22	34.90	44.73	38.36
TiO ₂	0.58	0.36	0.28	0.40	0.29	1.15	0.32
Al ₂ O ₃	18.23	15.56	14.96	14.75	18.80	17.92	18.36
Fe ₂ O ₃	3.58	5.85	2.16	3.14	17.24	11.59	14.23
MnO	0.04	0.03	0.01	0.03	0.08	0.04	0.06
MgO	3.45	5.36	1.07	1.28	16.84	12.28	16.65
CaO	1.88	0.82	1.37	1.65	0.43	0.60	0.36
Na ₂ O	5.12	5.48	3.86	3.52	1.71	4.25	2.46
K ₂ O	4.49	0.88	3.74	4.04	0.29	0.40	0.27
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.10	0.17	0.15	0.26	0.17
LOI	2.0	3.0	1.1	1.4	8.9	6.4	8.4
Fe ₂ O ₃ *	2.08	1.86	1.78	1.9	1.79	2.65	1.82
FeO*	1.35	3.59	0.34	1.12	13.9	8.04	11.17
Total	99.61	99.80	99.69	99.60	99.63	99.62	99.64
(ppm)							
Ba	1434	195	1657	2252	37	57	39
Co	5.1	4.1	2.9	5.5	6.2	8.4	9.2
Cs	19.4	1.5	1.7	2.9	1.9	1.3	1.7
Ga	23.7	13.2	14.2	15.9	22.3	18.0	21.9
Hf	8.0	4.7	4.6	6.7	7.0	10.1	7.9
Nb	19.9	12.9	10.0	14.8	10.7	16.3	9.2
Ni	8.4	5.7	3.6	4.0	10.8	23.6	11.0
Rb	193.3	31.4	85.9	85.2	13.9	15.5	13.8
Sc	9	4	3	5	4	17	5
Sn	27	2	2	2	3	3	-
Sr	535.8	299.6	519.5	469.3	81.6	128.2	58.7

Tabela 2 - continuação

Amostra	SL-1	GR 1-A	GR 1-B	GR2	CL1	CL2	CL3
Ta	1.4	1.1	0.8	1.3	0.9	0.8	0.6
Th	17.1	8.6	6.3	10.7	10.6	7.6	6.3
U	4.9	1.4	1.5	2.0	1.4	2.2	1.6
V	56	35	23	33	37	122	46
W	1.1	-	-	0.7	-	1.7	0.6
Y	20.6	13.9	10.5	14.9	16.6	47.2	15.9
Zr	284.3	182.6	178.7	257.7	264.8	380.7	321.7

FeO* e Fe₂O₃* calculados pelo método de Jensen, 1976.

3.4. Mobilidade química

O método simplificado de Gresens (1967) adaptado por Grant (1986; 2005) foi aplicado no estudo da mobilidade química entre as rochas na fase pré, durante e posterior a alteração hidrotermal. Esta metodologia permite a comparação direta da mobilidade química entre a rocha alterada e não alterada através da utilização do diagrama das isóconas. Com o programa computacional Easygresgrant (López-Moro, 2012) foi possível a geração dos diagramas de isóconas e a determinação dos ganhos e perdas das variáveis volume, massa e de mobilidade química entre as rochas. Através da análise quantitativa (Tab.3) é avaliado o comportamento dos elementos químicos. Al₂O₃ e TiO₂ são considerados os óxidos imóveis em sistemas hidrotermais. O Hf e o Zr são elementos de alta intensidade de campo e pequeno raio iônico e considerados os elementos mais imóveis em soluções aquosas (Rollison, 1993). Quando um elemento é considerado imóvel e utilizado para definir uma isócona, interpreta-se que houve uma transferência muito pequena de massa ou ainda que a concentração de um componente relativo a outro não muda, formando um par químico. Para este trabalho foi excluído o Al₂O₃ em função de sua mobilidade relativa, sendo assim o TiO₂, Zr e Hf foram considerados como imóveis para a determinação das isóconas. As amostras GR1-B, GR1-A e CL1 foram selecionadas para observação da mobilidade química das fases de pré-alteração, fase intermediária e rocha alterada. Os critérios de seleção das amostras para utilização da técnica foram a relação proximal de campo e o aumento progressivo de alteração, perceptível através de informações químicas e petrográficas, como a presença de clorita. Seguindo os critérios, a amostra GR1-B representa a fase pré-alteração enquanto que a amostra GR1-A a fase intermediária e a amostra CL1 representa a fase alterada. Na análise da mobilidade química entre as fases pré-alteração e intermediária (Fig. 7a e 7b) nota-se um enriquecimento de Fe₂O₃, MgO e Na₂O, o que sugere a caracterização dos processos de cloritização e albitização, visto que, juntamente ocorre um leve empobrecimento de SiO₂, CaO e K₂O. Os outros óxidos podem ser considerados como relativamente imóveis nessa relação. Na mobilidade química entre as fases intermediária e rocha alterada (Fig. 7c e 7d) nota-se um enriquecimento relativo maior de Fe₂O₃ e MgO, porém dentre os óxidos empobrecidos está o Na₂O, juntamente com SiO₂, Al₂O₃, CaO e K₂O. Para uma interpretação direta entre produto inicial e final do processo de alteração é importante a relação entre as amostras GR1-B e CL1 (Fig. 7e e 7f). Nota-se o enriquecimento de Fe₂O₃ e MgO e a diminuição com a alteração dos teores de SiO₂, CaO, K₂O e Na₂O. Dentre os elementos menores pode ser destacado o empobrecimento de Ba, Sr, Rb. O empobrecimento de Na₂O entre a fase intermediária e final e na relação direta entre as etapas inicial e final pode ser explicado pela ausência de albitização ou por uma cloritização relativamente maior do que em outros processos.

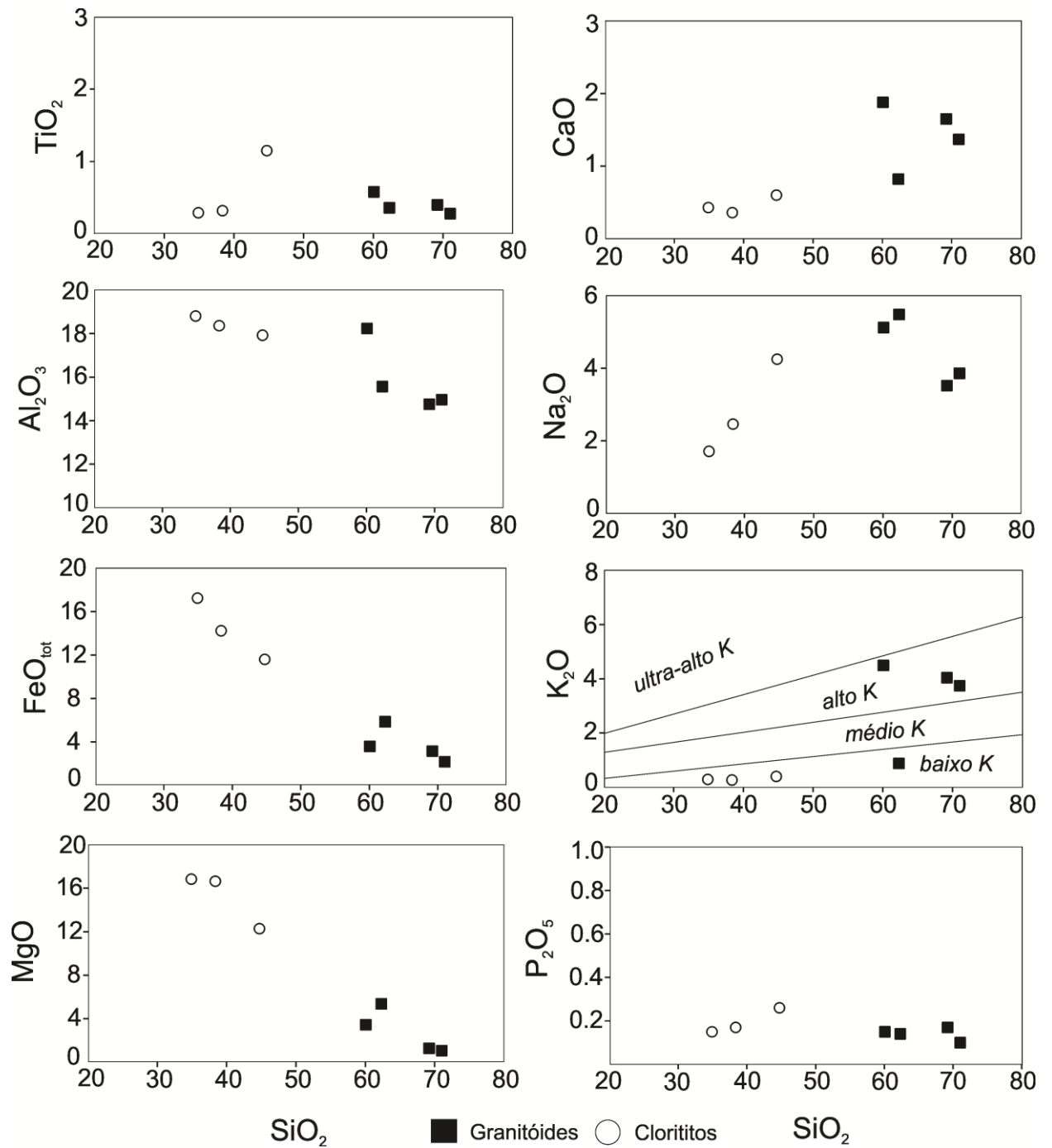


Figura 6. Diagrama de variação composicional do tipo Harker para óxidos das amostras analisadas. FeO_{tot} considerado como ferro total.

Tabela 3. Resultados quantitativos de ganhos e perdas da mobilidade química entre as amostras selecionadas. Relação 1 – GR1-B → GR1-A, Volume (%)= 5.20, Massa(%)= -2.14, Slope= 1.02. Relação 2 – GR1-A → CL1, Volume (%)= -20.05, Massa (%)= -31.04, Slope= 1.45. Relação 3 – GR1-B → CL1, Volume (%)= -15.89, Massa (%)= -32.52, Slope= 1.48.

Comp	GR1B	GR1A	$\Delta C_i/C_i^0$	ΔC_i	GR1A	CL1	$\Delta C_i/C_i^0$	ΔC_i	GR1B	CL1	$\Delta C_i/C_i^0$	ΔC_i
SiO ₂	71.04	62.32	-0.14	-10.05	62.32	34.90	-0.61	-38.25	71.04	34.90	-0.67	-47.5
TiO ₂	0.28	0.36	0.26	0.07	0.36	0.29	-0.44	-0.16	0.28	0.29	-0.30	-0.08
Al ₂ O ₃	14.96	15.56	0.02	0.27	15.56	18.80	-0.17	-2.60	14.96	18.80	-0.15	-2.27
Fe ₂ O ₃	2.16	5.85	1.65	3.57	5.85	17.24	1.03	6.04	2.16	17.24	4.39	9.47
MnO	0.01	0.03	1.94	0.02	0.03	0.08	0.84	0.03	0.01	0.08	4.40	0.04
MgO	1.07	5.36	3.90	4.18	5.36	16.84	1.17	6.25	1.07	16.84	9.62	10.3
CaO	1.37	0.82	-0.41	-0.57	0.82	0.43	-0.64	-0.52	1.37	0.43	-0.79	-1.08
Na ₂ O	3.86	5.48	0.39	1.50	5.48	1.71	-0.78	-4.30	3.86	1.71	-0.70	-2.71
K ₂ O	3.74	0.88	-0.77	-2.88	0.88	0.29	-0.77	-0.68	3.74	0.29	-0.95	-3.54
P ₂ O ₅	0.10	0.14	0.37	0.04	0.14	0.15	-0.26	-0.04	0.10	0.15	0.01	0.00
Ba	1657	195	-0.88	-1466.1	195	37.00	-0.87	-169.49	1657	37.00	-0.98	-1632
Be	3.00	-	-	-	-	-	-	-	3.00	-	-	-
Co	2.90	4.1	0.38	1.11	4.10	6.20	0.04	0.18	2.90	6.20	0.44	1.28
Cs	1.70	150	-0.14	-0.23	150	1.90	-0.13	-0.19	1.70	1.90	-0.25	-0.42
Ga	14.2	13.2	-0.09	-1.28	13.20	22.30	0.16	2.18	14.20	22.30	0.06	0.85
Hf	460	4.7	0.00	0.00	4.70	7.00	0.03	0.13	460	7.00	0.03	0.12
Nb	10.0	12.9	0.26	2.62	12.90	10.70	-0.43	-5.52	10.00	10.70	-0.28	-2.78
Ni	3.60	5.7	0.55	1.98	5.70	10.80	0.31	1.75	3.60	10.80	1.02	3.69
Rb	85.9	31.4	-0.64	-55.17	31.40	13.90	-0.69	-21.82	85.90	13.90	-0.89	-76.5
Sc	3.00	4.0	0.30	0.91	4.00	4.00	-0.31	-1.24	3.00	4.00	-0.10	-0.30
Sn	2.00	2.0	-0.02	-0.04	2.00	3.00	0.03	0.07	2.00	3.00	0.01	0.02
Sr	519.5	299.6	-0.44	-226.3	299.6	81.6	-0.81	-243.33	519.5	81.6	-0.89	-465
Ta	0.80	1.1	0.35	0.28	1.10	0.90	-0.44	-0.48	0.80	0.90	-0.24	-0.19
Th	6.30	8.6	0.34	2.12	8.60	10.60	-0.15	-1.29	6.30	10.60	0.14	0.85
U	1.50	1.4	-0.09	-0.13	1.40	1.40	-0.31	-0.43	1.50	1.40	-0.37	-0.56
V	23.00	35.0	0.49	11.25	35.00	37.00	-0.27	-9.49	23.00	37.00	0.09	1.97
Y	10.5	13.9	0.3	3.10	13.90	16.60	-0.18	-2.45	10.50	16.60	0.07	0.70
Zr	178.7	182.6	0.00	0.00	182.60	264.8	0.00	0.00	178.7	264.8	0.00	0.00

Tabela 4. Composição química das amostras selecionadas. Concentração dos elementos terras raras em ppm.

Amostra	SL-1	GR 1-A	GR 1-B	GR2	CL1	CL2	CL3
La	74.7	73.4	40.1	66.0	70.6	113.7	74.6
Ce	128.0	122.9	65.4	114.4	126.9	219.4	131.7
Pr	12.96	11.85	6.20	10.70	11.83	23.12	12.73
Nd	43.2	37.3	21.4	35.7	38.9	86.4	43.0
Sm	6.92	5.29	2.89	5.21	5.75	14.67	6.59
Eu	1.24	1.30	0.76	1.31	1.37	3.25	1.25
Gd	5.54	3.92	2.35	4.24	4.30	11.70	4.94
Tb	0.69	0.54	0.32	0.53	0.54	1.66	0.60
Dy	3.77	2.365	1.86	2.67	2.68	9.16	3.02
Ho	0.66	0.49	0.36	0.50	0.50	1.69	0.62

Tabela 4 - continuação

Amostra	SL-1	GR 1-A	GR 1-B	GR2	CL1	CL2	CL3
Er	2.0	1.49	0.99	1.36	1.4	4.72	1.52
Tm	0.31	0.21	0.16	0.23	0.22	0.69	0.25
Yb	1.89	1.41	1.22	1.62	1.50	4.96	1.68
Lu	0.32	0.23	0.16	0.26	0.22	0.70	0.25
Total	282.2	263.0	144.2	244.7	266.7	495.8	282.8
(La/Sm)N	5.92	7.61	7.61	6.94	6.73	4.25	6.20
(La/Lu)N	24.05	32.88	25.82	26.15	33.06	16.73	30.74
(Lu/Gd)N	0.423	0.429	0.498	0.449	0.374	0.438	0.370

3.5. Comportamento dos Elementos Terras Raras (ETR)

O comportamento dos ETR durante a alteração hidrotermal demonstra que, em geral, as paragêneses dos minerais acessórios controlam a sua distribuição, mas necessariamente não definem mudanças na curva de padrão de abundância (Bowden e Whitley (1974); Alderton et al. (1980); Baker (1985), Morteani et al. (1986); Cathelineau (1987); Ward et al., 1992). A concentração química das sete amostras analisadas (Tab.4) apresentam valores de ETR entre 144.2 e 495.8 ppm. O \sum ETRL tem valores entre 136.0 e 457.3 ppm, enquanto que \sum ETRP está entre 7.4 e 35.3 ppm. Os valores da razão \sum ETRL/ \sum ETRP está entre 13.0 e 22.9 ppm. Dentre as amostras analisadas, os granitóides possuem um total de ETR entre 144.2 e 282.2 ppm e apresentam fracionamento moderado (Fig. 8a) com tendência a um enriquecimento maior dos ETRL. O padrão das curvas de abundância apresentam similaridade exceto pela amostra GR1-B que apresenta um leve empobrecimento de Sm. As razões de (La/Sm)N tem valores entre 5.9 e 7.6 (Tab. 4). Os ETRP dos granitóides possuem um fraco fracionamento e valores entre 7.4 e 15.2, enquanto que para as razões de (Lu/Gd)N os valores estão entre 0.42 e 0.50. Os valores de (La/Lu)N para essas rochas estão entre 24.09 e 32.88, sendo que a amostra GR1-A apresenta o maior valor. A amostra SL1 apresenta um discreto enriquecimento em Er.

Os clorititos possuem \sum ETR entre 266.7 e 495.8 ppm e uma curva de abundância com padrões similares aos granitóides referidos anteriormente (Fig. 8b). O \sum ETRL dos clorititos variam entre 254.0 e 457.3 ppm, sendo a amostra CL2 a mais enriquecida. O \sum ETRP dos clorititos apresentam valores entre 11.36 e 35.28 ppm (Tab. 4) Os valores da razão (La/Sm)N estão entre 4.2 e 6.7, enquanto que a razão (Lu/Gd)N apresenta valores entre 0.37 e 0.44. Os valores de (La/Lu)N para os clorititos estão entre 16.7 e 33.1. Os clorititos são mais ricos em ETRL o que não se reflete nos ETRP que possui um enriquecimento discreto. Os clorititos analisados apresentam similaridades quando correlacionados aos granitóides de fácies biotita-granitóide e granitóides transicionais (Fig. 8c) classificados por Nardi e Bitencourt (1989). Quando comparados aos granitóides da área (Fig. 8d) nota-se um enriquecimento da amostra CL2 já mencionado. O comportamento do espectro dos ETR relacionado ao tipo de alteração hidrotermal e suas mudanças é sugerido por Taylor e Fryer (1980, 1982, 1983). Dentre suas definições, encontra-se similaridade no espectro dos clorititos estudados com a alteração hidrotermal do tipo propilítica. Os espectros de ETR ligados à alteração propilítica sugeridos pelos autores ainda contém variações de ETRP similares as encontradas na amostra CL2, apresentando o mesmo enriquecimento seletivo de Er e Yb.

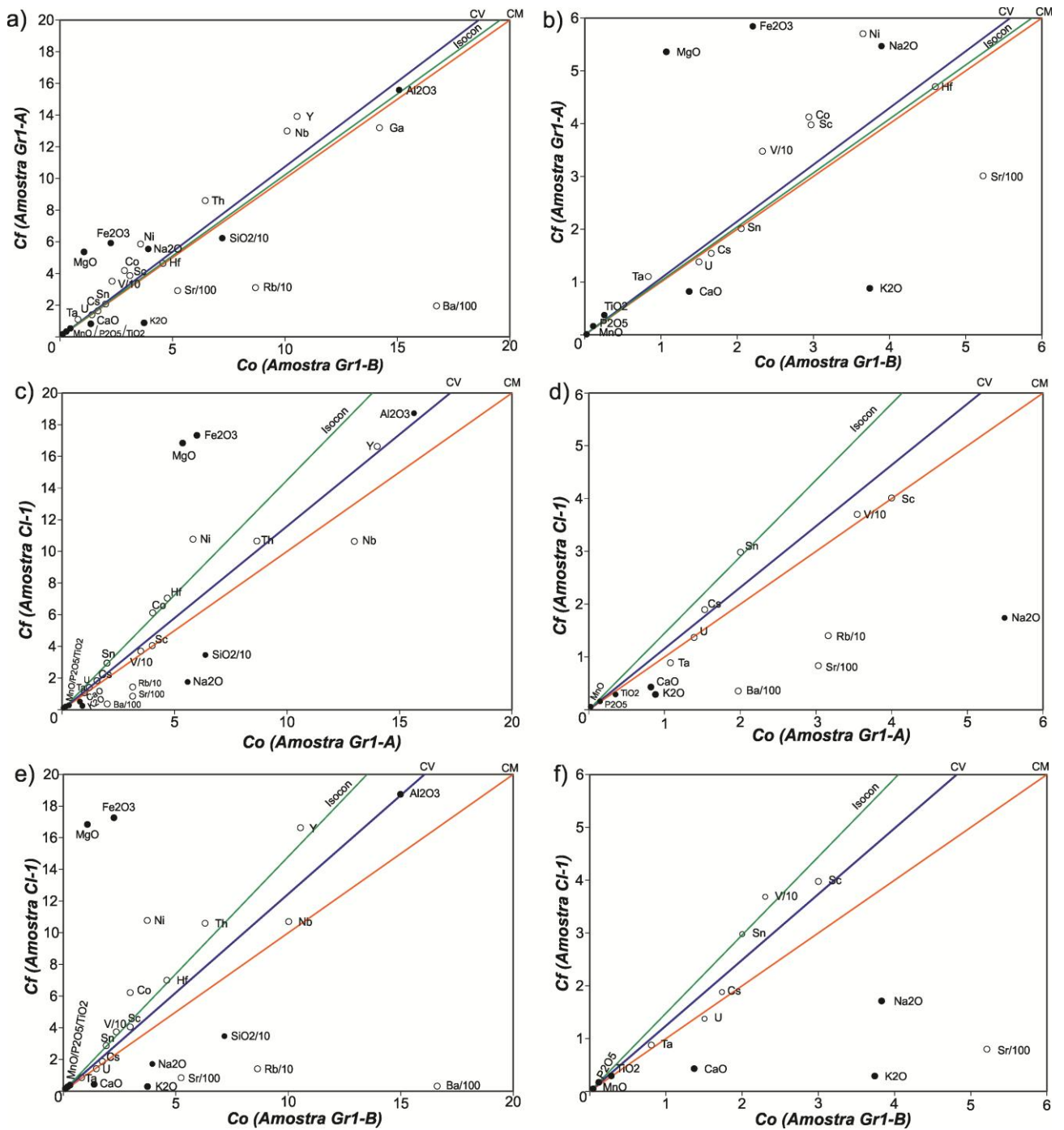


Figura 7. Diagramas de isóconas apresentando as mobilidades químicas entre as fases pré-alteração, intermediária e rocha alterada. Eixo (x)= rocha não alterada; Eixo (y)= rocha alterada. CV= Isócona de volume constante; CM= Isócona de massa constante; Isocon= Isócona da mobilidade química. TIO2, Hf e Zr escolhidos como imóveis. Fe₂O₃ considerado como ferro total ● Óxidos ○ Elementos traço

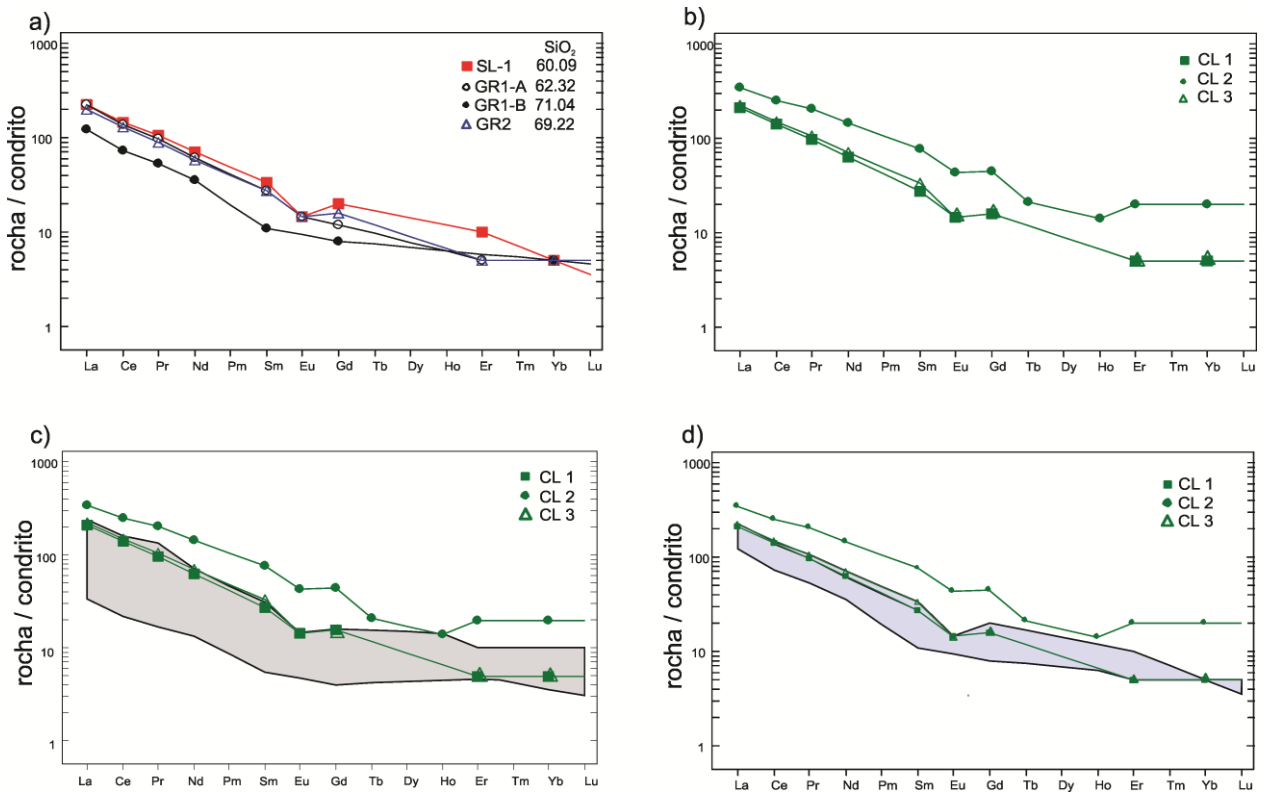


Figura 8. Curvas de abundâncias dos elementos terras raras dos diferentes grupos de amostras analisados normalizados pelo condrito de Haskin, 1968. a) Granitóides; b) Cloritos; c) Cloritos, envelope (biotita-granitóides e granitóides transicionais classificados por Nardi e Bitencourt, 1989); d) Cloritos, envelope (granitóides analisados neste trabalho). Obs: O enriquecimento relativo da amostra CL2 indica que amostra pertence a um protólito mais evoluído.

3.6. Química mineral

A composição química de biotita, plagioclásio e clorita foram obtidos através de microsonda eletrônica. Analisou-se 13 grãos de biotita, 11 de plagioclásio e 46 de clorita inseridas na assembleia mineral do estudo. A síntese da composição química da biotita (Tab.5) no granitóide não alterado, indica que a rocha pertence a série magmática cálcico-alcalina (Fig. 9a). A síntese da composição química dos plagioclásios (Tab. 6), em granitóide alterado, é majoritariamente classificada como albita. A síntese da composição química da clorita (Tab.7), em granitoide alterado e hidrotermalito, são classificadas como pynochlorita majoritariamente e ripidolita de forma subordinada (Fig.9c), segundo Hey (1954) e como clinocloro (Fig. 9d) segundo Bayliss (1975). Para o estudo, considera-se que a maior parte do Fe presente na clorita esta na forma Fe^{+2} , com o Fe^{+3} participando com menos de 5% da composição total (Foster,1962. Deer et al. 1962). A figura 9b apresenta a tendência da perda de TiO_2 na formação da clorita comparado-se a biotita presente na rocha ígnea e no estágio inicial do processo.

Os diagramas ternários apresentados nas figuras 10a e 10b, relacionam o comportamento da evolução química entre biotita e clorita. Na figura 10a, nota-se que há uma tendência de aumento de $FeO+MgO$ nas cloritas se comparadas as biotitas analisadas. No entanto, o enriquecimento se dá pelo aumento de MgO no sistema. Essa afirmativa pode ser compreendida na figura 10b, onde nota-se a tendência deste enriquecimento nas cloritas se comparada a biotita, conseqüentemente, a perda de SiO_2 das cloritas também pode ser verificada.

Tabela 5. Síntese da composição química das biotitas analisadas em microsonda eletrônica. Valores em wt%. (-) = Valores não detectados pela análise. Os constituintes estruturais das biotitas foram obtidos a partir da fórmula química baseada em 22 oxigênios.

Mineral	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂	FeO	MnO	H ₂ O	Total	Si ^{IV}	Mg ⁺²	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ⁺²
Média (N=13)	35.97	9.79	15.23	8.89	3.15	21.79	0.09	3.88	98.90	5.56	2.26	2.44	0.34	2.82
Bt-1	36.30	10.29*	15.46	8.83	2.86	20.48	0.06	3.88	98.35	5.60	2.36	2.39	0.41	2.64
Bt-7	36.28	8.96	14.99	9.38	2.96	23.22*	0.12	3.88	99.89	5.60	2.06	2.40	0.33	3.00

* Maior teor do óxido entre as amostras analisadas

Tabela 6. Síntese da composição química dos plagioclásios analisados em microsonda eletrônica. Valores em wt%. (-) = Valores não detectados pela análise.

Mineral	Na ₂ O	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	FeO	MnO	TiO ₂	BaO	Total
Média (N=11)	11.24	67.17	0.01	20.09	0.07	0.70	0.11	0.01	0.01	0.01	99.40
Pl-1	8.66	62.23	0.01	23.50	0.23	4.65*	0.03	0.01	-	-	99.32
Pl-4	11.76*	67.38	-	19.84	0.05	0.28	0.02	0.01	0.02	-	99.36

*Maior teor do óxido entre as amostras analisadas

Tabela 7. Síntese da composição química das cloritas analisadas em microsonda eletrônica. Valores em wt%. Minerais com a nomenclatura Cel pertencem ao granito alterado. Minerais com a nomenclatura Pcl pertencem ao hidrotermalito. Os constituintes estruturais das cloritas foram obtidos a partir da fórmula química baseada em 28 oxigênios e H₂O determinado por estequiometria.

Mineral	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	H ₂ O	Total	Si ^{IV}	Mg ⁺²	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ⁺²
Média (N=31)	27.97	19.74	18.83	0.06	20.65	0.10	11.66	99.05	5.75	6.05	2.25	2.32	3.56
Cel-5	28.18	21.82*	18.79	0.03	17.86	0.08	11.75	98.52	5.75	6.64	2.24	2.27	3.04
Cel-27	25.75	14.39	20.17	0.12	27.58*	0.20	11.30	99.55	5.46	4.55	2.53	2.50	4.89
Média (N=15)	28.42	21.00	18.63	0.04	19.43	0.09	11.78	99.46	5.79	6.37	2.21	2.26	3.32
Pcl-3	28.50	19.63	18.18	0.04	21.41*	0.10	11.69	99.61	5.84	6.00	2.15	2.24	3.67
Pcl-7	30.70	26.71*	16.93	0.04	12.45	0.06	12.14	99.04	6.06	7.86	1.93	2.00	2.05

*Maior teor do óxido entre as amostras analisadas.

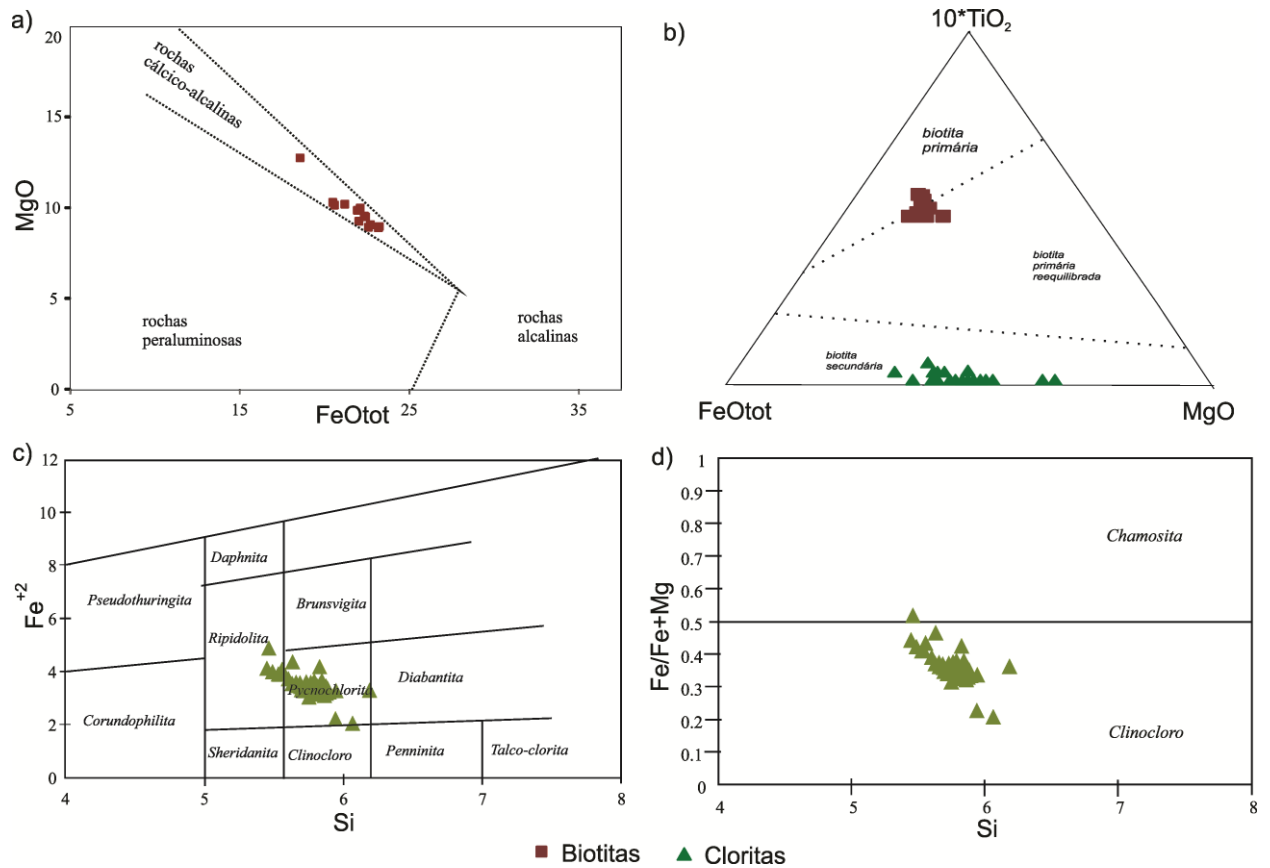


Figura 9. Diagramas binários e ternário de classificação dos minerais analisados na microsonda eletrônica. (a) Classificação da série magmática da rocha a partir da composição da biotita (Abdel-Rahaman, 1993). (b) Diagrama ternário de reequilíbrio da biotita para clorita mostrando a perda de TiO₂ no sistema (modificado de Panigrahi et al., 2008). (c) classificação da clorita por Hey, 1954. (d) classificação da clorita por Bayliss, 1975.

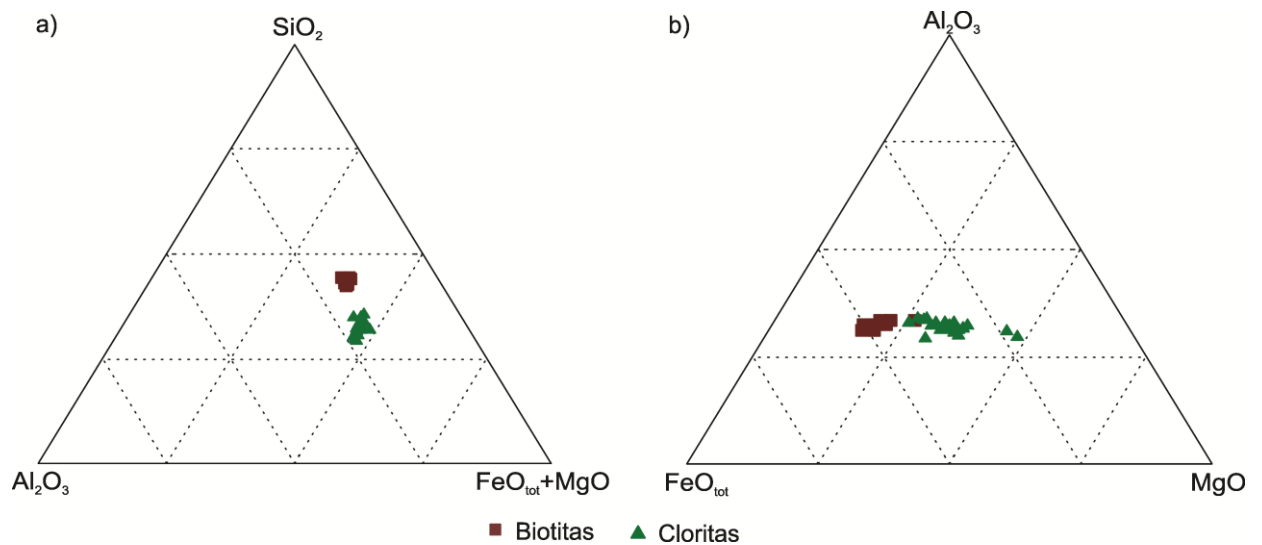


Figura 10. Diagramas ternários mostrando os campos de estabilidade dos minerais a partir de dados obtidos pela análise na microsonda eletrônica (modificado de Kranidiotis & MacLean, 1987). (a) Diagrama ternário composto pelos óxidos SiO₂, Al₂O₃ e a soma de FeO + MgO. (b) Diagrama ternário composto pelos óxidos Al₂O₃, FeO e MgO mostrando o enriquecimento em MgO nas cloritas.

3.7. Geotermometria

Geotermômetros empíricos são comumente utilizados para determinação de temperaturas de formação de cloritas a partir de sua composição. Cathelineau and Nieva (1985), a partir de estudos em cloritas formadas como produto principal de alteração hidrotermal de rochas andesíticas no sistema de Los Azufres, México, define a relação entre temperatura e Al^{IV} do mineral e sugere esta metodologia para obter o valor da temperatura de formação da clorita. Cathelineau (1988) a partir de novos dados estabelece uma nova equação (Tab. 8) para a determinação da temperatura em cloritas dos tipos diagenéticas, hidrotermal e metamórficas. Kranidiotis & MacLean (1987) sugerem uma correção nos valores de Al^{IV} através de uma correlação com o ferro e magnésio da clorita. A partir desta correção a temperatura do mineral deve ser determinada de acordo com uma nova equação (Tab. 8) sendo aplicada em sistemas saturados em alumínio. Os dados composicionais da clorita foram obtidos através da análise em microsonda eletrônica, sendo que as fórmulas químicas do mineral foram calculadas com base em 28 O (Tab. 7). Um total de 31 cloritas foram analisados em amostras do granito alterado enquanto que 15 cloritas em hidrotermalito associado com sulfetos de Cu(Au). Para o granito alterado obteve-se temperaturas que variaram de 230° a 349°C utilizando Cathelineau (1988) e entre 237° a 325°C utilizando Kranidiotis & MacLean (1987). No hidrotermalito as temperaturas determinadas com as cloritas variaram de 249° a 319°C Cathelineau (1988) e entre 238° e 296°C Kranidiotis & MacLean (1987). As temperaturas médias (Tab. 8) obtidas em granito alterado e hidrotermalito variam entre 280°C a 300°C aproximadamente.

Tabela 8. Temperaturas inferidas a partir dos métodos empíricos aplicados para as cloritas.

Autor(es)	Fórmula aplicada	Temperatura das cloritas (C°)	
		Granito alterado	Hidrotermalito
Cathelineau, 1988	$T = -61,92 + 321,98 * Al^{IV}$	300±26	295±18
Kranidiotis e MacLean, 1987	$T = 106 Al_c^{IV} + 18;$ $Al_c^{IV} = Al^{IV} + 0,7 (Fe/Fe+Mg)$	284±20	278±15

3.8. Brechas Hidrotermais

As brechas investigadas na área deste trabalho situam-se proximalmente das apófises ígneas. Apresentam clastos centimétricos cimentadas por matriz composta majoritariamente por clorita. As interações metassomáticas entre as rochas e o fluido hidrotermal resultam em condições favoráveis para o aumento da pressão de voláteis (H_2O e CO_2). Desta forma, sugere-se que o mecanismo de formação das brechas seja o fraturamento hidráulico e a fragmentação causadas pelo aumento da pressão de fluido. Sillitoe (1985) descreve e classifica como brecha magmática-hidrotermal feições e morfologias similares as identificadas no estudo, atribuindo a formação deste tipo de brecha principalmente a quatro fatores: (a) Dissolução localizada e fragmentação por colapso gravitacional e/ou fraturamento hidráulico acima da intrusão através de fluidos oriundos de um magma em resfriamento. (b) Liberação, por vezes explosiva de voláteis trazida por um magma (fraturamento hidráulico). (c) Produção de colapso gravitacional sobre a rocha através do movimento descendente do magma. (d) Desenvolvimento de uma bolha de fluido no teto de um plúton pelo acúmulo de fluidos liberados do magma causando o colapso gravitacional acima do mesmo. O autor também considera que a característica da existência de fragmentos arredondados e com matriz granulometricamente muito fina sugere movimento entre clastos e que dentre os mecanismo

envolvidos na brechação estão a explosão de voláteis seguido de descompressão e colapso gravitacional, enquanto brechas clastos-suportado com fragmentos angulosos, provavelmente resulta de fraturamento hidráulico e colapso gravitacional por solução hidrotermal ou pelo acúmulo de fluido de um corpo intrusivo. Embora os processos de brechação não sejam excludentes, as características das brechas da área de Cel. Linhares sugerem que o acúmulo de fluidos e a presença da solução hidrotermal são os fatores dominantes para a formação das brechas, visto que a intrusão do magma como principal agente dos processos hidrotermais favorece estes fatores.

3.8.1. Considerações metalogenéticas

As rochas portadoras de cloritas, clorititos e os sulfetos presentes na região de estudo estão associados diretamente aos processos metassomáticos e de alteração hidrotermal. Estas rochas apresentam uma paragênese formada majoritariamente por: clorita, calcita e sulfetos de Cu(Au) como pirita e calcopirita. Por apresentarem uma paragênese mineral compatível com a alteração hidrotermal e com as observações de campo indicando uma relação espacial direta entre os clorititos, sulfetos e os granitoides, o estudo sobre os processos de formação dos clorititos torna-se de suma importância para entender a gênese do minério de Cu(Au) na região. O fluido originalmente proveniente do granitoide interagiu com os mármores e se enriqueceu em alguns elementos, especialmente Mg. Durante a evolução do sistema, o fluido reagiu preferencialmente com a biotita dos granitoides e em menor extensão com os plagioclásios, depositando clorita. O fluido atacou a biotita e depositou clorita, liberando TiO_2 que combinou-se com o Ca dos plagioclásios ou proveniente do próprio mármore depositando a titanita. A albita é mais restrita, mas originou-se da transformação do plagioclásio, originalmente oligoclásio-andesina. O enxofre presente no fluido combinou-se com Fe e Cu, liberado da biotita, depositando calcopirita e pirita.

4. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Os processos de alteração hidrotermal que ocorrem entre os granitoides e as rochas encaixantes refletem uma transformação progressiva dos minerais da rocha protólito para os clorititos. A intrusão das apófises nas rochas carbonáticas encaixantes provoca reações que, em razão de fatores termodinâmicos, reequilibram os minerais formando nova paragêneses. Dentre os tipos de alterações hidrotermais na área destacam-se a cloritização e albitização. A circulação dos fluidos H_2O e CO_2 nas rochas promove uma mobilidade química e uma consequente recristalização entre as apófises graníticas e as rochas encaixantes como resultado dessa transferência de fluidos. Analisando a mobilidade dos óxidos nos diagramas de isóconas, fica evidente o enriquecimento de ferro e magnésio nas rochas durante todo o processo de alteração. Entre os estágios de pré-alteração e intermediário nota-se um enriquecimento relativo de sódio, o que sugere que a albitização ocorreu neste intervalo. O enriquecimento de magnésio fica evidente também nos diagramas ternários de análise mineral entre biotita e clorita. Dentre as reações possíveis, sugere-se:

- 1) biotita + H_2O + MgO \rightarrow clorita + rutilo e;
- 2) biotita + H_2O + MgO + CaO \rightarrow clorita + titanita

As reações explicam as tendências de decréscimo de titânio e enriquecimento de magnésio entre os minerais biotita e clorita. Na albitização, a formação do plagioclásio albita é resultado do processo de troca química de base enriquecendo em sódio associado ao empobrecimento de cálcio. Paralelamente, a formação de sulfetos de Cu(Au) e rochas

escarníticas, também é resultado do reequilíbrio químico da percolação dos fluidos nas rochas encaixantes da Formação Passo Feio. O acúmulo dos fluidos hidrotermais que circulam no sistema, também é responsável pela ocorrência das brechas hidrotermais, predominantemente formado por mecanismo de fraturamento hidráulico por solução hidrotermal.

As análises químicas dos padrões de abundância dos ETR das rochas indicam a presença de alteração propilítica (clorita, albita e epidoto). Entretanto, entende-se que a ausência de argilização abundante e a consequente presença de micas brancas na rocha alterada indica um fluido hidrotermal com pH neutro a alcalino. Desta forma, estima-se que as condições de pH e Eh dos fluidos estejam ligadas a um ambiente redutor, não favorecendo a epidotização.

Considerando que os granitóides e os clorititos analisados apresentam similar comportamento químico dos ETR das fácies biotita-granitóide e granitóides transicionais, conclui-se que os clorititos apresentam correlação direta com os granitóides citados do Granito Caçapava. As análises composicionais dos granitóides e dos grãos de biotita indicam que as rochas pertencem a série cálcico-alcalina conforme já definido previamente, por outros autores. As metodologias de geotermometria aplicadas nas cloritas sugerem que os processos de alteração ocorrem em temperatura média entre 280°C e 300°C aproximadamente. No entanto, outras metodologias necessitam ser aplicadas para determinação mais eficaz da temperatura.

5. AGRADECIMENTOS

À agência CAPES pelo auxílio financeiro, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências e ao Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Rahaman, A. M. 1993. Nature of biotite from alkaline, calcalkaline and peraluminous magmas. *J. Petrology*, 35, 523-541.
- Alderton D.H.M., Pearce J.A., Potts P.J. 1980. Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from the southwest England. *Earth Planet. Sci. Lett.* 49: 149-165.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B. B., 1976. The upper PreCambrian of South American. *Boletim do Instituto de Geociências, USP, São Paulo*, 7: 45-80.
- Baker J.H. 1985. Rare earth and other trace element mobility accompanying albitization in a Proterozoic granite, W. Bergslagen, Sweden. *Mineral. Mag.*, 49, 107-115.
- Babinski, M., Chemale Jr, F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., Silva, L.C., 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology* 24 (5), 439-442.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W. R., Hartmann, L. A., Silva, L. C., 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil, *Journa of South American Earth Sciences*, 10(3-4), 263-274.
- Baker, J. M. 1985. Rare Earth and other trace element mobility accompanying albitization in a Proterozoic granite, W. Bergslagen, Sweden *Mineral.* **49**, 107-115.
- Bayliss, P. 1975. Nomenclature of the trioctahedral chlorite. *Can. Mineral*, **13**: 178-180.
- Bitencourt, M. F. 1983. Geologia, petrologia e estrutura dos metamorfitos da região de Caçapava do Sul, RS. *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia* (pp. 37-48). Porto Alegre: SBG.
- Bortolotto, O. J. 1988. Metamorfismo termal dos mármore de Caçapava do Sul, RS. *Ciência e Natura*, 10, 25-48.
- Bowden P., Whitley J.E. 1974. Rare-earth patterns in peralkaline and associated granites. *Lithos*, 7:15-21.

- Cathelineau, M. & Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **91** (3): 235-244.
- Cathelineau M. 1987. U-Th-REE mobility during albitization and quartz dissolution in granitoids: evidence from south-east French Massif Central. *Bull. Mineral*, 110:249-259.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and ilites as a function of temperature. *Clay minerals*, **23**: 471-485.
- Chemale Jr., Babinski, M.F., Hartmann, L.A. & Schmus, W.R. 1994a. Evolução tectônica do Bloco São Gabriel, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Camburiú. Boletim de Resumos Expandidos. Camburiú, SBG, v.1, p. 626-627.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul Rio-Grandense. In: Holz, M.; De Ros, L.F. (Ed.) Geologia do Rio Grande do Sul. Centro de Investigação do Gondwana, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, p.13-52.
- Costa, A.F.U., Fernandes, L.A.D., Shukowsky, W., Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 1995. Teste dos modelos tectônicos e de posicionamento do Complexo Granulítico de Caçapava do Sul, através de estudos de modelagem gravimétrica 3-D. *Revista Brasileira de Geofísica* 13 (2), 91-101.
- Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. 1966. *Minerais constituintes das rochas – uma introdução*. Lisboa. Fundação Calouste Gulbenkian, 558p.
- Foster, M. D. 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *Geological Survey Professional Paper 414-4*. A1-A33p.
- Goulart, R. S.; Remus, M. V.D.; Reis, R. S. 2013. Composição Isotópica de Sr, C e O e geoquímica de ETR das rochas carbonáticas do Bloco São Gabriel, Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, 40 (1), 75-97.
- Grant, J.A., 1986. The isocon diagram a simple solution to Gresens equation for metasomatic alteration. *Economic Geology* 81, 1976-1982.
- Grant, J. A. 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and application. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30, 997-1004.
- Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* 2, 47-65.
- Hartmann, L.A., Tindle, A., Bitencourt, M.F., 1990. O metamorfismo de fácies anfibolito no Complexo Passo Feio, RS com base em química dos minerais. *Pesquisas* **17** (12), 62-71.
- Hartmann, L. A, Leite, J.A.D., Silva, L. C., Remus, M. V. D., Mc Naughton, N. J., Groves, D. I, Fletcher, I. R., Santos, J. O. S. & Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47: 829-844.
- Hartmann, L.A.; Chemale, Chemale Jr., F; Philipp, R.P., 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Frantz, J.C., Ianuzzi, R. (Eds) 50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul, Porto Alegre: UFRGS-PETROBRÁS, p.97-123.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Philipp, R.P. & Mc Naughton, N. J. 2007b. Time Frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. In: Frantz, J.C., Ianuzzi, R. (Eds) 50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul, Porto Alegre: UFRGS-PETROBRÁS, p.97-123.
- Harker, A. 1909. The natural history of the igneous rocks. New York. Eds. MacMillan, 348p.
- Hey, M. H. 1954. A new review of the chlorites. *The mineralogical Magazine*, **30**: 277-292.
- Humphris, S.E., Thompson, G., 1978. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochimica Cosmochimica Acta* 42, 107-125

- Jost, H., Hartmann, L.A., 1984. Província Mantiqueira - Setor meridional. In: Almeida, F.F.M., Hasui, Y. (Eds.), *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blücher, São Paulo, Brasil, pp.345-367.
- Jensen, L. S. 1976. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. *Canadian Geological Survey*, Miscellaneous paper, **66**.
- Krannidiotis, P. & Maclean, W. H. 1987. Systematic of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit. Matagoni, Quebec. *Economic Geology*, **82** (7): 1898-1911.
- Lopez-Moro, F.J., 2012. EASYGRESGRANT – A Microsoft Excel spreadsheet to quantify volume changes and to perform mass-balance modeling in metasomatic systems. *Computers & Geosciences* **39**, 191-196.
- McLeod, R.L. Stanton, R.L., 1984. Phyllosilicates and associated minerals in some Paleozoic stratiform sulfide deposits in Southeastern Australia. *Econ. Geol.* **79**,1-22.
- Middlemost, A. K. 1994. Naming material in the magma/Igneous rock system. *Earth-Science Reviews* **37**, 215-224.
- Morteani G., Moller P., Hoefs J. 1986. Rare-earth element and oxygen isotope studies of altered variscan granites; the western Harz (Germany) and southern Sardinia (Italy). *Chem. Geol.* **54**: 53-68.
- Mottl, M.J., Holland, H.D., 1978. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater - 1. Experimental results for major and minor components of seawater. *Geochimica Cosmochimica Acta* **42**, 1103-1115.
- Miyashiro, A., Shido, F., Kanehira, K., 1979. Metasomatic chloritization of gabbros in the Mid-Atlantic Ridge near 30°N. *Mar. Geol.* **33**, M47-M52.
- Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 1989. Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências* **19** (2), 153-169.
- Panigrahl, M. R.; Naik R. K.; Pandit, D.; Misra K. C. 2008. Reconstructing physico-chemical parameters of hydrothermal mineralization of copper at the Malanjkhand deposit, India, from mineral chemistry of biotite, chlorite and epidote. *Geochemical Journal*, **42**, 443-467.
- Pirajno, F. 1992. *Hydrothermal mineral deposits, Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist*. Springer-Verlag, New York. 709p.
- Reed, M. H., 1997. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In: Barnes, H. L. (Ed). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (3ed) 303-365.
- Remus, M.V.D.; Dani, N.; Gazzoni, C.P.; Hoerle, G.S.; Reis, R.S. 2011. Minério de Cu (Au) de alto teor em zonas de alteração clorítica em escarnitos magnesianos de Caçapava do Sul, RS. In: 13º Congresso Brasileiro de Geoquímica, Outubro, 2011, Gramado, RS. Anais, CD-ROM: CGQ07_T16.
- Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Groves, D.I., 1996. SHRIMP U/Pb zircon dating at 2448 Ma of the oldest igneous rock in Southern Brazil: Identification of the westernmost border of the Dom Feliciano Belt. In: *Symposium on Archaean Terranes of the South American Plateform (Brasília-DF): Extended Abstracts*, pp. 67-70.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Reischl, J.L., 2000b. A distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil, *Gondwana Research* **3**(2), 155-174.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I. & Fletcher, I.R. 2000a. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**: 191-216.
- Ribeiro, M., Bocchi, P.R., Figueiredo Filho, P.M., Tessari, R.I., 1966. Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, RS, Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DPM-DNPM* **127**, 1-232.

- Ribeiro, M., & Carraro, C. C. 1971. *Geotectonic Map of the Caçapava do Sul region - RS, Brasil*. Porto Alegre: UFRGS/Instituto de Geociências.
- Rollinson, M. R. 1993. *Using geochemical data*. New York, Longman, 352p.
- Ruiz, C., Arribas, A., Arribas Jr., A., 2002. Mineralogy and geochemistry of the Masa Valverde blind massive sulphide deposit, Iberian pyrite belt (Spain). *Ore Geol.Rev.* 19, 1-22.
- Sartori, P.L.P. Kawashita, K., 1985. Petrologia e geocronologia do Batólito Granítico de Caçapava do Sul-Rs. In: Atas do II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia (Florianópolis, Brasil), PP. 102-115.
- Schermerhorn, L.J.G., 1978. Epigenetic magnesium metasomatism or syngenetic chloritite metamorphism at Falun and Orijarvi. *Trans. Inst. Min. Metall.* 87, B162-B167.
- Schermerhorn, L. J. 1978. Epigenetic magnesium metasomatism or syngenetic chloritite metamorphism at Falun and Orijarvi. *Trans. Inst. Min. Metall* , 87, B162-B167.
- Schiffman, P., Staudigel, H., 1995. The smectite to chlorite transition in a fossil seamount hydrothermal system: the Basement Complex of la Palma, CanaryIslands. *J. Metamorph. Geol.* 13, 487-498.
- Sillitoe, R. H. 1985. Ore-Related breccias in volcano-plutonic Arcs. *Economic Geology*, **80**, 1467-1514.
- Soliani, E. Jr., 1986. Os Dados Geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e Suas Implicações de Ordem Geotectônica. Unpublished Ph.D. Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, p.239.
- Taylor, R. P., Fryer, B. J., 1980. Multiple-stage hydrothermal alteration in porphyry copper systems in northern Turkey: the temporal interplay of potassic, propylitic, and phyllic fluids. *Canadian Journal Earth Sciences* 17: 901-926.
- Taylor, R.P., Fryer, B. J, 1982. Rare earth element geochemistry as an aid to interpreting hydrothermal ore deposits. In: Pirajno, F. 1992. *Hydrothermal mineral deposits, Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist*. Springer-Verlag, New York. 709p.
- Taylor, R. P., Fryer, B. J., 1983. Rare earth element lithogeochemistry of granitoid mineral deposits. *CIM Bull* 76: 74-84. In: Pirajno, F. 1992. *Hydrothermal mineral deposits, Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist*. Springer-Verlag, New York. 709p.
- Ward C.D., McArthur J.M.; Walsh J.N. 1992. Rare earth element behaviour during evolution and alteration of the Dartmoor granite, SW England. *Journ. Petrol.*, 33:785-815.

4. CAPÍTULO III

4.1. Considerações finais

A investigação realizada presente nesta Dissertação através do artigo científico baseia-se em metodologias tais como: petrografia, análise química de rochas, microsonda eletrônica para análises de fase mineral contribui para um melhor entendimento dos processos geológicos presentes na região.

Os estudos sobre as ocorrências metalogenéticas da região de Caçapava do Sul-RS ocorrem durante décadas e ainda necessitam de maiores investigações. A aplicação de novas técnicas de análises assim como estudos modernos e mais elaborados sobre beneficiamento de possíveis alvos metalogenéticos adjacentes a alteração hidrotermal são necessários e são sugeridos como fomento para novas pesquisas científicas na região.

A aplicação das distintas técnicas nesta Dissertação contribui como aprendizado individual sendo indispensável para conhecimento de um acadêmico desta área da Geologia.

5. ANEXOS

ANEXO A – TABELAS DE DADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL E DOS MINERAIS: CLORITA, BIOTITA E PLAGIOCLÁSIO.

Tabela 5. Dados da análise mineral das cloritas em microsonda eletrônica e temperaturas estimadas por diferentes métodos empíricos. C&N= Cathelineau & Nieva, 1985; CAT= Cathelineau 1988; Z&F= Zang & Fyfe, 1995; K&M= Kranidiotis e MacLean, 1987; Jowett, 1991. Calculo mineral para clorita de base 28O. Obs: Fe⁺² considerado como Fe total. H₂O calculado.

Mineral	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	H ₂ O	Total	Si ^{IV}	Mg ⁺²	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ⁺²	C&N	CAT	Allvc	Z&F	Allvc(2)	K&M	Allvc(3)	Jowett	Fe/Fe+Mg
Cel-1	28.76	20.39	18.12	0.04	20.24	0.11	11.74	99.4	5.87	6.21	2.12	2.23	3.45	243	280	2.10953	242	2.37541	270	1.0983	281	0.35764
Cel-2	28.12	20.25	18.15	0.04	19.96	0.12	11.60	98.3	5.81	6.24	2.18	2.23	3.45	250	290	2.17135	248	2.43468	276	1.1283	291	0.35603
Cel-3	26.58	18.13	19.98	0.11	22.49	0.1	11.52	98.9	5.53	5.62	2.46	2.43	3.91	280	335	2.40626	273	2.75533	310	1.2751	338	0.4103
Cel-4	28.91	21.66	18.36	0.06	18.29	0.11	11.82	99.2	5.86	6.55	2.13	2.25	3.1	244	282	2.1522	246	2.36081	268	1.1001	282	0.3214
Cel-5	28.18	21.82	18.79	0.03	17.86	0.08	11.76	98.6	5.75	6.64	2.24	2.27	3.04	256	300	2.26983	259	2.46777	280	1.1552	300	0.31464
Cel-6	28.06	19.55	18.89	0.04	20.92	0.02	11.67	99.3	5.76	5.98	2.23	2.33	3.59	255	298	2.20396	252	2.49738	283	1.1549	299	0.37508
Cel-7	28.21	19.82	18.74	0.04	20.49	0.13	11.69	99.2	5.78	6.06	2.21	2.32	3.51	252	294	2.18675	250	2.46745	280	1.142	295	0.36703
Cel-8	29.31	21.51	18.19	0.07	19.24	0.13	11.92	100.4	5.89	6.45	2.1	2.21	3.23	241	277	2.10781	241	2.33647	266	1.0847	277	0.33409
Cel-9	29.03	21.56	18.18	0.05	18.86	0.08	11.85	99.6	5.87	6.5	2.12	2.21	3.19	243	280	2.13222	244	2.35308	267	1.0943	280	0.32915
Cel-10	28.59	20.38	17.99	0.06	19.56	0.11	11.65	98.45	5.88	6.25	2.11	2.25	3.36	242	278	2.10398	241	2.35769	268	1.0914	279	0.34994
Cel-11	29.27	21.46	17.47	0.04	19.37	0.14	11.81	99,6	5.94	6.5	2.05	2.13	3.29	235	269	2.05639	236	2.28824	261	1.0601	269	0.33611
Cel-12	26.9	17.32	20.3	0.11	23.64	0.12	11.61	100.1	5.55	5.33	2.44	2.5	4.08	277	331	2.35841	268	2.74431	309	1.2638	334	0.43361
Cel-13	25.97	16.6	20.79	0.25	23.52	0.11	11.43	98.7	5.44	5.19	2.5	2.59	4.12	288	349	2.45961	279	2.86004	321	1.3193	352	0.44281
Cel-14	26.39	17.64	20.44	0.05	23	0.07	11.53	99.1	5.49	5.47	2.5	2.5	4	284	342	2.43716	276	2.80536	315	1.2971	345	0.42241
Cel-15	28.08	20.96	19.04	0.05	19.3	0.11	11.77	99.4	5.72	6.37	2.27	2.29	3.29	259	305	2.27582	259	2.51473	285	1.1722	305	0.34057
Cel-16	29.11	21.43	18.36	0.04	19.47	0.13	11.92	100.5	5.85	6.43	2.14	2.21	3.27	245	283	2.14288	245	2.37704	270	1.1041	283	0.33757
Cel-17	28.75	20.9	18.44	0.02	19.23	0.08	11.73	99.2	5.85	6.34	2.14	2.28	3.27	245	283	2.14519	245	2.38382	271	1.1068	284	0.3404
Cel-18	28.81	21.45	18.19	0.04	19.14	0.09	11.81	99.6	5.84	6.49	2.15	2.2	3.24	246	284	2.15631	246	2.38411	271	1.1087	285	0.33355
Cel-19	28.32	21.41	18.57	0.04	18.84	0.14	11.76	99.2	5.77	6.5	2.22	2.23	3.21	254	296	2.23411	255	2.45704	278	1.1459	297	0.33046
Cel-20	28.68	20.99	18.5	0.04	19.2	0.11	11.79	99.3	5.83	6.36	2.16	2.27	3.26	247	286	2.16383	247	2.40039	272	1.1154	287	0.33909
Cel-21	28.05	20.64	19.5	0.06	19.56	0.07	11.81	99.7	5.69	6.25	2.3	2.36	3.32	262	309	2.29579	261	2.54495	288	1.1857	309	0.34706
Cel-23	28.61	21.61	18.49	0.05	18.63	0.14	11.81	99.3	5.81	6.54	2.18	2.23	3.16	250	291	2.2022	251	2.41798	274	1.1275	291	0.32594
Cel-24	27.57	19.93	18.88	0.04	20.75	0.09	11.63	98.9	5.68	6.13	2.31	2.27	3.58	263	310	2.28666	260	2.56997	290	1.1928	312	0.36867
Cel-25	28.4	20.96	18.89	0.03	19.45	0.04	11.80	99.6	5.77	6.35	2.22	2.29	3.3	254	297	2.22754	254	2.4692	280	1.149	298	0.34231
Cel-26	27.8	19.93	18.53	0.03	20.97	0.12	11.63	99,1	5.73	6.12	2.26	2.23	3.61	258	303	2.23928	255	2.52647	286	1.1705	304	0.37113
Cel-27	25.75	14.39	20.17	0.12	27.58	0.2	11.30	99.6	5.46	4.55	2.53	2.5	4.89	287	346	2.37941	270	2.89877	325	1.3199	352	0.51807

Continuação da tabela 1.

Cel-28	26.01	15.57	19.04	0.07	24.13	0.11	11.07	95.9	5.63	5.02	2.36	2.49	4.37	269	319	2.25501	257	2.69055	303	1.229	323	0.46503
Cel-29	27.08	18.93	19.63	0.05	21.59	0.08	11.59	98.9	5.6	5.84	2.39	2.39	3.73	272	324	2.3511	267	2.66831	301	1.2366	325	0.39013
Cel-30	26.83	17.98	20.38	0.11	22.57	0.11	11.61	99.6	5.54	5.53	2.45	2.5	3.89	279	334	2.39431	272	2.74792	309	1.2707	336	0.41317
Cel-45	30.55	19.28	18.01	0.11	19.51	0.07	11.84	99.4	6.18	5.82	1.81	2.48	3.3	210	230	1.79246	208	2.06534	237	0.9421	232	0.36207
Cel-47	26.54	17.34	16.59	0.04	22.81	0.12	10.92	94.4	5.82	5.67	2.17	2.12	4.18	248	288	2.09655	240	2.46817	280	1.1279	291	0.42457
Pcl-2	28.59	20.43	18.17	0.05	20.68	0.09	11.76	99.9	5.83	6.21	2.16	2.19	3.52	248	287	2.14999	246	2.42298	275	1.121	289	0.36214
Pcl-3	28.5	19.63	18.18	0.04	21.41	0.1	11.69	99.6	5.84	6	2.15	2.24	3.67	246	285	2.11912	243	2.41962	274	1.1149	287	0.37956
Pcl-4	28.5	20.52	18.49	0.02	20.55	0.14	11.79	100.1	5.79	6.22	2.2	2.22	3.49	251	293	2.18614	250	2.45523	278	1.1377	294	0.35968
Pcl-5	28.07	19.44	18.5	0.02	21.2	0.1	11.63	99.1	5.79	5.97	2.2	2.28	3.65	252	294	2.17476	248	2.47521	280	1.1427	296	0.37953
Pcl-6	28.15	19.9	18.83	0.06	20.61	0.1	11.71	99.4	5.76	6.07	2.23	2.31	3.53	255	298	2.20934	252	2.49071	282	1.1535	299	0.36745
Pcl-7	30.7	26.71	16.93	0.04	12.45	0.06	12.14	99.1	6.06	7.86	1.93	2	2.05	223	249	2.05033	235	2.07859	238	0.9875	246	0.20726
Pcl-9	30.09	25.77	17.95	0.04	13.48	0.05	12.14	99,6	5.94	7.58	2.05	2.12	2.22	236	269	2.15608	246	2.21529	253	1.0509	266	0.22684
Pcl-10	27.58	19.75	19.29	0.07	20.99	0.11	11.69	99.5	5.65	6.04	2.34	2.32	3.6	266	315	2.31054	263	2.60143	294	1.2073	316	0.37348
Pcl-11	27.96	20.26	19.39	0.05	20.2	0.12	11.78	99.8	5.69	6.15	2.3	2.34	3.44	262	309	2.29005	261	2.55753	289	1.1891	310	0.35866
Pcl-12	28.22	21.02	18.86	0.04	19.53	0.09	11.79	99.7	5.73	6.37	2.26	2.26	3.32	257	302	2.25798	257	2.50008	283	1.1644	302	0.34259
Pcl-13	28.59	20.59	18.4	0.05	20.5	0.1	11.80	100.2	5.8	6.23	2.19	2.21	3.48	250	291	2.17449	248	2.44146	277	1.1311	292	0.35833
Pcl-14	28.52	21.16	18.77	0.06	18.54	0.05	11.77	98.9	5.81	6.43	2.18	2.32	3.16	250	290	2.19653	251	2.41795	274	1.1266	290	0.32951
Pcl-15	27.89	20.12	18.78	0.04	20.44	0.1	11.67	99.1	5.73	6.16	2.26	2.28	3.51	258	303	2.24714	256	2.52145	285	1.17	304	0.36298
Pcl-16	27.26	19.61	19.49	0.01	20.58	0.07	11.61	98.6	5.63	6.04	2.36	2.37	3.55	269	319	2.34112	266	2.62736	296	1.221	321	0.37053
Pcl-17	27.67	20.09	19.43	0.03	20.34	0.11	11.72	99.4	5.66	6.13	2.33	2.34	3.48	266	314	2.31769	264	2.59075	293	1.2048	315	0.36219

Tabela 6. Composição química das biotitas analisadas em microsonda eletrônica. Valores em wt%. (-) = Valores não detectados pela análise. H₂O calculado.

Mineral	Na ₂ O	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	MnO	H ₂ O	Total
Bt-1	0.10	36.30	10.29	15.46	8.83	0.10	2.86	20.48	0.06	3.88	98.35
Bt-2	0.06	35.57	9.98	15.12	8.86	-	3.02	22.10	0.11	3.85	98.68
Bt-3	0.08	36.18	9.49	14.82	9.11	0.02	3.06	22.41	0.06	3.87	99.12
Bt-4	0.05	35.38	10.19	15.49	8.89	0.04	3.01	21.19	0.05	3.85	98.14
Bt-5	0.05	34.50	12.74	15.77	6.49	0.08	2.83	18.55	0.11	3.81	94.92
Bt-6	0.06	36.36	8.92	14.95	9.45	-	3.63	22.58	0.08	3.89	99.91
Bt-7	0.09	36.28	8.96	14.99	9.38	-	2.96	23.22	0.12	3.88	99.89
Bt-8	0.06	36.39	8.89	15.01	9.13	0.03	2.97	23.17	0.13	3.88	99.67
Bt-9	0.07	36.07	9.54	15.48	8.86	0.05	2.97	22.34	0.14	3.89	99.4
Bt-10	0.06	36.11	9.85	15.22	9.25	0.01	3.42	21.93	0.1	3.90	99.85
Bt-11	0.07	36.18	10.14	15.55	8.50	0.06	3.1	20.58	0.03	3.88	98.09
Bt-12	0.06	36.06	9.06	14.94	9.28	-	3.42	22.70	0.13	3.87	99.52
Bt-13	0.08	36.23	9.25	15.18	9.57	-	3.73	22.02	0.11	3.90	100.1

Tabela 7. Composição química dos plagioclásios analisados em microsonda eletrônica. Valores em wt%. (-) = Valores não detectados pela análise.

Mineral	Na ₂ O	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	FeO	MnO	TiO ₂	BaO	Total
Pl-1	8.66	62.23	0.01	23.50	0.23	4.65	0.03	0.01	-	-	99.32
Pl-2	11.45	68.35	0.10	19.85	0.06	0.22	0.07	-	-	-	100.1
Pl-3	11.65	68.31	-	19.73	0.04	0.26	0.04	0.01	-	0.01	100.06
Pl-4	11.76	67.38	-	19.84	0.05	0.28	0.02	0.01	0.02	-	99.36
Pl-5	11.64	67.75	0.01	19.77	0.03	0.19	0.06	0.01	0.03	0.02	99.51
Pl-6	11.26	67.53	-	19.77	0.04	0.45	0.05	-	0.01	-	99.13
Pl-7	11.54	67.93	-	19.49	0.08	0.25	0.05	0.03	0.01	-	99.36
Pl-8	11.20	67.38	-	19.66	0.07	0.38	0.21	0.01	-	-	98.84
Pl-9	11.71	66.99	-	19.98	0.07	0.28	0.20	-	-	-	99.23
Pl-10	11.28	67.53	-	19.75	0.08	0.45	0.24	0.01	0.01	-	99.33
Pl-11	11.47	67.54	-	19.62	0.04	0.26	0.23	-	0.01	-	99.16

Tabela 8. Resultados das análises químicas de rocha total de 7 amostras selecionadas para o trabalho. Valores em wt (%) para óxidos e em ppm para elementos traço e ETR.

	SL1	GR1A	GR1B	GR2	CL1	CL2	CL3
SiO ₂	60.09	62.32	71.04	69.22	34.90	44.73	38.36
TiO ₂	0.58	0.36	0.28	0.40	0.29	1.15	0.32
Al ₂ O ₃	18.23	15.56	14.96	14.75	18.80	17.92	18.36
Fe ₂ O ₃	3.58	5.85	2.16	3.14	17.24	11.59	14.23
MnO	0.04	0.03	0.01	0.03	0.08	0.04	0.06
MgO	3.45	5.36	1.07	1.28	16.84	12.28	16.65
CaO	1.88	0.82	1.37	1.65	0.43	0.60	0.36
Na ₂ O	5.12	5.48	3.86	3.52	1.71	4.25	2.46
K ₂ O	4.49	0.88	3.74	4.04	0.29	0.40	0.27
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.10	0.17	0.15	0.26	0.17
Cs	19.4	1.5	1.7	2.9	1.9	1.3	1.7
Rb	193.3	31.4	85.9	85.2	13.9	15.5	13.8
Ba	1434	195	1657	2252	37	57	39
Sr	535.8	299.6	519.5	469.3	81.6	128.2	58.7
Ni	8.4	5.7	3.6	4.0	10.8	23.6	11.0
V	56	35	23	33	37	122	46
Sc	9	4	3	5	4	17	5
Ga	23.7	13.2	14.2	15.9	22.3	18.0	21.9
Zr	284.3	182.6	178.7	257.7	264.8	380.7	321.7
Hf	8.0	4.7	4.6	6.7	7.0	10.1	7.9
Y	20.6	13.9	10.5	14.9	16.6	47.2	15.9
Nb	19.9	12.9	10.0	14.8	10.7	16.3	9.2
Ta	1.4	1.1	0.8	1.3	0.9	0.8	0.6
Th	17.1	8.6	6.3	10.7	10.6	7.6	6.3
La	74.7	73.4	40.1	66.0	70.6	113.7	74.6
Ce	128.0	122.9	65.4	114.4	126.9	219.4	131.7
Pr	12.96	11.85	6.20	10.70	11.83	23.12	12.73
Nd	43.2	37.3	21.4	35.7	38.9	86.4	43.0
Sm	6.92	5.29	2.89	5.21	5.75	14.67	6.59
Eu	1.24	1.30	0.76	1.31	1.37	3.25	1.25
Gd	5.54	3.92	2.35	4.24	4.30	11.70	4.94
Tb	0.69	0.54	0.32	0.53	0.54	1.66	0.60
Dy	3.77	2.65	1.86	2.67	2.68	9.16	3.02
Ho	0.66	0.49	0.36	0.50	0.50	1.69	0.62
Er	2.00	1.49	0.99	1.36	1.40	4.72	1.52
Tm	0.31	0.21	0.16	0.23	0.22	0.69	0.25
Yb	1.89	1.41	1.22	1.62	1.50	4.96	1.68
Lu	0.32	0.23	0.16	0.26	0.22	0.70	0.25
Densidade	2.539	2.7387	2.944	2.721	2.3621	2.410	2.004

ANEXO B- IMAGENS DO LOCAL DE ESTUDO E AMOSTRAS MACROSCÓPICAS

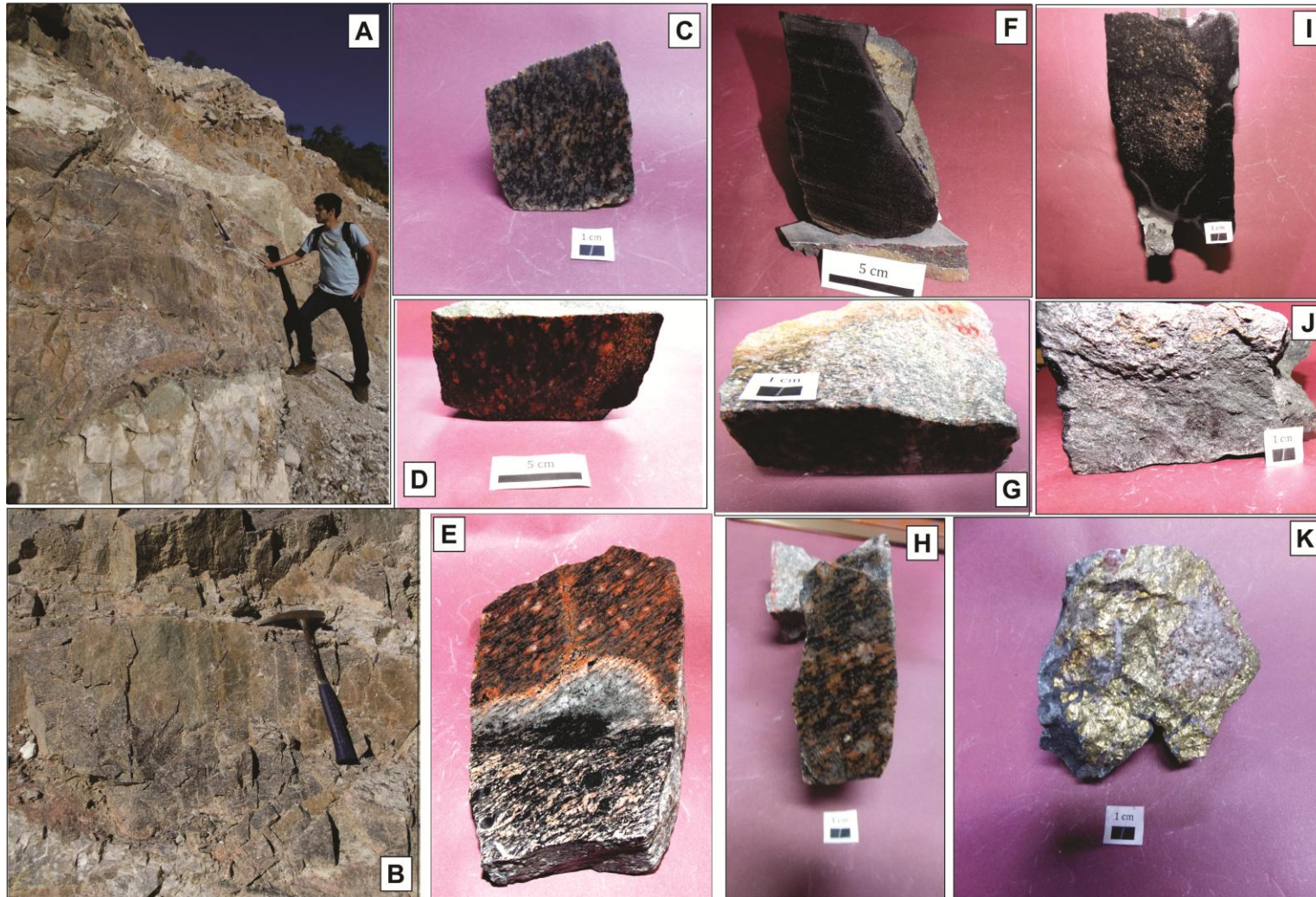


Figura 5. Imagens de amostras macroscópicas e relações de campo. (A) Apófise ígnea em contato com mármore encaixante; (B) Imagem ampliada da apófise ígnea; (C) Amostra de granitóide SL-1; (D) Amostra de granitóide GR-1; (E) Amostra de granitóide e alteração progressiva CEL; (F) Amostra de cloritito com foliação CL2; (G) Granitóide GR2; (H) Granitóide GR2 apresentando foliação; (I) Cloritito CL3; (J) Amostra de cloritito CL1; (K) Amostra PCL com presença de sulfetos.