

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

**INTEGRAÇÃO DE DADOS MINERALÓGICOS, ISÓTOPOS ESTÁVEIS  
(O, H) E POROSIDADE DE ROCHAS (<sup>14</sup>C-PMMA) NO  
RECONHECIMENTO DA EVOLUÇÃO DA ALTERAÇÃO NO  
SISTEMA HIDROTERMAL DE LAVRAS DO SUL/RS, BRASIL**

*Intégration de données minéralogiques, isotopes stables (O, H) et porosité de roches (<sup>14</sup>C-PMMA) dans la reconnaissance de l'évolution de l'altération dans le Système Hydrothermale de Lavras do Sul/RS, Brésil*

EVERTON MARQUES BONGIOLO

**ORIENTADORES:** Prof. Dr. Milton Luiz Laquintinie Formoso

Prof. Dra. Patricia Patrier-Mas

**CO-ORIENTADOR:**

Prof. Dr. André Sampaio Mexias

**BANCA EXAMINADORA:**

Prof. Dr. Daniel Beaufort

Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

Prof. Dr. Michel Loubet

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho

Tese de Doutorado apresentada como requisito parcial para obtenção do Título de Doutor em Geociências com titulação simultânea na UFRGS e na Université de Poitiers.

Porto Alegre – 2006

*Dedico esta tese aos meus avós.*

## AGRADECIMENTOS

Esta tese foi realizada a partir de um convênio CAPES-COFECUB e, portanto, inicio os agradecimentos por estas duas fundações. Este tipo de convênio é extremamente importante para o desenvolvimento científico de pesquisadores e deve ser cada vez mais incentivado.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa de estudos no Brasil e no exterior, sem as quais não seria possível a realização desta tese.

Ao Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGGeo), na pessoa do seu coordenador Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann, e a todos os professores e pesquisadores pelo empenho em manter a qualidade do curso, um dos melhores do país há vários anos.

Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), por oferecer um ensino de qualidade e gratuito. A UFRGS é a minha segunda casa... ou a primeira, poderiam dizer alguns. A Universidade *Jean Monnet*, Universidade *de Poitiers* e aos laboratórios do HydrASA (*Hydrogéologie, Argiles, Sols et Altérations*) e do ESIP (*Ecole Supérieur d'Engenieurs de Poitiers*) pela infra-estrutura oferecida para o desenvolvimento dos trabalhos.

Ao meu orientador Prof. Dr. Milton Luiz Laquintinie Formoso pela confiança no trabalho. Aos meus amigos Prof. Dr. André Sampaio Mexias (co-orientador) e Profa. Dra. Márcia E. B. Gomes, que acompanharam todas as etapas deste projeto e por me proporcionarem um local e condições de trabalho.

Ao Prof. Ricardo Baitelli pela força durante este ano de 2006. Muito obrigado!! Ao Prof. Dr. Clóvis Carlos Carraro pela companhia em trabalhos de campo.

Aos amigos e bolsistas da graduação (em breve geólogos!!) que sempre ajudaram de alguma forma a elaboração deste trabalho e que proporcionaram bons momentos quando eu tinha uma mesa (ou morava...) no Buraco Negro: Gema, Paulinho, Morsa, Cristão, Gerard e Lucas; também à Glória e ao China, que foram morar lá depois. Ao pessoal do laboratório de DRX: Dedi, Jorge, Boto, Digi e Ju. Agradeço em especial ao Renato, sempre prestativo e que proporcionou o acesso ao laboratório em diversas ocasiões.

Aos funcionários do PPGGeo (Bob, Draga, Mema e Leti) pelo apoio na burocracia, pelos bons momentos durante o almoço e, principalmente, por todo o café que eu roubei.

Ao Dr. Luiz Fernando Grafulha Morales por ser o único colega com o qual pude discutir os dados obtidos (os dele e os meus), pela amizade e pelos momentos de descontração, normalmente acompanhados de um bom café.

Ao prof. Dr. Christophe Renac pela hospitalidade em Saint Etienne, ensinamentos e dedicação no trabalho.

Um dos melhores períodos da minha vida, apesar de curto (há controvérsias...), foi em Poitiers. Gostaria de deixar aqui os meus agradecimentos aos professores doutores Alain Meunier e Daniel Beaufort pela hospitalidade e pelo empenho e preocupação para que eu tivesse todas as condições de trabalho durante o meu período em Poitiers. À minha amiga (*Paxi*) e orientadora Patricia Patrier-Mas (*ennemie*) pela orientação, dedicação ao trabalho, por fornecer o acesso a todos os laboratórios e por toda a ajuda pessoal na adaptação e no conhecimento da vida, cultura e da língua francesa. Eu aprendi muito (pessoal e profissionalmente) em um ano e devo muito disso a ti. Ao meu irmão Antoine *Burguês-Toninho-Wander* Mas, que fez de tudo, literalmente, para nos deixar a vontade longe de casa. Espero que possamos vê-los, e conhecer meu afilhado (o pequeno Louis *mini-me...*) em breve!!

Aos amigos de sempre (inclusive os aqui esquecidos... tá, desculpa!) por serem como são. Em especial: Dani, Leiloca, Bubu, Paixan e Xãzinha e à Sommer family.

A Dani por todos os momentos de privação durante os últimos 2 anos, pela ajuda pessoal e profissional e por se ocupar das minhas tarefas de limpeza domésticas (...). Tu te saíste muito bem, atitude acima de tudo.

A toda a minha família, agradeço pelo apoio de sempre.

“Brain... more brain...”  
**The return of the living dead**

Observação do autor:  
“É interessante a semelhança  
entre as necessidades básicas  
de um zumbi e as de um  
doutorando...”

## RESUMO

O distrito mineiro de Lavras do Sul compreende prospectos contendo Au-Cu ( $\pm$ Pb, Zn, Ag) em uma seqüência plutono-vulcânica neoproterozóica no Sul do Brasil. As mineralizações ocorrem em veios e brechas de quartzo com direção preferencial N40°W a E-W e em halos hidrotermais nas encaixantes. Os principais minerais de alteração associados às mineralizações filonianas nos granitóides e nas rochas vulcanogênicas compreendem *sericita* e clorita, respectivamente.

Estudos de campo, petrografia (ótica e MEV), difratometria de raios X, decomposição de difratogramas e química mineral das zonas de alteração mineralizadas mostram que as *sericitas* associadas à alteração filica compreendem: (i) fengita, ilita e interestratificados I/S ( $R \geq 1$ ) ricos em ilita (>80%). Estes componentes mostram uma zonalidade espacial e temporal em escala regional: grandes cristais hexagonais fengíticos ( $2M_1$ ) predominam nos prospectos à Oeste do complexo granítico, sendo substituídos em abundância por pequenos cristais em ripa de ilita e I/S  $R \geq 1$  (ambos 1M) em direção às zonas à Leste. A distribuição espacial destes minerais ratifica observações prévias de que as zonas mais profundas do complexo granítico se localizam à Oeste. Esta evolução em relação aos argilominerais é acompanhada por diferenças texturais nos veios de quartzo, típicas de desequilíbrio à Leste.

As zonas mineralizadas (veios e halos de alteração) evoluem no tempo de assembléias dominadas por minerais dioctaédricos para assembléias dominadas por clorita ( $\pm$ calcita), associada à evolução do fluido (ácido para neutro) e ao colapso do sistema hidrotermal.

Com o uso de técnicas de isótopos estáveis (O-H) e inclusões fluidas, foram caracterizados os fluidos hidrotermais envolvidos neste sistema. Amostras com predominância de fengita e ilita são cristalizadas por fluidos magmáticos (~200-350°C, IF aquosas L, L+V e raras hipersalinas) e meteóricas, enquanto as ricas em I/S sob influência de fluidos magmáticos e meteóricas de composição distinta, próxima à do que cristaliza a clorita (~60-200°C, IF predominantes aquosas L e L+V). A cristalização de clorita em veios e halos de alteração nas rochas vulcanogênicas foi gerada principalmente por interação das rochas vulcanogênicas com fluidos meteóricas de composição similar aos de latitudes polares. Isso implica no posicionamento geotectônico da área de estudo há cerca de 600Ma e na variação da polaridade do fluxo de fluidos envolvido na geração dos veios mineralizados contendo fengita e ilita (Oeste para Leste) e os associados a I/S e clorita (Leste para Oeste).

A comparação da porosidade entre rochas não alteradas (0.5-0.6%) com rochas associadas à alteração propilítica pelo método  $^{14}\text{C}$ -PMMA, mostra um aumento significativo nestas últimas (1.7-1.8%). Comparando-se a porosidade entre granitóides não alterados de fácies diferentes, se observa que as porosidades iniciais são similares, não influenciando nas espessuras diferenciadas de halos de alteração observadas em campo. A porosidade observada nas rochas não alteradas é associada a limites de grão, minerais máficos e microfraturas, enquanto que as nas rochas alteradas, a porosidade maior é associada diretamente com os próprios minerais de alteração.

A integração dos dados obtidos mostra que os depósitos filonianos da região passaram por um processo de alteração hidrotermal complexo em várias etapas, que evolui de condições de maior temperatura associada ao magmatismo à condições próximas às observadas em campos geotérmicos atuais.

**Palavras-chave:** alteração hidrotermal, Lavras do Sul, isótopos estáveis, inclusões fluidas, porosidade de granitos, método  $^{14}\text{C}$ -PMMA

## RESUMÉ

Le district minier de Lavras do Sul comprend des prospections contenant de l'Au-Cu ( $\pm$ Pb, Zn, Ag) en une séquence plutono-volcanique néoprotérozoïque, au Sud du Brésil. Les minéralisations ont lieu dans des veines et brèches de quartz avec une direction préférentielle N40°W à E-W et en halos hydrothermaux dans les encaissantes. Les principaux minéraux d'altération associés aux minéralisations en filon dans les granitoïdes et dans les roches volcanogéniques comprennent de la *séricite* et de la chlorite, respectivement.

Des études de terrain, de pétrographie (optique et MEV), de diffractométrie de rayons X, de décomposition de diffractogrammes et de chimie minérale des zones d'altération minéralisées montrent que les *séricites* associées à des altérations phyllique comprennent: (i) phengite, illite et interstratifiés I/S ( $R \geq 1$ ) riches en illite (>80%). Ces composants montrent une zonalité spatiale et temporelle à l'échelle régionale: de grands cristaux hexagonaux fengitiques ( $2M_1$ ) prédominant dans les prospections à l'Ouest du complexe granitique, étant substitués en abondance par de petits cristaux en bande de illite et I/S  $R \geq 1$  (tous deux de  $1M$ ) en direction aux zones à l'Est. La distribution spatiale de ces minéraux ratifie des observations préalables selon lesquelles les zones les plus profondes du complexe granitique se localisent à l'Ouest. Cette évolution par rapport aux argilominéraux est accompagnée par des différences texturales dans les veines de quartz, typiques de déséquilibre, à l'Est.

Les zones minéralisées (veines et halos d'altération) évoluent dans le temps depuis des assemblées dominées par des minéraux dioctaédriques vers des assemblées dominées par de la chlorite ( $\pm$ calcite), associée à l'évolution du fluide (d'acide à neutre) et au collapsus du système hydrothermal.

Avec l'utilisation de techniques d'isotopes stables (O-H) et d'inclusions fluides, ont été caractérisés les fluides hydrothermaux impliqués dans ce système. Des échantillons à prédominance de phengite et illite sont cristallisés par des fluides magmatiques ( $\sim 200$ - $350^\circ\text{C}$ , IF acqueuses L, L+V et de rares hypersalines) et météoriques, tandis que les riches en I/S le sont sous influence de fluides magmatiques et météoriques de composition distincte, proche de celle qui cristallise la chlorite ( $\sim 60$ - $200^\circ\text{C}$ , IF prédominantes acqueuses L et L+V). La cristallisation de chlorite en veines et halos d'altération dans les roches volcanogéniques a été générée principalement par une interaction des roches volcanogéniques avec des fluides météoriques de composition similaire à ceux de latitudes polaires. Ceci influe sur le positionnement géotectonique du domaine d'étude sur près de 600Ma et sur la variation de la polarité du flux de fluides engagé dans la génération des veines minéralisées contenant de la phengite et de l'illite (d'Ouest en Est) et les associés à I/S et à la chlorite (d'Est en Ouest).

La comparaison de la porosité entre roches non altérées (0.5-0.6%) avec des roches associées à l'altération propylitique, par la méthode du  $^{14}\text{C}$ -PMMA, montre une augmentation significative dans ces dernières (1.7-1.8%). En comparant la porosité entre granitoïdes non altérés de faciès différents, il est observé que les porosités initiales sont similaires, n'influençant pas sur les épaisseurs différenciées de halos d'altération observées sur le terrain. La porosité observée dans les roches non altérées est associée à des limites de grain, des minéraux mafiques et des microfractures, alors que dans celles des roches altérées, la porosité majeure est associée directement aux minéraux d'altération eux-mêmes.

L'intégration des données obtenues montre que les dépôts en filon de cette région sont passés par un processus d'altération hydrothermale complexe à plusieurs étapes, qui évolue de conditions de plus grande température associée au magmatisme à des conditions proches de celles observées en champs géothermiques actuels.

**Mots-clés:** altération hydrothermale, Lavras do Sul, isotopes stables, inclusion fluides, porosité des granites, méthode  $^{14}\text{C}$ -PMMA

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Localização e vias de acesso à área de estudo.	15
<b>Figura 2.</b> Mapa geológico do Escudo Sul-rio-grandense e suas principais unidades geotectônicas.	26
<b>Figura 3.</b> Mapa geológico da área de estudo, contendo a localização das antigas minas.	30
<b>Figura 4.</b> Composição e evolução de fluidos imiscíveis no sistema H <sub>2</sub> O-NaCl em função da temperatura (800, 600 e 400°C) em profundidades controladas pela pressão litostática (até 2 kbars).	40
<b>Figura 5.</b> Variação da composição isotópica ( $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta\text{D}$ ) de magmas e águas crustais em relação ao padrão SMOV.	41
<b>Figura 6.</b> Esquema da distribuição espacial da alteração hidrotermal em depósitos do tipo pórfiro.	43
<b>Figura 7.</b> Esquema dos vários processos deduzidos para sistemas vulcânicos-hidrotermais e geotérmicos e os ambientes de ocorrência dos estilos de depósitos epitermais de alta e baixa sulfetação em relação a uma fonte de calor.	46
<b>Figura 8.</b> Diagrama esquemático mostrando a zonação mineralógica típica da alteração hidrotermal entre depósitos de baixa e alta sulfetação.	48
<b>Figura 9.</b> Seção esquemática contendo as manifestações em superfície e a distribuição teórica das isothermas e dos depósitos (gás e líquido) em subsuperfície para um sistema geotérmico em ambiente de relevo baixo.	52
<b>Figura 10.</b> Exemplo das etapas de dissipação de calor em um campo geotérmico.	54
<b>Figura 11.</b> Classificação dos três tipos de alterações hidrotermais (ácida, intermediária e alcalina) a partir da temperatura x razão da atividade de cátions em solução	55
<b>Figura 12.</b> Resumo das variações de temperatura em que se observa cada um dos minerais de alteração em campos geotérmicos.	56
<b>Figura 13.</b> Evolução da alteração hidrotermal no campo geotérmico.	58
<b>Figura 14.</b> Exemplo de diagrama de estabilidade, temperatura x concentração total de íons em solução	59

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1.</b> Comparação entre as principais características dos antigos trabalhos mineiros da região de Lavras do Sul.	32
<b>Tabela 2.</b> Tipos de depósitos minerais associados ao magmatismo em arcos vulcânicos.	38
<b>Tabela 3.</b> Comparação entre dados geotermométricos baseados no critério estrutural obtidas para argilominerais da série dioctaédrica.	60

## ESTRUTURA E ORGANIZAÇÃO DA TESE

O estudo da alteração hidrotermal da região de Lavras do Sul é organizado no presente trabalho a partir do **capítulo 1**, que trata da apresentação do assunto abordado, da caracterização do problema e da localização da área de estudo, além da descrição dos objetivos gerais da tese e das etapas metodológicas empregadas durante o trabalho.

No **capítulo 2**, é descrita a compartimentação geotectônica do Escudo Sul-riograndense, a situação geotectônica da região de estudo e a descrição das principais unidades portadoras das mineralizações e da alteração hidrotermal.

No **capítulo 3** é apresentada uma revisão das características gerais quanto à gênese, alteração hidrotermal, isótopos estáveis ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$ ), porosidade e fluidos envolvidos em sistemas hidrotermais fósseis (tipos pórfiro e epitermal) e ativos (campos geotérmicos) associados a arcos vulcânicos, além de algumas considerações em relação aos argilominerais cristalizados nestes ambientes.

O **capítulo 4** compreende a caracterização da evolução temporal e espacial do sistema hidrotermal fóssil de Lavras do Sul. Esta caracterização é feita, principalmente, com base em evidências obtidas pelo estudo detalhado das fases dioctaédricas de alteração a partir de trabalhos de campo, petrografia, difratometria de raios X e análises químicas apresentada no artigo “*Spatial and temporal evolution of hydrothermal alteration at Lavras do Sul/Brazil: evidence from dioctahedral clay minerals*”, submetido ao periódico *Clays and Clay Minerals*.

O **capítulo 5** apresenta a aplicação de isótopos estáveis ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  e  $\delta^{34}\text{S}$ ) e inclusões fluidas na caracterização dos fluidos envolvidos na cristalização dos argilominerais neoformados durante o hidrotermalismo e das fases sulfetadas em veios e nos halos de alteração, desenvolvida no artigo “*Stable isotope (O, H, S) and fluid-inclusion constraints on source and evolution of ore-forming fluids at Lavras do Sul/Brazil*”, submetido ao periódico *Chemical Geology*.

O **capítulo 6** compreende o estudo e comparação da porosidade entre rochas não alteradas e propiliticamente alteradas da área de estudo, contido no artigo “*Quantification of porosity evolution from unaltered to propylitic-altered granites: the  $^{14}\text{C}$ -PMMA method applied on the hydrothermal system of Lavras do Sul, Brazil*”, submetido ao periódico *Anais da Academia Brasileira de Ciências*.

A discussão, considerações finais e as conclusões sobre a evolução da alteração hidrotermal na região de estudo obtidas neste estudo são apresentadas no **capítulo 7**.

As **referências** citadas no corpo principal da tese (capítulos 1, 2, 3 e 7) estão organizadas em ordem alfabética no final do trabalho, ao contrário das referências utilizadas na confecção de cada um dos artigos submetidos, que são listadas no final destes ( capítulos 4, 5 e 6). Do mesmo modo, apenas as ilustrações do corpo principal da tese são apresentadas na **lista de figuras**. No **Anexo 1** é apresentado o resumo expandido da tese em francês e o **Apêndice A** compreende um mapa digitalizado e georreferenciado de todos os pontos descritos.

## SUMÁRIO

Dedicatória	
Agradecimentos	
Epígrafe	
Resumo	
Resumé	
Lista de Figuras	
Lista de Tabelas	
Estrutura e organização da tese	
<b>Capítulo 1. Introdução</b>	<b>13</b>
1.1 Apresentação	14
1.2 Localização da área e vias de acesso	15
1.3 Objetivos	15
1.4 Metodologias	16
<b>Capítulo 2. Contexto geológico e geotectônico</b>	<b>25</b>
2.1 Geologia regional	26
2.2 Geologia da área	28
2.3 Histórico e mineralizações	31
<b>Capítulo 3. Características dos sistemas hidrotermais em arcos vulcânicos</b>	<b>37</b>
3.1 Sistemas hidrotermais - generalidades	38
3.2 Sistemas fósseis	41
3.2.1 Depósitos do tipo pórfiro	41
3.2.2 Depósitos do tipo epitermal	45
3.3 Sistemas ativos – campos geotérmicos	51
3.3.1 Fluxo e dissipação do calor	53
3.3.2 Zonalidade da alteração hidrotermal	54
3.4 Estudos em argilominerais	58
<b>Capítulo 4. <i>Spatial and temporal evolution of hydrothermal alteration at Lavras do Sul/Brazil: evidence from dioctahedral clay minerals</i></b>	<b>62</b>

<b>Capítulo 5.</b> <i>Stable isotope (O, H, S) and fluid-inclusion constraints on source and evolution of ore-forming fluids at Lavras do Sul/Brazil</i>	102
<b>Capítulo 6.</b> <i>Quantification of porosity evolution from unaltered to propylitic-altered granites: the <sup>14</sup>C-PMMA method applied on the hydrothermal system of Lavras do Sul, Brazil</i>	140
<b>Capítulo 7. Discussão e conclusões</b>	163
<b>Referências</b>	171
<b>Anexo 1 – Résumé étendu</b> (Resumo expandido da tese)	
<b>Apêndice A – Mapa topográfico e de pontos descritos georreferenciados</b>	

# **Capítulo 1**

## **INTRODUÇÃO**

## 1.1 APRESENTAÇÃO

O conceito de alteração hidrotermal inclui processos complexos de mudanças físico-químicas em rochas pré-existentes a partir da interação destas com fluidos aquecidos. O estudo da alteração hidrotermal tem um interesse econômico. Em sistemas hidrotermais fósseis, os fluidos associados à alteração hidrotermal atuante por um longo período de tempo podem ter sido acompanhados de elementos metálicos em solução (Au, Ag, Cu, Pb, Zn, etc) que, por vezes, se depositam em zonas específicas da crosta. Já nos sistemas ativos (campos geotérmicos), o alvo principal são os próprios fluidos aquecidos, utilizados para diversos fins.

O Distrito Aurífero de Lavras do Sul (Kaul, 1975) compreende antigos prospectos mineiros, conhecidos desde o final do século XVIII. Estes estão situados em uma seqüência plutono-vulcânica neoproterozóica, portadora de mineralizações de Au-Cu ( $\pm$ Pb, Zn, Ag) em veios de quartzo, que formam halos de alteração e mineralização disseminada nas rochas encaixantes.

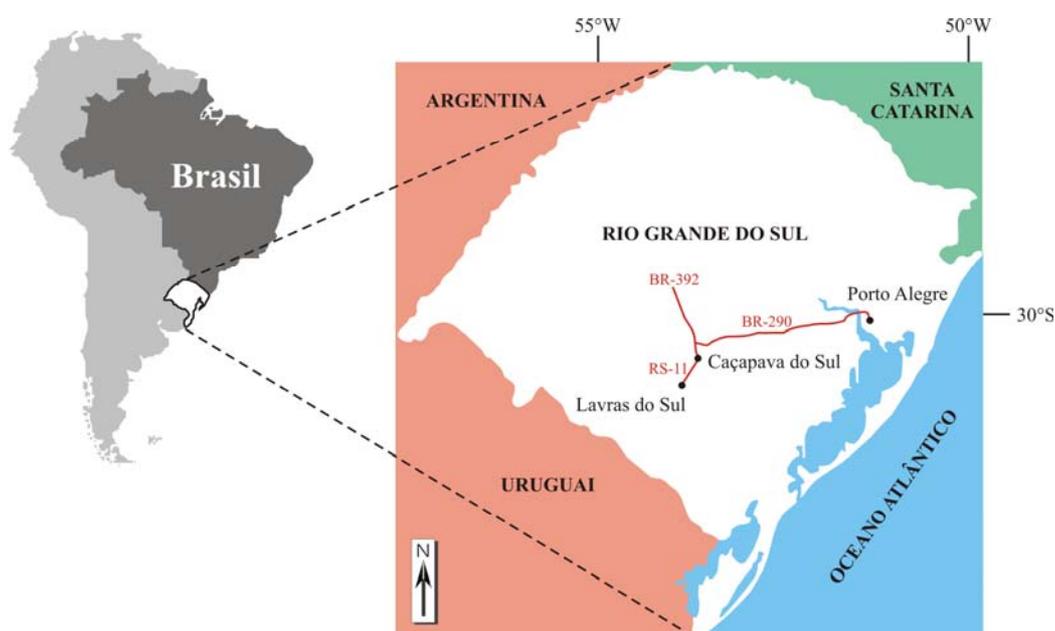
Inúmeros pesquisadores e empresas desenvolveram trabalhos geológicos na região, porém, a geoquímica do hidrotermalismo associado às mineralizações foi pouco estudada, com destaque para os trabalhos de Nardi (1984), Mexias *et al.* (1990 a,b), Nardi e Lima (1988), Mexias (2000), Bongioiolo (2002), De Liz (2004) e Mexias *et al.* (2005). Um modelo de depósito do tipo Cu-Mo pórfiro foi anteriormente sugerido para a região a partir dos minerais de alteração observados. Questões referentes, neste caso, à identificação da rocha fonte do minério não foram ainda bem estabelecidas. Além disso, as relações temporais e espaciais, as condições físico-químicas (dinâmica) do sistema e as características dos estágios de alteração hidrotermal em escala regional nunca foram suficientemente estudadas e entendidas, o que se reflete na variação da intensidade da exploração na área de estudo.

Recentemente, com o aumento da cotação do ouro no mercado internacional, a região de Lavras do Sul tem sido alvo de programas de prospecção de diversas empresas multinacionais, como *Seahawk Minerals Limited*, Rio Tinto e *IAMGold Corporation*.

Este trabalho compreende um estudo integrador da alteração hidrotermal e da sua associação com as mineralizações da região de Lavras do Sul/RS, com base em dados petrográficos, química mineral, isótopos estáveis, inclusões fluidas e porosidade de rocha. As amostras foram obtidas em superfície e em testemunhos de sondagem, com ênfase no estudo dos argilominerais formados durante os processos de alteração.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO

A área de estudo se localiza na zona central do estado do Rio Grande do Sul, Sul do Brasil (Fig. 1). A partir de Porto Alegre, as vias de acesso à área são a BR-290 para Oeste, até o entroncamento desta com a BR-392, de onde se segue para Sul até o município de Caçapava do Sul. A partir deste, percorre-se 57km pela RS-11 para Sudoeste até o município de Lavras do Sul, que situa-se no centro do conjunto de minas/prospectos estudados. O acesso a cada um destes prospectos é feito a partir de estradas vicinais.



**Figura 1.** Localização da área estudada. À esquerda os mapas da América do Sul, do Brasil e do Estado do Rio Grande do Sul. À direita, detalhe do Estado do Rio Grande do Sul e as principais vias de acesso à área de estudo.

**Figure 1.** Localisation du domaine étudié. À gauche, les cartes de l'Amérique du Sud, du Brésil et de l'État du Rio Grande do Sul. À droite, détail de l'État du Rio Grande do Sul et les principales voies d'accès au domaine d'étude.

## 1.3 OBJETIVOS

O objetivo principal desta tese é compreender o funcionamento do sistema hidrotermal fóssil de Lavras do Sul em escala regional, que contribuirão no entendimento da origem e

tipologia (modelo) de depósito e, conseqüentemente, na reavaliação do seu potencial metalogenético. Para atingir estes objetivos, foi necessário integrar os dados das diferentes minas e prospectos a partir de levantamentos de campo, petrografia e geoquímica em diversas escalas.

O estudo de transformações mineralógicas a partir de petrografia contribuiu na identificação precisa dos tipos e estilos de alteração, definição da disposição espacial e temporal (evolutiva) do sistema como um contexto dinâmico e nas considerações sobre as condições físico-químicas dos estágios hidrotermais, fluidos envolvidos e a associação com o minério.

## **1.4 METODOLOGIA**

O presente item resume as várias etapas de trabalhos executadas, distribuídas em quatro grupos principais: aquisição/compilação de dados, trabalhos de campo e etapa de laboratório. As metodologias empregadas seguiram o nível atual de conhecimento e detalhamento de depósitos hidrotermais e foram, por vezes, modificadas a partir de resultados parciais obtidos.

### *1.4.1 Aquisição/compilação de dados*

Envolve a compilação de dados publicados e revisão bibliográfica para reunir um conjunto de informações sobre a área e o tema de trabalho. Como mapa base, foi utilizada a porção Norte da carta topográfica na escala 1:50000 do Serviço Geográfico do Exército do Brasil, que abrange a folha Lavras do Sul (SH-22-Y-A-IV-3). Foram obtidas imagens de satélite e fotografias aéreas na escala 1:25000 e 1:60000 junto a CPRM/SUREG – Porto Alegre e Departamento de Geodésia/UFRGS. Mapas de amostragem e relatórios técnicos foram fornecidos pelas empresas estatais que trabalharam na região. Foram feitos pedidos de descrições e amostras de testemunhos de sondagem da Mina Volta Grande executadas na década de 90 (CRM e CPRM), das novas sondagens executadas em 2002 na Mina Valdo Teixeira (CRM) e das executadas na Mina Cerrito na década de 90 (CBC e *Seahawk*). Os relatórios técnicos fornecidos destas empresas orientou as amostragens, tanto de testemunhos de sondagem como em campo.

#### 1.4.2. Trabalhos de campo

As etapas de campo constituem o mapeamento geológico básico, descrição de testemunhos de sondagem, reconhecimento dos aspectos geológico-estruturais de cada uma das antigas áreas de mineração do distrito aurífero, bem como a coleta de amostras para os trabalhos de laboratório.

- **Mapeamento geológico básico:** Em uma primeira etapa foram executados perfis geológicos regionais e posteriormente, o reconhecimento em detalhe dos diversos prospectos mineiros do distrito.

Esta etapa compreendeu o levantamento sistemático de medidas de direções e mergulhos de fraturas e veios e posterior trabalho destes dados em diagramas, utilizando o *software* Stereonet<sup>®</sup>, com o objetivo de obter dados relativos ao condicionamento estrutural regional das mineralizações. As estruturas já conhecidas foram detalhadas e analisadas, compreendendo a identificação das gerações de fraturas, seus preenchimentos, distribuições espaciais e temporais e da alteração hidrotermal associada. Como mapa geológico básico regional foram utilizadas as cartas 1:50000 produzidas pelo Instituto de Geociências/UFRGS (trabalhos de graduação) e a Folha Cachoeira do Sul (1:250000), produzida pela CPRM. Mapas geológicos de maior detalhe da área de estudo foram obtidos da bibliografia (Reischl, 1980; Nardi, 1984; Gastal e Lafon, 1998) e de relatórios internos de empresas estatais (CPRM, CRM). Amostras das diferentes texturas de veios de quartzo, observadas macroscopicamente, foram coletadas para posterior confecção de lâminas delgadas e bipolidas para estudo de inclusões fluidas. A classificação destes seguiu a proposta de Dowling e Morrison (1989) para veios em ambientes hidrotermais. Dados sobre as variações dos tipos de textura foram cruzados com observações das direções de ocorrência dos mesmos, visando a obter uma distribuição espacial das texturas e seus significados.

Esta etapa possibilitou a comparação dos dados levantados em campo com os obtidos a partir das revisões bibliográficas. Todos os afloramentos descritos foram georreferenciados com a utilização de receptores GPS do Instituto de Geociências/UFRGS (**APÊNDICE – A**). Foram utilizados aproximadamente 60 dias de campo para esta etapa de trabalho.

- **Descrição de testemunhos de sondagem:** Quatro testemunhos completos de sondagens rasas (<150m) da Mina Valdo Teixeira e porções de testemunhos de sondagem obtidos das minas Volta Grande, Cerrito, Fazenda da Chácara e Bloco do Butiá foram descritos. Em todos estes, foram escolhidas, descritas e coletadas amostras representativas

para posterior confecção de lâminas petrográficas, análises isotópicas e de porosidade. Foram utilizados aproximadamente 10 dias de campo para esta etapa de trabalho.

#### *1.4.3 Etapa de Laboratório*

Incluem-se neste item os trabalhos em laboratório executados no Brasil e durante o período de estágio sanduíche no Laboratório de Argilas, Solos e Alterações (HYDRASA) – Universidade de Poitiers (Set/2004 – Ago/2005). Fazem parte desta etapa trabalhos de petrografia com luz transmitida e refletida, procedimentos relacionados à química mineral e isotópica, obtenção e análise digital de dados de porosidade em rochas e difratometria de raios X. Nesta etapa, foram também realizados os trabalhos de geoprocessamento dos dados de fotografias aéreas, imagens de satélite, e digitalização de cartas topográficas. A metodologia adotada para aquisição de dados mineralógicos permitiu a observação da nucleação-crescimento e da evolução das reações de transformação mineral (propriedades texturais e microestruturais). Esta passa pela utilização de equipamentos de rotina, como a Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), Microsonda Eletrônica (ME), Difratometria de raios X (DRX) e estudo de Inclusões Fluidas (IF), entre outros.

- **Fotointerpretação:** A interpretação de fotografias aéreas na escala 1:60000 e 1:25000 foram feitas principalmente com o objetivo de executar o mapeamento estrutural de parte da Folha Lavras do Sul, compreendendo as antigas minas estudadas. Estes dados foram comparados com estruturas observadas em imagens de satélite (estruturas regionais).

- **Análises petrográficas:** Análises macro e microscópica das amostras coletadas e laminadas, utilizando microscópios de transmissão e de reflexão. Os propósitos da aplicação da petrologia são de identificar o tipo de alteração, ou seja, as assembléias minerais e/ou paragêneses de alteração, além de servir para a individualização de cada fase de alteração espacial e temporalmente. As fácies de alteração foram comparadas às observadas na literatura em outros depósitos de filiação hidrotermal para posterior classificação. As amostras foram catalogadas, fotografadas (macro e microscopicamente) e escolhidas, segundo a tipologia e diversidade encontrada para os estágios de análise seguintes (química mineral e difratometria de raios X). Esta fase compreendeu ainda a confecção de lâminas delgadas e preparação destas para as análises químicas posteriores. Foram confeccionadas cerca de 150 lâminas delgadas, estudadas em conjunto com cerca de 400 lâminas já existentes,

confeccionadas durante os trabalhos de Mexias (1990; 2000) e Bongiolo (2002), com o objetivo de obter o maior número possível de dados em escala regional.

- **Petrografia de Inclusões Fluidas (IF):** 15 lâminas bipolidas foram previamente confeccionadas para análises de inclusões fluidas. Estas compreendem amostras de veios (quartzo e calcita) em granitóides e rochas vulcânicas e, localizadamente, de rochas encaixantes a estes. Entretanto apenas 3 lâminas continham inclusões fluidas com composição, tamanho, transparência e quantidade apropriadas para estudos microtermométricos. Descrições petrográficas foram usadas para determinar e classificar as diversas populações de inclusões fluidas. Uma platina de aquecimento-resfriamento Chaixmeca foi utilizada na Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS), calibrada com os pontos tríplices de CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O e por temperaturas de fusão final dos padrões Merck (306 e 398°C) para os estudos microtermométricos. A precisão estimada das medidas é próxima a 0,2°C e exatidão  $\pm 0,5^\circ\text{C}$  a temperaturas de até 135°C, aumentando para até 12°C a temperaturas de 398°C. Para os cálculos de salinidade determinados pela fusão do gelo, foram usadas as equações de Bodnar (2003).

- **Difratometria de raios X (DRX):** Neste trabalho, as análises por difratometria de raios X tiveram os seguintes objetivos: (i) caracterização dos minerais de alteração e (ii) controle de pureza mineralógica para análises isotópicas.

Após a escolha das rochas representativas dos processos hidrotermais atuantes na área de estudo (a partir de estudos petrográficos), foram realizadas análises por difratometria de raios X em amostras de rocha total, veios e suas respectivas rochas encaixantes alteradas, com o objetivo de reconhecer a tipologia e distribuição dos minerais de argila em seus diferentes contextos de ocorrência (veios ou rocha encaixante). Nesta etapa, as amostras foram inicialmente desagregadas em diâmetro médio de 0,5cm e processadas por *criogenia*. Neste processo, as rochas são colocadas em contato com nitrogênio líquido (N<sub>2</sub> líquido) e água levemente aquecida sucessivamente. Sendo assim, minerais altamente suscetíveis a variações bruscas de temperatura (-196°C a 40°C), como por exemplo, o quartzo, se contrai e se expande rapidamente. O resultado deste choque térmico é uma recuperação de maior quantidade dos argilominerais das rochas e a aplicação de força menor durante a moagem da amostra. A moagem em geral de ágata foi executada sob lâmina d'água deionizada para evitar o atrito direto com as partículas e a aplicação de alta pressão (e conseqüentemente temperatura) na amostra, o que pode modificar a estrutura original dos argilominerais. As

soluções com as amostras são posteriormente colocadas em rotor por uma noite e em ultrassom para desagregar as partículas. A recuperação dos argilominerais ocorreu em três etapas, para aumentar a quantidade de amostra obtida. Em algumas amostras foi adicionada uma solução de  $\text{CaCl}_2$  (10ml por litro) por uma noite em sala climatizada ( $20^\circ\text{C}$ ), com o objetivo de dissociar as partículas. As amostras que passaram por este processo tiveram posteriormente que passar por um processo de diálise, com o objetivo de extrair o  $\text{CaCl}_2$  antes da secagem em estufa a  $60^\circ\text{C}$ .

As frações  $<5\mu\text{m}$  foram separadas por sedimentação e analisadas na forma natural e saturada com etileno-glicol em lâminas orientadas, sendo utilizado para a produção da lâmina um filtro miliporo ( $0,8\mu\text{m}$ ) acoplado a vácuo; o filtro é posteriormente colocado sobre uma lâmina de vidro. Amostras contendo alteração intempérica (caolinita e esmectita) foram identificadas por DRX e excluídas do trabalho. A porção restante das amostras passou por um processo de separação e secagem em estufa. Foram utilizados nas análises um difratômetro de raios X Philips PW1729 com radiação  $\text{CuK}\alpha_{1+2}$ , acoplado a um sistema de aquisição computadorizado DACO MP na Universidade de Poitiers. As condições de aquisição foram as seguintes:  $2,5$  a  $30^\circ 2\theta$   $\text{CuK}\alpha_{1+2}$  para intervalo angular, com degrau de varredura do goniômetro de  $0,02^\circ 2\theta$  e tempo de contagem de 3s por degrau, 40kV e 40mA. Os padrões de DRX foram obtidos numericamente e tratados através do *software* DIFFRAC-AT<sup>®</sup> da SOCABIM. Com a utilização deste *software* foram medidos os deslocamentos de picos a  $10\text{Å}$  para minerais dioctaédricos e diferença de razões dos picos a  $14$  e  $7\text{Å}$  para clorita, além de índice de cristalinidade relativo como o FWHM (*Full Width of Half Maximum Intensity*) para cada uma das amostras. A partir das diferentes tipologias, grau de cristalização e tamanho de partículas dos argilominerais encontrados (DRX e petrografia) foi feita uma nova separação da fração  $<1\mu\text{m}$  (em alguns casos  $<0,2\mu\text{m}$ ), com a utilização de ultracentrífugas específicas, pois a fração  $<2\mu\text{m}$ , classicamente utilizada no estudo de argilominerais em rochas alteradas, contém ainda uma grande quantidade de outros minerais detríticos (biotitas, anfibólios, feldspatos, etc). As frações mais finas ( $<0,2\mu\text{m}$ ) são, portanto, ricas nos argilominerais associados aos eventos hidrotermais. Para a separação da fração  $<1\mu\text{m}$  as amostras foram centrifugadas por 10 minutos e para a fração  $<0,2\mu\text{m}$  foram utilizadas velocidade de fluxo de 150ml/min e 5000 rotações.

Os diferentes episódios de interação fluido-rocha podem levar à neoformação de diferentes fases de argilominerais, presentes em uma mesma amostra, originando por vezes difratogramas complexos. Sendo assim, foram utilizados os *softwares* DECOMPXR (Lanson

e Besson, 1992) para a decomposição das diferentes linhas de difratogramas em Gaussiano, permitindo a identificação de diferentes constituintes e suas abundâncias relativas. Este *software* permite verificar, em difratogramas que parecem preliminarmente monominerálicos, se as cristalinidades observadas (a partir do número de camadas que difratam de modo coerente no eixo  $c^*$ ) são homogêneas na mesma amostra ou se é necessária a introdução (decomposição e modelização) de componentes minerais com cristalinidades diferentes. A comparação dos difratogramas obtidos com espectros teóricos foi feita com a utilização do *software* Newmod<sup>®</sup> (Reynolds, 1985).

Nas amostras selecionadas para análises isotópicas, foram feitas aquisições a partir de amostras não orientadas, com passagem dos minerais em uma peneira com abertura de 50 $\mu$ m, caindo sobre uma lâmina de vidro nas mais variadas posições. Foram utilizadas as mesmas condições analíticas das análises na forma orientada, exceto para o intervalo angular, compreendido entre 2 e 60°2 $\theta$  CuK $\alpha_{1+2}$ . Esta etapa foi fundamental para a observação de possíveis contaminantes (feldspatos, carbonatos, etc) que pudessem modificar a composição isotópica dos argilominerais.

Foram ainda escolhidas amostras para detalhamento dos politipos dos argilominerais dioctaédricos encontrados, de acordo com suas diferenças observadas na etapa anterior. Neste caso foi utilizado um difratômetro com rotação do porta amostra e em condições de análise lentas, para obtenção de bons espectros. As condições analíticas foram as seguintes: 18 a 36°2 $\theta$  CuK $\alpha_{1+2}$  como intervalo angular, com degrau de varredura do goniômetro de 0,02° 2 $\theta$  e tempo de contagem de 1s por degrau, 40kV e 40mA.

- **Microsonda Eletrônica (ME):** Foram feitas análises quantitativas (*Wavelength Dispersive X-ray Spectroscopy* - WDS) em anfibólio, clorita, mica branca e feldspato provenientes de diversas minas da região. As análises foram realizadas em 4 sessões no laboratório de microanálises CAMPARIS na Universidade Pierre e Marie Curie (Paris VI e VII) em equipamento CAMECA SX-50. Nas análises de rotina para elementos maiores, foi utilizada voltagem de 15kV e corrente de 4nA para clorita e mica branca e de 15kV e 10nA para os outros silicatos, sempre com tempo de contagem de 20s para cada elemento. Os resultados foram posteriormente inseridos no *software* MINPET<sup>®</sup>, para os cálculos de fórmula estrutural e confecção de gráficos específicos de composição e classificação.

- **Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)**

a. Análises químicas: foram feitas análises quantitativas em clorita e mica branca em cerca de 30 lâminas delgadas representativas do processo hidrotermal. As análises foram realizadas na Universidade de Poitiers (Poitiers, França) em equipamento Jeol JSM 5600LV equipado com EDS (*Energy Dispersive X-ray Spectroscopy*), calibrado com padrões minerais para a execução de microanálises no *software* Inca<sup>®</sup> da Oxford. Nas análises de rotina para elementos maiores, foi utilizada voltagem de 15kV e corrente média de 0,6nA e tempo de contagem total para cada análise de 60s e tempo morto de aproximadamente 25%. Posteriormente, os resultados foram inseridos no *software* MINPET<sup>®</sup> para os cálculos de fórmula estrutural e confecção de gráficos específicos de composição e classificação.

b. Análises das formas cristalinas dos argilominerais: a forma e tamanho dos cristais foram analisados em aparelho Jeol JSM 5800 equipado com EDS do Centro de Microscopia Ótica da UFRGS, utilizando fragmentos de rocha, sendo os dados cruzados com o índice de cristalinidade obtidos nos difratogramas. Os resultados de forma e tamanho de minerais foram comparados em amostras provenientes de zonas proximais e distais de veios mineralizados, com o objetivo de comparar estes parâmetros temporal e espacialmente, além da observação do estágio de evolução das reações (cristalização-dissolução).

- **Análises isotópicas ( $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$ ):** As amostras para estudo dos fluidos associados às alterações foram escolhidas nas etapas anteriores em razão do ambiente de formação e tipologia. Grãos de quartzo de amostras alteradas, não alteradas e de veios, e de K-feldspato de rochas não alteradas foram separados por catação em lupa binocular. Os principais minerais associados ao quartzo (mica, clorita) foram separados por sedimentação e centrifugação, e sua pureza conferida por análises de DRX na forma não orientada. No caso de misturas de clorita e mica, foram obtidas poucas frações puras, primeiro a partir da separação pela metodologia de líquidos densos, usando politungstato de sódio (( $\text{Na}_6\text{H}_2\text{W}_{12}\text{O}_{40}$ ). $\text{H}_2\text{O}$ ) e centrifugação. Posteriormente, foi feita a purificação dos argilominerais em algumas amostras por ataque ácido (HCl e  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ) para dissolução de clorita e obtenção de quantidades variadas do contaminante. Amostras de rocha total alteradas também foram analisadas, após pulverização, para comparação com os dados obtidos em minerais individuais. As análises foram feitas na Universidade Jean Monnet (Saint Etienne, França), Os dados visaram à obtenção de informações referentes à razão fluido-rocha, temperatura de formação de paragêneses a partir da utilização de cálculos com pares minerais

e da natureza do fluido envolvido na formação das alterações (coeficientes de fracionamentos fluido-mineral) e associação com o das fases analisadas com o minério.

Análises isotópicas do H<sub>2</sub> e CO<sub>2</sub> foram feitas utilizando um espectrômetro de massa ISOPRIME. Todos os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  são indicados em per mil (‰) relativos ao Vienna-Standard Mean Ocean Water (V-SMOW). Erros de reprodução dos experimentos para padrões e amostras são de  $\delta^{18}\text{O} \pm 0,3 \text{ ‰}$  e  $\delta\text{D} \pm 3 \text{ ‰}(2\sigma)$ .

Para análises do  $\delta^{18}\text{O}$ , as amostras foram colocadas em vácuo por pelo menos 4 horas a 150°C (Hsieh e Yapp, 1999; Ziegler *et al.*, 2003) e posteriormente reagidas com BrF<sub>5</sub> para liberar o oxigênio estrutural e convertê-lo em CO<sub>2</sub> por reação com uma amostra de carbono (Clayton e Mayeda, 1963). No caso do hidrogênio, as amostras foram inicialmente secas a temperatura ambiente e colocadas em vácuo por uma noite (150 a 200°C) dentro de um tubo de quartzo. O hidrogênio é liberado por fusão (~1300°C) com um maçarico de oxigênio-butano (Godfrey, 1962). Os gases liberados passam por um sistema de óxido de cobre a 575°C e são então convertidos em H<sub>2</sub> por redução com urânio a 800°C (Bigeleisen *et al.*, 1952). O H<sub>2</sub> é coletado em um contêiner com carvão ativado e nitrogênio líquido.

- **Análises de Porosidade:** o método <sup>14</sup>C-PMMA foi utilizado para análise de porosidade entre rochas não alteradas e as associadas à alteração propilítica. Inicialmente foi realizada a revisão bibliográfica sobre a técnica. Após a escolha de amostras por petrografia, estas foram enviadas ao Laboratório de Radioquímica (Helsinki, Finlândia) para impregnação das amostras com o monômero <sup>14</sup>C-MMA e polimerização deste nos poros das rochas. Após receber as amostras impregnadas, foram confeccionadas novas lâminas delgadas das mesmas porções impregnadas e as superfícies das amostras de rocha foram polidas e limpas com ultrassom. A próxima fase foi a execução de 2 sessões de autoradiografias de lâminas delgadas, dos fragmentos de rocha correspondentes e de padrões com atividades conhecidas do traçador <sup>14</sup>C, sendo a primeira sessão de duas semanas e a segunda de 5 dias de exposição. Posteriormente foi feita a revelação das autoradiografias das amostras e dos padrões de calibração e suas respectivas digitalizações em alta resolução para obtenção das densidades óticas utilizando o *software* Adobe Photoshop<sup>®</sup>. O *software* Origin<sup>®</sup> foi utilizado para calcular a coerência entre a curva de atividade do traçador x densidade ótica de níveis de cinza. O estudo de petrografia foi novamente necessário para comparação de porosidade observada na autoradiografia e na rocha por microscópio de varredura e nas lâminas delgadas por microscópio de transmissão e de reflexão. Os trabalhos no MEV compreenderam ainda

medidas de abertura de microfraturas e obtenção de imagens das porções representativas dos vários tipos de porosidade encontrados. Os dados de imagem foram analisados no software Autoradio<sup>®</sup> (Prêt, 2002), para quantificação e qualificação (associação da petrografia com os valores obtidos de porosidade) dos poros em diferentes porções da rocha. A quantificação mineralógica modal das lâminas correspondentes e dos fragmentos de rocha analisados foram obtidos a partir de contagens modais e por processos de colorimetria de minerais com utilização de Ferrocianeto de potássio e Cobaltinitrito de sódio. Posteriormente a imagem digitalizada das superfícies coloridas foi tratada no programa Adobe Photoshop<sup>®</sup> para transformação de cada fase mineral em imagens preto e branco para as quantificações.

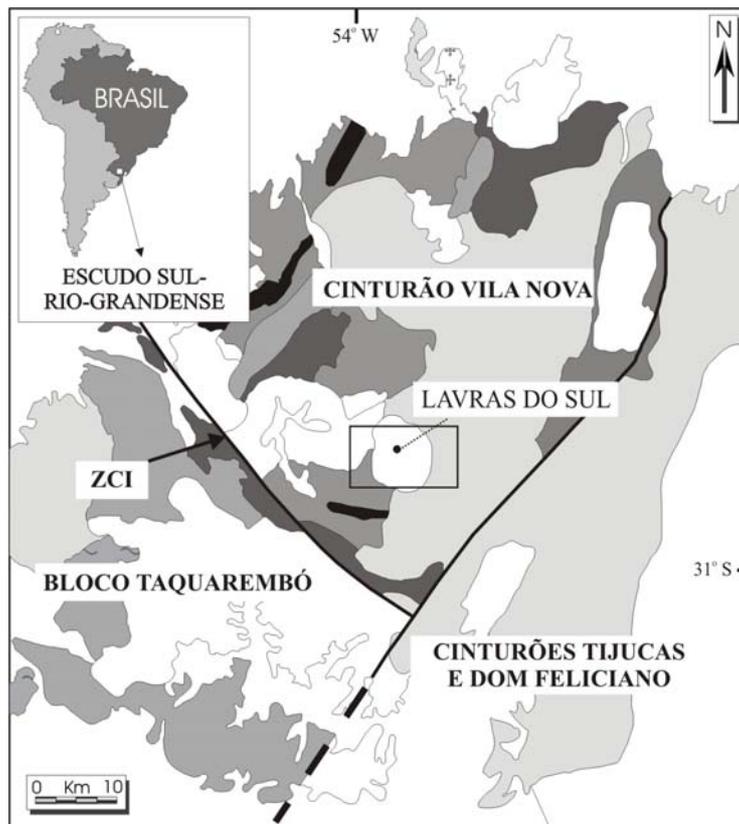
- **Confecção de mapa de pontos:** No início dos trabalhos verificou-se que não existiam mapas topográficos georreferenciados com as localizações precisas de cada um dos prospectos da área de estudo. Sendo assim, um mapa georreferenciado contendo os pontos descritos foi confeccionado a partir da digitalização de parte da Folha Lavras do Sul (1:50000) com o auxílio do *software* AutocadMap<sup>®</sup>, sem o uso de mesa digitalizadora (utilização de *scanner* de rolo).

# **Capítulo 2**

## **CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO**

## 2.1 GEOLOGIA REGIONAL

No estado do Rio Grande do Sul, o setor meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977) recebe a denominação de Escudo Sul-rio-grandense (ESRG). Segundo a compartimentação de Chemale Jr. (2000), as unidades geotectônicas reconhecidas no ESRG estão inseridas no Bloco Taquarembó (BT) e nos Cinturões Vila Nova (CVN), Tijucas (CT) e Dom Feliciano (CDF) (Fig. 2).



**Figura 2.** Mapa geológico do Escudo Sul-rio-grandense. Em destaque os grandes blocos geotectônicos reconhecidos para a região e a Zona de Cisalhamento Ibaré (ZCI), ativa no Neoproterozóico. Em detalhe, o município de Lavras do Sul, localizado na zona central da área de estudo mostrado na figura 3. Extraído e adaptado de Chemale Jr. (2000).

**Figure 2.** Carte géologique du Bouclier Sud-rio-grandéen. En relief, les grands blocs géotectoniques reconnus pour la région et la Zone de Cisaillement Ibaré (ZCI), active au Néoprotérozoïque. En détail, le canton de Lavras do Sul, localisé dans la zone centrale du domaine d'étude montré en figure 3. Extrait et adapté de Chemale Jr. (2000).

O Bloco Taquarembó é composto por rochas paleoproterozóicas pertencentes ao Complexo Granulítico Santa Maria Chico (Nardi e Hartmann, 1979). Este complexo foi retrabalhado parcialmente durante o Ciclo Brasileiro, além de recoberto por rochas vulcano-sedimentares tardi a pós-orogênicas em relação ao mesmo evento. O limite físico entre o BT e o CVN é representado pelo Lineamento de Ibaré, uma zona de transcorrência ativa no início do Neoproterozóico (Fragoso-Cesar, 1991).

Chemale Jr. (2000) reconhece no Cinturão Vila Nova duas assembléias petrotectônicas, denominadas Terreno Metamórfico de Acrensão Palma e Associação Vulcano-Plutono-Sedimentar Seival (AVPSS).

A primeira é representada pelo Complexo Cambaí (CC) e pelo Supercomplexo Vacacaí (SV), compostos por rochas com assinatura isotópica juvenil formadas durante o Evento São Gabriel (850-700 Ma). O CC é representado por gnaisses de composição monzonítica, granodiorítica, diorítica, tonalítica e trondhjemítica, intercalados com anfibolitos, meta-ultramafitos, metagabros, mármore e metapelitos metamorfizados em fácies anfíbolito médio a inferior. Já o SV é representado por complexos de rochas vulcano-sedimentares deformadas e metamorfizadas em fácies xisto-verde a anfíbolito inferior, além de corpos básico-ultrabásicos estratiformes.

A AVPSS compreende as rochas da região de Lavras do Sul. Esta assembléia petrotectônica é composta por rochas vulcano-sedimentares pertencentes à Bacia do Camaquã e por intrusões graníticas sin- a tardi-orogênicas em relação ao Evento Dom Feliciano/ Brasileiro (650-500 Ma) em situação de retroarco relacionada à subducção da Placa Kalahari sob a Placa Rio de La Plata (Chemale Jr., 2000). Estas rochas representam a Associação de Arco Magmático II (AAM II) do modelo evolutivo proposto por Fernandes *et al.* (1995).

Chemale Jr. *et al.* (1995) reconhecem no Cinturão Tijuca uma associação de rochas supracrustais metamorfizadas em fácies xistos-verdes a anfíbolito com exposições de gnaisses paleoproterozóicos, afetada durante o Evento Dom Feliciano.

O Cinturão Dom Feliciano é composto predominantemente por uma associação de rochas granito-gnáissicas-migmatíticas brasileiras (650-500 Ma), alongadas segundo NE-SW, em um embasamento predominantemente paleoproterozóico (Babinski *et al.*, 1996).

## 2.2 GEOLOGIA DA ÁREA

As rochas da região de estudo são representadas pelas porções plutônica e vulcânica da Associação Plutono-Vulcano-Sedimentar Seival (Chemale Jr. 2000), ambas encaixantes das mineralizações e a alteração hidrotermal estudada (Fig. 3).

Os granitóides constituem o então definido Complexo Granítico Lavras (Nardi, 1984), caracterizado pela zonação reversa de fácies. Estas compreendem um núcleo granodiorítico de afinidade shoshonítica denominado fácies *central* que, segundo o autor, teria sido assimilado parcialmente por um magma granítico alcalino (fácies *periférica ou de borda*) metaluminoso supersaturado (Gastal e Lafon, 1998), gerando rochas híbridas entre os dois tipos (fácies *transicional*). Gastal e Lafon (1998) redefiniram a denominação do então complexo granítico para Complexo Intrusivo Lavras do Sul (CILS), incluindo neste monzodioritos, monzonitos porfiríticos e quartzo monzonitos. Os mesmos autores reavaliaram as fácies graníticas de Nardi (1984), a partir de critérios petrológicos e de campo. Estas foram então individualizadas como (i) alcalinas, constituídas por pertita-granitos e sienogranitos a quartzo-sienitos e (ii) shoshoníticas, representadas por monzo e granodioritos, quartzo monzonitos e monzogranitos porfiríticos. Ao contrário de Nardi (1984), Gastal e Lafon (1998) admitem a contemporaneidade entre os eventos shoshonítico e alcalino. As datações mais recentes, a partir de análises U-Pb SHRIMP em zircões, atribuem idades de  $594\pm 5$  Ma para as rochas shoshoníticas de núcleo e de  $594\pm 4$  Ma para as rochas periféricas do complexo intrusivo (Remus *et al.*, 2000), esta última compatível com a idade de  $597\pm 5$  Ma obtida por Mexias (2000) para o mesmo conjunto de rochas.

Paim *et al.* (1995), utilizando os conceitos da estratigrafia de seqüências, denominou de Alosupergrupo Camaquã as rochas constituintes da Bacia do Camaquã (BC), uma bacia de retroarco formada nos estágios finais da orogenia Brasileira/Pan-Africana (Fragoso-Cesar *et al.*, 1984; Gresse *et al.*, 1996). Este seria subdividido em quatro grandes unidades, separadas entre si por discordâncias angulares (Alogrupos Maricá, Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas). A seqüência vulcano-sedimentar da AVPSS é representada por rochas pertencentes ao Alogrupo Bom Jardim. À Leste da área de estudo, as rochas portadoras de mineralizações correspondem à porção basal deste alogrupo, representado pelas rochas vulcanogênicas da Formação Hilário (FH - Ribeiro e Fantinel, 1978). São identificados nesta área (Fig. 3) tufos líticos, a cristal e a pó, lápili-tufos, aglomerados e brechas piroclásticas, intercalados com

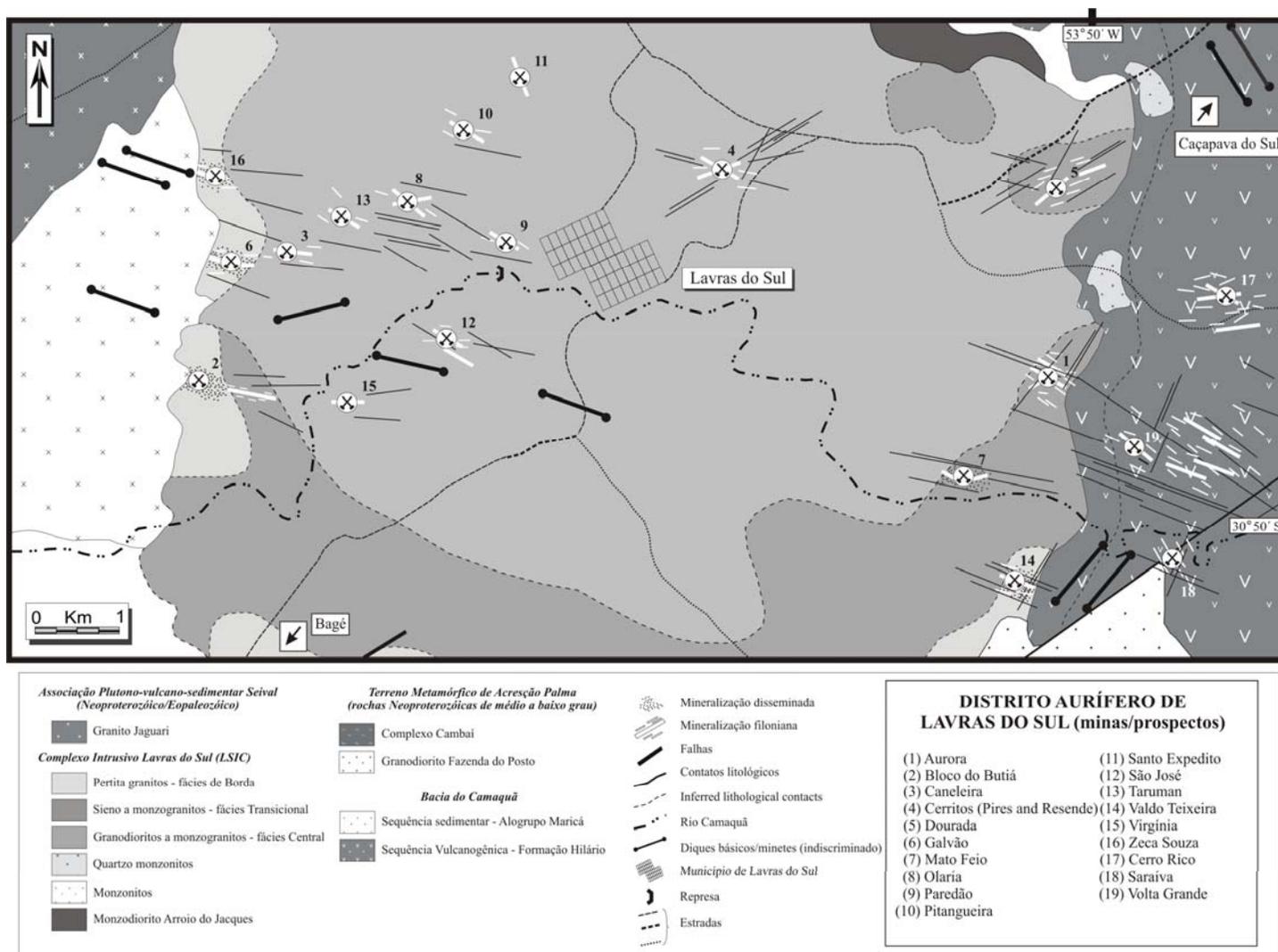
lavas de traquibasaltos e traquiandesitos, depósitos epiclásticos e, localizadamente, ignimbritos (Nardi e Lima, 2000).

A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS), reconhecida por Nardi e Lima (1985), compreende as rochas da zona *central* do Complexo Granítico Lavras (Nardi, 1984) e as rochas efusivas pertencentes à FH. Associados geneticamente ao magmatismo shoshonítico, ocorrem diques ácidos e intermediários, além de *necks* monzoníticos a quartzo monzoníticos incluídos na fácies shoshoníticas de Gastal (1997). Localizadamente são observados lamprófiros espessartíticos (Lima e Nardi, 1991) e leucodioritos cumuláticos (Lima e Nardi, 1996).

A intrusão da porção leste do CILS nestas rochas vulcanogênicas gerou uma auréola de metamorfismo de contato fácies hornblenda cornubianito com 50 m de espessura (Ribeiro, 1983) e uma zona albita-epidoto cornubianito (Mexias *et al.*, 1990a) com 450 m de espessura.

Nestes locais de contato, predominam níveis de lavas de composição andesítica sobre os termos piroclásticos. Dados pela metodologia U-Pb em zircões obtidos por Remus *et al.* (1997) sugerem a idade de  $592 \pm 5$  Ma para o evento plutono-vulcânico.

Para Leste, a partir da área de estudo, as rochas vulcanogênicas da FH interdigitam-se e são gradacionalmente substituídas volumetricamente por conglomerados aluviais ricos em clastos vulcânicos de composição básica a intermediária e, em sua porção mais distal, por arenitos e siltitos relacionados a fluxos turbidíticos em porções subaquáticas de sistemas deltaicos (Paim *et al.*, 2000).



**Figura 3.** Mapa geológico da área de estudo, contendo a localização de antigas minas. Modificado de Gastal e Lafon (1998) e extraído de Bongioiolo (2002).

**Figure 3.** Carte géologique du domaine d'étude, comprenant la localisation d'anciennes mines. Modifié de Gastal et Lafon (1998) et extrait de Bongioiolo (2002).

## 2.3 HISTÓRICO E MINERALIZAÇÕES

A partir do fim do século XVIII, a garimpagem ao longo dos aluviões nos arroios da região se tornou rotineira. A coroa portuguesa se encarregou então da fiscalização da atividade de extração de Au, Cu, Pb, Zn e Ag em Lavras do Sul e já no início do século XIX os pesquisadores do Serviço Geológico do Brasil fizeram as primeiras descrições destas ocorrências.

Porém, a intensidade de extração dos minérios sempre passou por ciclos de curta duração. Foi paralisada durante a Revolução Farroupilha e as primeiras companhias mineiras (inglesas e belgas) atuaram por apenas duas décadas. Após a compra dos equipamentos deixados pelas companhias européias, pequenas corporações brasileiras se sucederam, todas com sucesso apenas inicial, na exploração mineral. Esta situação se manteve até 1950, período em que trabalhos mais detalhados de reconhecimento foram executados pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM – Teixeira e Leinz, 1942). A Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) fez um grande levantamento e amostragem de todas as ocorrências na década 1970 (Kaul e Reinheimer, 1974). Entre as décadas de 1970-80 a Companhia Brasileira do Cobre (CBC) realizou trabalhos de prospecção em solo, rocha e sedimento de corrente principalmente nas Minas Cerrito e Bloco do Butiá. Já entre as décadas de 1980-90, a Companhia Riograndense de Mineração (CRM) implantou um programa de exploração na Mina Volta Grande, mas com baixa produtividade. A partir de 2000, empresas multinacionais voltaram a ter interesse na região. As principais características de cada uma das ocorrências e seus teores médios são mostrados na tabela 1 (Bongiolo, 2002).

As mineralizações ocorrem encaixadas em veios de quartzo com direção N40°E a E-W, tanto nos granitóides quanto nas rochas vulcanogênicas. Localizadamente, nas áreas centrais (Mina Cerrito) e a leste da área de estudo (Minas Dourada, Valdo Teixeira e Volta Grande), são observados veios e falhas de direção NE. Os halos de alteração também são mineralizados, sendo as principais fases secundárias associadas à *sericita* + sulfetos.

Porém as informações em relação à alteração hidrotermal e mineralizações são até o presente momento, restritas a relatórios internos de empresas ou publicações em congressos.

**Tabela 1.** Comparação entre as principais características dos antigos trabalhos mineiros da região de Lavras do Sul. Extraído de Bongioiolo (2002).

**Tableau 1.** Comparaison entre les principales caractéristiques des anciens travaux miniers de la région de Lavras do Sul. Extrait de Bongioiolo (2002).

MINA	ENCAIXANTE	CONTEXTO	ALTERAÇÃO	MINÉRIO	TIPO	TEORES	CARACTERÍSTICAS
MINERALIZAÇÕES NO CILS - FÁCIES SHOSHONÍTICAS -							
<i>CANELEIRA</i>	granodioritos a monzogranitos	Trincheira longa e cerca de 30 escavações e pequenos poços, a maioria entulhada e inundada. Ocorrência de enclaves de rocha básica.	<p><u>Principal:</u> quartzo, clorita, mica branca, pirita, epidoto e carbonatos;</p> <p><u>Subordinada:</u> calcopirita, galena, molibdenita, esfalerita, bornita, arsenopirita e pirrotita.</p>	Au	Filoniano (quartzo) N80W.	1 ppm	Veio descontínuo com 500 m de comprimento e 20 cm de espessura média.
<i>OLARIA</i>		Quatro poços rasos e três trincheiras longas bifurcadas, inundadas e entulhadas. Ocorrência de brechas hidráulicas e emaranhados de veios.			Filoniano (quartzo) N50W a E-W e N80E.	1 ppm	Veios com 200 m de comprimento e 60 cm de espessura média.
<i>PITANGUEIRA</i>		Um poço e cinco trincheiras longas e bifurcadas inundadas ou entulhadas.			Filoniano (quartzo) N60W.	0,9 ppm	Veios descontínuos com 200 m de comprimento e 50 cm de espessura média.
<i>VIRGÍNIA</i>		Um único poço com galerias (?). Mineralização com enriquecimento supergênico. Diques associados.			Filoniano (quartzo) E-W.	0,8 ppm	Veio de comprimento desconhecido e 30 cm de espessura.
<i>CERRITOS</i>		Dezenas de trincheiras e poços entulhados em bom estado de conservação, além de galerias. Ocorrência de enclaves de rocha básica. Mineralização com enriquecimento supergênico.			Filoniano (quartzo) N60W a E-W, N70E.	1,8 ppm	Veios com 170 m de comprimento e 2 m de espessura média. A partir de testemunhos de sondagem, foram identificados “bolsões” com 30 m de espessura.

**Tabela 1.** Continuação...

**Tableau 1.** Continuation...

MINA	ENCAIXANTE	CONTEXTO	ALTERAÇÃO	MINÉRIO	TIPO	TEORES	CARACTERÍSTICAS
MINERALIZAÇÕES NO CILS - FÁCIES SHOSHONÍTIAS -							
<i>PAREDÃO</i>	granodioritos a monzogranitos	Dezenas de trincheiras inundadas e entulhadas e uma galeria. Ocorrência de enclaves microgranulares máficos. Antigo Engenho "Paredão".	<u>Principal:</u> quartzo, clorita, mica branca, pirita, epidoto e carbonatos;  <u>Subordinada:</u> calcopirita, galena, molibdenita, esfalerita, bornita, arsenopirita e pirrotita.	Au	Filoniano (quartzo) N60W.	0,7 ppm	Veios com 20 m de comprimento e 40 cm de espessura média.
<i>SÃO JOSÉ</i>		Trincheiras e dois poços. Ocorrência de brechas hidráulicas e de contato por falha com rocha quartzo-monzonítica subvulcânica. Antigo Engenho São João (Itaoca).			Filoniano (quartzo) N60W a E-W.	0,4 ppm	Veios descontínuos com 200 m de comprimento e 90 cm de espessura média.
<i>STO EXPEDITO</i>		Um único poço. Contém a ocorrência disseminada Fazenda da Chácara em suas proximidades (epissienitos ?).			Filoniano (quartzo) N20W.	0,3 ppm	Veio com 3,5 m de comprimento e 20 cm de espessura.
<i>TARUMAN</i>		Cerca de nove trincheiras alongadas.			Filoniano (quartzo) N60W.	0,4 ppm	Veio com 500 m de comprimento e 50 cm de espessura.

Tabela 1. continuação...

Tableau 1. Continuation...

MINA	ENCAIXANTE	CONTEXTO	ALTERAÇÃO	MINÉRIO	TIPO	TEORES	CARACTERÍSTICAS
MINERALIZAÇÕES NO CILS - FÁCIES ALCALINAS -							
AURORA	sienogranitos	Dezenas de poços e trincheiras e três galerias longas, a maioria entulhada e inundada. São observados veios dobrados ou brechados com espessuras muito variáveis. Falhas normais e direcionais Ocorrência de enclaves de rocha básica. Contato com as rochas vulcanogênicas da Formação Hilário.	<u>Principal:</u> clorita, quartzo, mica branca, pirita, calcopirita, epidoto e calcita;	Au	Filoniano (quartzo) N60W a E-W e N60-80E.	0,4 ppm	Veios com 50 m de comprimento e 20 cm de espessura média.
DOURADA		Um poço profundo e dezenas de trincheiras e galerias curtas entulhadas e inundadas. São observados veios dobrados. Ocorrência de enclaves de rocha básica. Contato com as rochas vulcanogênicas da Formação Hilário.	<u>Subordinada:</u> galena, molibdenita, esfalerita, bornita, arsenopirita, pirrotita e óxidos de manganês (Mato Feio)		Filoniano (quartzo) N40-80E	0,8 ppm	Veios com 150 m de comprimento e 15 cm de espessura média.
MATO FEIO		Três poços profundos de difícil acesso e algumas trincheiras. O filão e um dique básico são encaixados em uma zona de falha de direção E-W. São observados os pilares de um antigo Engenho. Contato com as rochas vulcanogênicas da Formação Hilário.	<u>Associada:</u> veios de actinolita contendo pirita, quartzo, calcita, dolomita, turmalina, titanita, alanita, magnetita e fluorita.		Filoniano (quartzo) N85E-70SE (E) que inflete para N75W-75SW (W)	1 ppm	Veio descontínuo com 290 m de comprimento e 20 cm de espessura média.

Tabela 1. Continuação...

Tableau 1. Continuation...

MINA	ENCAIXANTE	CONTEXTO	ALTERAÇÃO	MINÉRIO	TIPO	TEORES	CARACTERÍSTICAS
MINERALIZAÇÕES NO CILS - FÁCIES ALCALINAS -							
<i>BLOCO DO BUTIÁ</i>	pertita granitos	Poços e trincheiras largas inundadas e/ou entulhadas. Dissolução do quartzo e formação de epissienitos. Ocorrência de enclaves e diques básicos. Mineralização com algum enriquecimento supergênico.	<u>Principal:</u> clorita, mica branca, pirita e titanita;  <u>Subordinada:</u> galena, molibdenita, esfalerita, calcita e quartzo.	Au	Disseminado em "lentes" N80W/80NE e filoniano (quartzo). Alinhamento de falhamentos E-W a N70W.	0,7 ppm e 2,5 ppm (oxidado).	Disseminações de até 40 m de espessura. Quando observados, os veios têm entre 5-40 cm de espessura média.
<i>GALVÃO</i>		Uma trincheira longa alagada, porém, em bom estado de conservação, além de escavações menores. Ocorrência de enclaves de rocha básica e zona de falha N40W.	<u>Principal:</u> clorita, quartzo, mica branca e pirita;  <u>Subordinada:</u> galena e calcopirita.		Filoniano (quartzo) N80W que inflete para E-W e disseminado.	1 ppm.	Veios com 85 m de comprimento e 50 cm de espessura média.
<i>VALDO TEIXEIRA</i>		Antigas trincheiras longas, poços, e galerias curtas em bom estado. Dissolução do quartzo nas zonas de alteração filica. Zonas de falha N-S e N60W.	<u>Principal:</u> clorita, quartzo, mica branca, pirita e calcopirita  <u>Subordinada:</u> galena, arsenopirita e esfalerita.		Filoniano (quartzo) N70W e disseminado.	2 ppm.	Veios descontínuos com 100 m de comprimento e 40 cm de espessura média.
<i>ZECA SOUZA</i>		Um poço profundo e algumas trincheiras em bom estado de conservação.	clorita, quartzo, mica branca, pirita e epidoto.		Filoniano (quartzo) N80W a E-W e disseminado.	1,6 ppm.	Veios com 75 m de comprimento e 90 cm de espessura média.

Tabela 1. continuação...

Tableau 1. Continuation...

MINA	ENCAIXANTE	CONTEXTO	ALTERAÇÃO	MINÉRIO	TIPO	TEORES	CARACTERÍSTICAS
MINERALIZAÇÕES NA BACIA DO CAMAQUÃ - SEQUÊNCIA VULCANOGÊNICA -							
- Formação Hilário -							
<i>CERRO RICO</i>	Predominam tufos a cristal, subordinadamente intercalados com rochas sedimentares com constituintes de origem vulcânica (NE).	Cerca de uma centena de trincheiras e poços, além de nove galerias. Os tufos são acamados N0-30E/0-45SE.	quartzo, pirita, calcopirita, arsenopirita, especularita, calcocita, bornita, azurita, clorita, calcita, anfíbolios e óxidos de manganês.	Au e Cu  (Ag) Volta Grande	Filoniano Veios e <i>stockworks</i> de quartzo, carbonatos, pirita e calcopirita N60-80W e N80E.	4 ppm	Veios com 120 m de comprimento e 50 cm de espessura média.
<i>SARAIVA</i>	Tufos líticos e a cristal, lavas de traqui-andesitos e rochas vulcanoclásticas. Corpos hipabissais monzoníticos.	Dezenas de trincheiras e poços. Os filões são alinhados a sudeste dos filões da mina Volta Grande. Os veios são descontínuo, deslocados por zonas de falha NE e NW.	quartzo, pirita, calcopirita e especularita.		Filoniano Veios e <i>stockworks</i> de quartzo, pirita e calcopirita N30-80W.	4 ppm	Veios descontínuos com 15 m de comprimento e 20 cm de espessura média.
<i>VOLTA GRANDE</i>	Tufos líticos e a cristal, lúpili tufos, aglomerados e brechas piroclásticas, intercalados com lavas de traquibasaltos e traquiandesitos e depósitos epiclásticos. Diques e corpos subvulcânicos intermediários a ácidos.	Cerca de uma centena de trincheiras e poços, além de seis galerias. Ocorrência de cornubianitos. Presença de veios de actinolita nas rochas vulcanogênicas. Enriquecimento supergênico. Contato com granitóide do CILS.	quartzo, calcita, dolomita, pirita, calcopirita, epidoto, clorita, galena, actinolita, especularita, bornita, calcocita e arsenopirita.		Filoniano Veios e <i>stockworks</i> de quartzo, calcita, dolomita, pirita e calcopirita N50-80W.	3,5 ppm	Veios com 20 m de comprimento e 20 cm de espessura média.

## **Capítulo 3**

### **CARACTERÍSTICAS DOS SISTEMAS HIDROTERMAIS EM ARCOS VULCÂNICOS**

### 3.1. SISTEMAS HIDROTERMAIS - GENERALIDADES

Os sistemas hidrotermais gerados por intrusões são os predominantes na convecção de fluidos na crosta terrestre. Múltiplas intrusões são necessárias para manter o funcionamento destes sistemas por centenas de milhares de anos (Cathles *et al.*, 1997), o que indica que a duração da atividade destes sistemas é curta, quando comparada com outros eventos geológicos.

Os tipos de depósitos minerais associados a arcos vulcânicos, suas principais características e distribuição espacial na superfície terrestre são mostrados na tabela 2.

**Tabela 2:** Tipos de depósitos minerais associados ao magmatismo em arcos vulcânicos. O termo fluido é usado para líquido ou vapor aquoso não silicatado. As salinidades (cloretos de Na e K) dos fluidos nestes ambientes variam de hipersalino (> 50 wt%) a salinidades moderada (10-20 wt%), baixa (< 5 wt%) e muito baixa (0.2-0.5 wt%). Extraída e modificada de Hedenquist e Lowenstern (1994).

**Tableau 2:** Types de dépôts minéraux associés au magmatisme en arcs volcaniques. Le terme fluide est utilisé pour liquide, ou vapeur, aqueux non silicaté. Les salinités (chlorates de Na et K) des fluides dans ces ambiances varient d'hypersalin (> 50 wt%) à des salinités modérées (10-20 wt%), basses (< 5 wt%) et très basses (0.2-0.5 wt%). Extrait et modifié de Hedenquist et Lowenstern (1994).

Tipo de depósito	Relação com o magma	T (°C) e profundidade	Fluido	Metais associados	Análogos ativos
<i>Pórfiro</i>	Adjacente ou contido na intrusão	>600 a 300°C 2 a 5 km	Hipersalinos e vapores imiscíveis	Cu±Mo±Au, Mo, W ou Sn	Corpos magmáticos rasos sob vulcões
<i>Skarn</i>	Adjacente a intrusão em rochas carbonáticas	400 a 600°C 1 a 5 km	Salino a moderadamente salino	Fe, Cu, Sn, W, Mo, Au, Ag, Pb-Zn	Corpos magmáticos rasos sob estratovulcão
<i>Veios associados a intrusões</i>	Fraturas próximas ou na intrusão	300 a 450°C Variável	Salinidade baixa a moderada	Sn, W, Mo ±Pb-Zn, Cu, Au	Corpos magmáticos rasos sob vulcões
<i>Epitermal (alta sulfetação)</i>	Acima da intrusão	<300°C Próximo à superfície a > 1,5 km	Salinidade baixa a moderada, condensado ácido precoce	Au-Cu Ag-Pb	Fumarolas de alta temperatura e fontes ácidas próximas a condutos vulcânicos
<i>Epitermal (baixa sulfetação)</i>	Distante (?) da fonte de calor magmática	150 a 300°C Próximo à superfície a 1-2 km	Salinidade muito baixa, rico em gás e pH neutro	Au(Ag, Pb-Zn)	Sistemas geotermiais com fontes quentes de pH neutro, poços de lama
<i>Sulfeto maciço</i>	Próximo a domos extrusivos	< 300°C sobre ou próximo ao assoalho oceânico	Salinidade próxima a da água do mar, rico em gás	Ag-Pb-Zn(Au) Zn-Pb-Ag (Cu ou Au)	Não observado, salmouras efêmeras? Condutos de retroarco em fundo oceânico, fumarolas negras

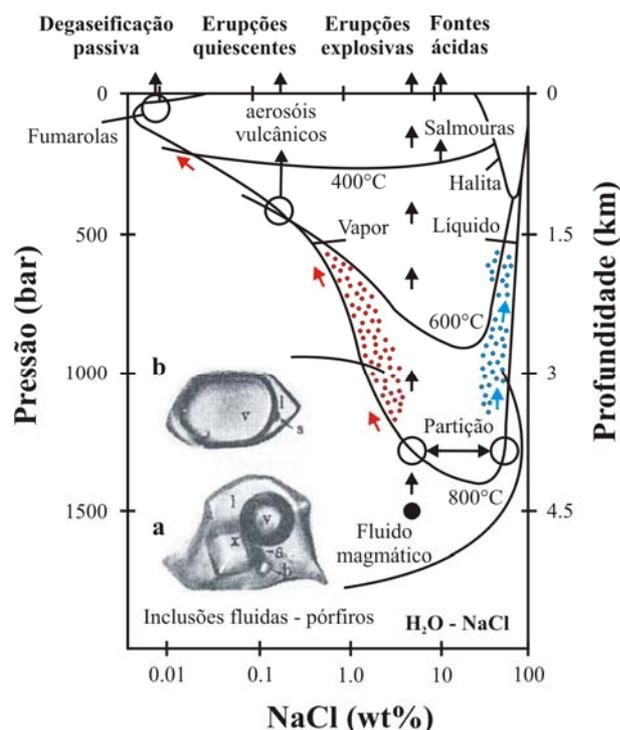
As fontes dos metais depositados nos sistemas hidrotermais são variadas. Nas cordilheiras mesoocênicas, ocorrem sistemas ativos equivalentes aos depósitos vulcanogênicos de sulfeto maciço (VMS). Os metais assim depositados nos sedimentos são posteriormente consumidos em zonas de subducção, onde a fusão da placa oceânica gera uma fase fluida rica em H<sub>2</sub>O que ascende pela crosta sobreposta, interagindo com as rochas encaixantes e se diferenciando durante este processo. Já na superfície, os metais vão ser

descarregados em sistemas hidrotermais associados a plutonismo-vulcanismo nas mais variadas formas.

Enquanto os magmas ascendem na crosta, eles podem eventualmente estar saturados em uma fase fluida, sendo que os metais fracionam do fundido silicatado para o fluido.

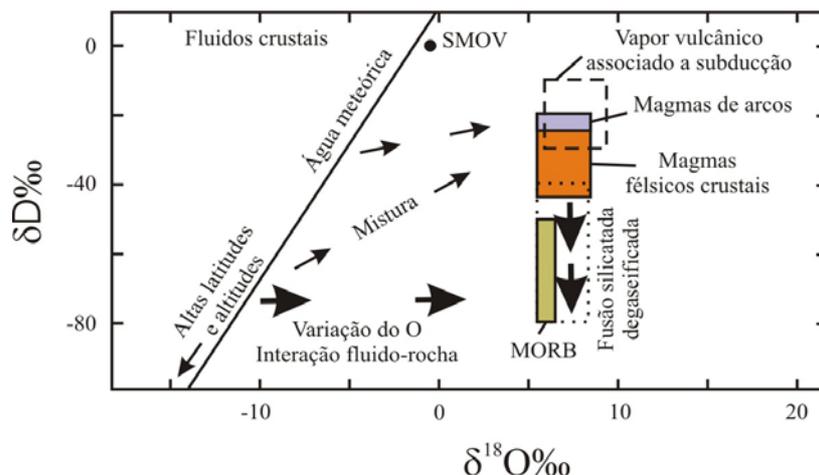
A composição da fase fluida associada à ascensão de magmas na crosta pode ser representada no sistema H<sub>2</sub>O-NaCl. A figura 4 representa a evolução de um fluido de origem magmática com composição hipotética ~5 wt.% eq. NaCl em condições supercríticas em zonas de pressão litostática alta. Se este líquido exsolve do magma a temperaturas próximas a 800°C e ascende na crosta, vai se separar em duas fases a aproximadamente ~1,3kbar: uma líquida hipersalina de alta densidade e outra composta de vapor de baixa densidade. Durante a posterior ascensão do fluido, a fase líquida fica cada vez mais salina (mais densa) e a fase vapor cada vez menos salina (menos densa) a partir da condensação de líquidos hipersalinos oriundos da fase vapor.

Na figura 5 são plotadas as composições isotópicas ( $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$  e  $\delta\text{D}\text{‰}$ ) de fluidos associados a magmas crustais de várias origens, de basaltos de cordilheiras mesoceânicas (MORB), magmas félsicos, águas (vapores) de alta temperatura oriunda de fumarolas de arcos vulcânicos, águas meteóricas e águas de sistemas geotérmicos, além de suas relações entre si. Os magmas félsicos de crosta continental são depletados no isótopo pesado de H em relação aos magmas de arcos-de-ilha, possivelmente devido à contaminação crustal. Estes dois contêm águas isotopicamente distintas das associadas a magmas do tipo MORB. A composição isotópica de vapores magmáticos associados a subducção exalados de vulcões têm uma pequena variação, enriquecida dos seus magmas parentais devido ao fracionamento durante a degaseificação, sendo que a fusão silicatada degaseificada torna-se composicionalmente mais leve em relação ao  $\delta\text{D}$ . Além disso, existem dois campos de composição para águas geotérmicas de pH neutro a levemente ácido: um causado pela interação meteórica fluido-rocha (variação do oxigênio), e outro causado pela mistura de águas meteóricas de composições isotópicas variáveis (locais) com vapores magmáticos de baixa salinidade (linhas de mistura).



**Figura 4.** Composição e evolução de fluidos imiscíveis no sistema  $H_2O-NaCl$  em função da temperatura (800, 600 e  $400^\circ C$ ) e em profundidades controladas pela pressão litostática (até 2 kbars). As fotos representam inclusões fluidas ( $\sim 50\mu m$ ) em quartzo a temperaturas ambientes do depósito tipo Cu-pórfiro de Bingham: A – inclusão de fluido hipersalino contendo fases líquida (l), vapor (v), cristais de sais de halita e silvita (x), e possivelmente anidrita (b) e hematita (s); B – inclusão rica em vapor contendo condensado de baixa salinidade (l), bolha de gás comprimido (v) e mineral opaco (s). Os pontos azuis representam a fase líquida densa hipersalina e os vermelhos a fase vapor de baixa densidade. No topo são mostrados os ambientes de descarga final destes fluidos. As erupções explosivas descarregam fluidos em superfície com composição similar à formada originalmente. Erupções quiescentes de cúpulas de intrusões não vão ser representativas da fase hipersalina, sendo os aerossóis que as acompanham ricos em metais embora pobres em NaCl ( $<1$  wt%). Vapores de baixa pressão em ambientes de decompressão passiva de fumarolas de alta temperatura têm baixo conteúdo de NaCl e metais. Salmouras descarregadas em superfície devem se formar a partir da separação de vapores de média temperatura ( $400^\circ C$ ). Extraído e modificado de (Hedenquist e Lowenstern, 1994).

**Figure 4.** Composition et évolution de fluides non-miscibles dans le système  $H_2O-NaCl$  en fonction de la température (800, 600 et  $400^\circ C$ ) en profondeurs contrôlées par la pression lithostatique (jusqu'à 2 kbars). Les photos représentent des inclusions fluides ( $\sim 50\mu m$ ) en quartz à des températures ambiantes du gisement type Cu-porphyre de Bingham: A – inclusion de fluide hypersalin comprenant des phases liquide (l), vapeur (v), cristaux de sels de halite et silvite (x), et possiblement anhydrite (b) et hématite (s); B – inclusion riche en vapeur comprenant un condensé de basse salinité (l), une bulle de gaz comprimé (v) et un minéral opaque (s). Les points Bleus représentent la phase liquide dense hypersaline et les Rouges, la phase vapeur de basse densité. Au sommet sont montrés les ambiances de décharge finale de ces fluides. Les éruptions explosives déchargent des fluides en surface de composition similaire à celle originellement formée. Des éruptions quiescentes de voûtes d'intrusions ne seront pas représentatives de la phase hypersaline, les aérosols qui les représentent étant riches en métaux bien que pauvres en NaCl ( $<1$  wt%). Des vapeurs de basse pression en ambiances de décompression passive de fumaroles à haute température ont un faible contenu en NaCl et métaux. Des saumures déchargées en surface doivent se former à partir de la séparation de vapeurs de moyenne température ( $400^\circ C$ ). Extrait et modifié de Hedenquist et Lowenstern, 1994.



**Figura 5.** Variação da composição isotópica ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$ ) de magmas e águas crustais em relação ao padrão SMOV (*Standard Mean Ocean Water*). Extraído e modificado de Hedenquist e Lowenstern (1994).

**Figure 5.** Variation de la composition isotopique ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta\text{D}$ ) de magmas et d'eaux crustales par rapport au standard SMOV (*Standard Mean Ocean Water*). Extrait et modifié de Hedenquist et Lowenstern (1994).

## 3.2 SISTEMAS FÓSSEIS

### 3.2.1 Depósitos do tipo pórfiro

Os depósitos do tipo pórfiro são reconhecidos, em geral pela (i) presença de veios e vênulas (*stockworks*) contendo sulfetos disseminados, (ii) mineralização espacial e geneticamente associada a corpos intrusivos porfiríticos e (iii) grandes volumes de rocha afetados por alteração-mineralização hidrotermal.

Estes depósitos são gerados em ambientes de arcos ou retroarco, durante ou logo após a subducção e sob regimes tectônicos de compressional a extensional, sendo alguns depósitos condicionados por estruturas regionais (Sillitoe, 1993). As rochas envolvidas são extremamente fraturadas, associadas a intrusões hipabissais em uma seqüência vulcânica contemporânea. As cúpulas das intrusões são comumente polifásicas, de composições e texturas semelhantes e normalmente a intrusão mais precoce contém os teores mais altos de minério.

As assembléias mineralógicas e as características da alteração hidrotermal são tipicamente zonadas lateral e verticalmente em faixas aproximadamente concêntricas a partir

da intrusão (Fig. 6), que podem ter sido modificadas por falhas, fraturas e/ou diferentes tipos de rocha (Beane, 1982). Exemplos clássicos são representados pelos depósitos do oeste norte-americano (Bonorino, 1959; Creasey, 1959; 1966; Lowell e Guilbert, 1970; Guilbert e Lowell, 1974; Titley, 1982, etc).

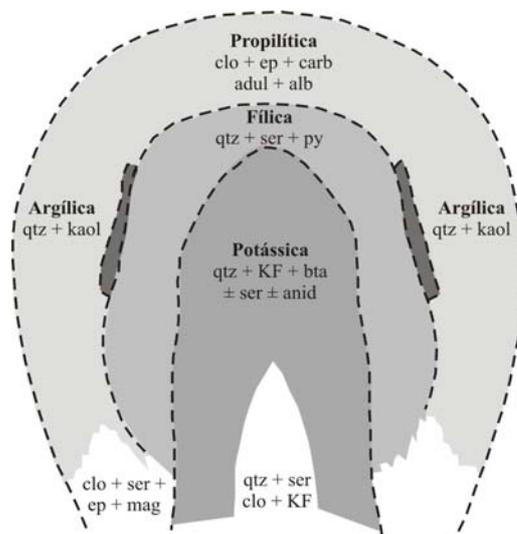
A classificação das alterações hidrotermais definida nestes depósitos foi posteriormente extrapolada, com certas adaptações, para ambientes geotermiais, epitermais e mesotermiais. Porém, inicialmente esta refletia apenas associações minerais específicas, sem levar em conta a gênese de cada assembléia. Nestes ambientes foram reconhecidas, por diversos autores, seis zonas de alteração chamadas de *Ca-Na silicática*, *potássica* (K silicática), *propilítica*, *fílica* (ou sericítica), *argílica intermediária* e *argílica avançada* (Meyer e Hemley, 1967). Estas zonas de alteração não se desenvolvem no mesmo intervalo de tempo, sendo característico um padrão de evolução das assembléias minerais e do estado de sulfetação e acidez dos fluidos envolvidos.

Já os estilos de alteração são conhecidos como pervasiva, pervasiva seletiva ou não pervasiva (Titley, 1982; Pirajno, 1992). A alteração pervasiva é caracterizada pela alteração da maioria ou de todos os minerais originais das rochas alteradas. A pervasiva seletiva gera a substituição apenas de minerais específicos, preservando a textura original da rocha. A alteração não pervasiva significa que apenas certas porções de um volume específico de rocha são alteradas pelos fluidos hidrotermais (em fraturas, veios e vênulas). As fraturas e veios representam condutos fossilizados da passagem do fluido hidrotermal que impuseram localizadamente controles de temperatura, pressão, alta razão F/R e composição de fluidos. Portanto, a distância destas zonas de fluxo hidrotermal ativo condiciona a intensidade e o estilo da alteração pervasiva.

Uma comparação entre as definições iniciais da nomenclatura das zonas de alteração e das assembléias minerais associadas é apresentada por Beane (1982). Dentre estas nomenclaturas, cabe salientar que o termo *sericita* é uma generalização de uma variedade de composições químicas em filossilicatos dioctaédricos, incluindo muscovita, ilita, fengita, paragonita, pirofilita, flogopita e uma grande quantidade de argilominerais interestratificados, como discutido por Beane (1982) e Meyer e Hemley (1967).

A alteração *Ca-Na silicática* é uma denominação informal (Sillitoe, 2000) empregada para assembléias contendo anfibólio (actinolita a hornblenda), albita ou oligoclásio e magnetita, como substituição pervasiva ou em vênulas. Este tipo de alteração é precoce, associado às porções profundas dos depósitos, geralmente deficiente em sulfetos e pouco desenvolvida. Por vezes é difícil de separá-la especialmente da alteração *potássica*, pela

formação de zonas híbridas. Quando a alteração *potássica* é subordinada, estas zonas são os locais preferenciais de ocorrência das mineralizações metálicas.



**Figura 6.** Esquema da distribuição espacial (lateral e verticalmente) das alterações hidrotermais (A – silicatos e B - minério) em torno de uma intrusão porfírica idealizado por Lowell e Guilbert (1970).

**Figure 6.** Schéma de la distribution spatiale (latéralement et verticalement) des altérations hydrothermales (A – silicates et B - minéral) autour d'une intrusion porphyritique, idéalisé par Lowell et Guilbert (1970).

A alteração *potássica* ocorre em praticamente todos os depósitos, em porções profundas dos sistemas. É causada pela interação de fluidos residuais que afetam tanto a rocha intrusiva quanto as encaixantes. A alteração hidrotermal é o resultado de mudanças pós-magmáticas (subsolidus) em temperaturas entre >500 a 700°C (Roedder, 1984; McMillan e Panteleyev, 1988; Pirajno, 1992). A natureza dos fluidos nestas zonas é definida como de origem magmática (valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  de minerais de alteração) e constituída de líquidos hipersalinos (40-60 wt.% eq. NaCl) que coexistem com vapores de baixa densidade. As inclusões fluidas que aprisionam a fase vapor imiscível têm baixa salinidade (<2 wt.% eq. NaCl) e são ricas em  $\text{CO}_2$  ( $\leq 10$  wt.%) (Roedder, 1984). A mineralogia de alteração é representada por biotita em vênulas ou substituindo outros minerais, além de K-feldspato e/ou actinolita nas zonas centrais e proximais da intrusão principal. Outros minerais de alteração importantes desta zona são magnetita (3-10% vol.), anidrita, sulfetos (calcopirita, pirita, molibdenita ± bornita,  $\leq 1\%$  vol.) e uma variedade de gerações de veios de quartzo estruturalmente controlados ou *stockworks* (10 a  $\geq 90\%$  vol.).

A alteração *propilitica* constitui halos externos às intrusões (mineralizados), ocorrendo preferencialmente nas encaixantes sobre um grande volume de rochas. É comum a alteração dos minerais máficos originais da rocha para clorita ( $\pm$  actinolita), que coexistem com

epidoto, calcita ( $\pm$ albita) e magnetita. Veios e vênulas de pirita ( $\pm$ calcopirita, tetraedrita, esfalerita e galena) são os sulfetos dominantes (3-20% vol.), associados com quartzo-carbonato. Podem ocorrer ainda minerais não essenciais, como sericita, montmorilonita e hematita. Este estágio de alteração necessita de uma quantidade menor de fluidos (baixa razão F/R) para se desenvolver e, assim, utiliza predominantemente os fluidos situados na porosidade das rochas (Berger e Velde, 1992). Mesmo assim, sua formação é precoce em relação à evolução temporal do sistema hidrotermal, associada à dissipação do calor pela intrusão.

A alteração *argílica intermediária* tem intensidade e mineralogia variada, superimposta às assembléias do tipo potássica em zonas superiores de depósitos porfíricos. Os minerais de alteração incluem muscovita de granulação fina (ou sericita), illita, clorita, calcita e esmectita, sendo esta última por vezes associada aos estágios finais de substituição de plagioclásios. A magnetita é comumente martitizada e a pirita e hematita especular ( $\pm$  calcopirita) ocorrem como vênulas e grãos disseminados. Stockworks de quartzo preexistentes são preservados durante este tipo de alteração, porém seus conteúdos de Cu e Au são modificados.

A alteração *filica* é reconhecida como zonas de alteração contendo a assembléia mineralógica quartzo-sericita-pirita. Esta alteração age destruindo parcial a completamente a textura e mineralogia primárias (e/ou secundárias precoces). Ela se desenvolve comumente nas partes superiores dos depósitos, superpondo-se às alterações potássica e argílica intermediária, constituindo grande parte do minério. A pirita ( $\pm$  calcopirita) ocorre como o sulfeto principal (5-20% vol.) na forma de veios ( $\pm$  quartzo) e disseminada. A alteração filica é associada a razões fluido/rocha elevados, ou seja, em um contexto de abertura do sistema por intenso fraturamento, caracterizados pela formação de uma grande quantidade de argilominerais. Os fluidos têm ainda uma componente magmática importante (Hedenquist *et al.*, 1998), porém ocorrem a temperaturas mais baixas ( $<350^{\circ}\text{C}$ ) e composições contendo entre 5 a 20 wt.% eq. NaCl (Roedder, 1984).

A alteração *argílica avançada* ocorre na porção superior destes depósitos, formando litocapas extensas a partir da interação de fluidos ácidos com rochas vulcânicas, porém com grande influência de fluidos meteóricos. Os fluidos ácidos se formam pela oxidação do  $\text{H}_2\text{S}$  (formação de  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) com posterior lixiviação dos elementos químicos das encaixantes, exceto o silício ( $\pm$ alumínio). Normalmente esta alteração se superpõe às alterações potássica, propilítica e argílica intermediária. Os minerais de alteração são representados por quartzo

(calcedônia, *vuggy* quartzo), alunita, pirofilita, diásporo, dickita e caolinita, além de barita e enxofre nativo em estágios finais (veios). A pirita (10-20% vol.) é acompanhada de calcedônia ou quartzo-alunita e enargita e luzonita substituem sulfetos de ferro. Assembléias de alta sulfetação como pirita-covelita, pirita-calcocita e pirita-bornita tendem a aumentar em quantidade consumindo pirita-enargita-luzonita nas proximidades da base da zona de alteração, onde pirofilita e/ou dickita predomina sobre quartzo-alunita.

Esta zona de alteração se mantém ativa após cessarem os outros processos de alteração. Seus últimos estágios compreendem atividade de aquecimento de vapores próximo à superfície. Quando a interação entre os ambientes pórfiro e epitermal é extrema, a alteração argílica destrói todos os silicatos e sulfetos cristalizados em estágios de alteração anteriores, preservando apenas *stockworks* de veios de quartzo estéreis.

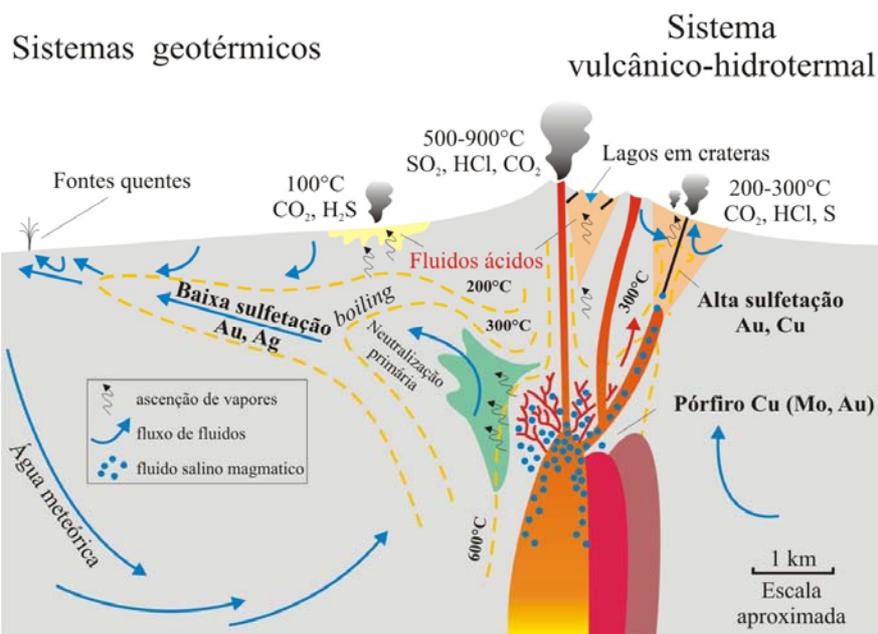
Além disso, os depósitos do tipo pórfiro contêm comumente um grande volume de alteração supergênica que gera o enriquecimento secundário de metais em suas porções superficiais.

### **3.2.2 Depósitos do tipo epitermal**

A denominação de depósitos epitermais (Lindgren, 1933) é relacionada às porções mais rasas de sistemas hidrotermais associados a intrusões, comumente encontrados em ambientes de arcos vulcânicos subaéreos (Cooke e Simmons, 2000). Estes depósitos são formados em temperaturas e profundidades relativamente baixas (<300°C, 1-2km; Hedenquist e Lowernstern, 1994).

Os depósitos epitermais são extremamente variáveis em suas geometrias, controladas pela permeabilidade das rochas hospedeiras da mineralização (parâmetros estruturais, hidrotermais, tipo de rocha e textura). Os principais condutos de circulação de fluidos são ligados à falhas, gerando depósitos na forma de veios, associados à lixiviação de componentes das rochas encaixantes (*i.e.* natureza do fluido) e fragmentação por brechas hidráulicas. As texturas do minério incluem preenchimento dos espaços associados a ambientes de baixa pressão hidrostática, como crustificações, bandamentos coliformes e drusas.

Atualmente, a partir de estudos em sistemas ativos, é aceita a subdivisão destes depósitos em dois grupos principais, de características contrastantes em relação ao sistema hidrotermal, assembléias de alteração e minério (Fig. 7):



**Figura 7.** Esquema dos vários processos deduzidos para sistemas vulcânicos-hidrotermais e geotérmicos e os ambientes de ocorrência dos estilos de depósitos epitermais de alta e baixa sulfetação em relação a uma fonte de calor. Modificado de Hedenquist e Lowernstern (1994).

**Figure 7.** Schéma de différents processus déduits pour des systèmes volcanico-hydrothermaux et géothermiques et les ambiances d'occurrence des styles de dépôts épithermaux de haute et basse sulfétation par rapport à une source de chaleur. Modifié de Hedenquist et Lowernstern (1994).

a. Baixa sulfetação (BS): são depósitos cujas alterações foram geradas por fluidos profundos, reduzidos em relação ao enxofre (rico em  $H_2S$  e  $HS^-$ ) e de pH próximos à neutralidade, similares aos campos geotérmicos. Os sulfetos cristalizados (pirita-pirrotita-arsenopirita e esfalerita rica em ferro) refletem este caráter reduzido em relação ao enxofre. Os fluidos estão em equilíbrio com suas rochas hospedeiras devido a ascensão relativamente lenta, resultando em um sistema dominado pela rocha (Giggenbach, 1992). Os líquidos envolvidos têm baixa salinidade (1 a 2 wt.% eq. NaCl) e pode ser rico em gases (principalmente  $CO_2$  e  $H_2S$ ), sendo o *boiling* um processo importante. Quando este líquido é descarregado em superfície, fontes quentes de pH neutro em ebulição depositam terraços (*sinters*) de sílica. Águas aquecidas por vapores também ocorrem nestes ambientes, formadas por condensação. Os vapores que condensam na zona vadosa formam águas ricas em sulfato, enquanto os que condensam nas bordas do sistema (abaixo do nível freático) formam águas ricas em  $CO_2$ . As estruturas superficiais associadas com as zonas aquecidas por vapores são os solos vaporizados, poços de lama borbulhantes e crateras de colapso. Estes sistemas podem ocorrer a uma distância de até 5-6km da fonte de calor ou intrusão. Fluidos com alta salinidade (e densidade) são difíceis de ascender na crosta nestes sistemas; esporadicamente

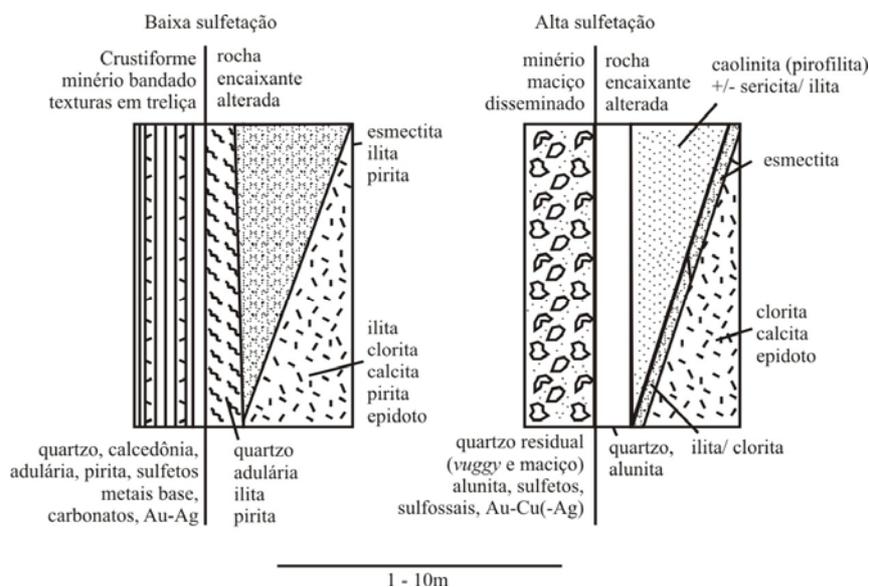
fluidos salinos podem ocorrer, porém, estes sistemas não são ainda bem entendidos (Hedenquist *et al.*, 2000).

b. Alta sulfetação (AS): termo originalmente proposto para se referir a um aspecto genético fundamental, o estado inicial relativamente oxidado do enxofre contido nos fluidos do sistema hidrotermal (rico em  $\text{SO}_{2(g)}$ ,  $\text{HSO}_4^-$  e  $\text{SO}_4^{2-}$ ; Hedenquist, 1987). Posteriormente esta denominação foi extrapolada para o estado de sulfetação dos sulfetos encontrados (enargita-luzonita-covelita e pirita), refletindo a natureza do fluido (composição e origem) e o grau de interação fluido-rocha. Estes sistemas ocorrem nas proximidades dos condutos principais (vulcânicos-hidrotermais), onde são descarregados os vapores magmáticos em superfície; sendo assim, a mistura de fluidos é mais importante do que o *boiling*, observado em ambientes de BS. Suas principais características são as fumarolas de alta temperatura e condensados de água extremamente ácida em desequilíbrio com as rochas encaixantes, refletindo sua filiação magmática (Giggenbach, 1992). O forte controle estrutural que causa a ascensão rápida destes fluidos é responsável pela natureza reativa destes e pela geração de um sistema dominado pelos fluidos. As intrusões que originam a convecção dos fluidos podem ser rasas, chegando a atingir a superfície. Em alguns casos, existe a transição de sistemas vulcânicos-hidrotermais a sistemas geotérmicos, quando fluidos ácidos ou diques rasos chegam ao sistema geotérmico. Porém, normalmente esta transição é representada por uma zona de hidrólise (Meyer e Hemley, 1967) ou neutralização primária (Giggenbach, 1992).

Uma terceira classificação para estes depósitos é a Sulfetação Intermediária (SI), termo proposto por Hedenquist *et al.* (2000) e ainda em desenvolvimento. Estes representam ambientes contendo a assembléia tenantita-tetraedrita-calcopirita e esfalerita pobre em ferro. A individualização é explicada pela possibilidade de haver uma associação genética ligada à ocorrência destas assembléias de diferentes estados de sulfetação (diferentes ambientes geotectônicos ou filiações magmáticas distintas), não sendo, portanto, uma separação unicamente mineralógica.

As características contrastantes de alteração entre os ambientes epitermais de baixa e alta sulfetação são exemplificados na figura 8.

Muitos depósitos do tipo BS são formados em rifts continentais e arcos de ilhas contendo vulcanismo bimodal (Sillitoe e Hedenquist, 2003). Estes rifts podem ocorrer a partir de zonas de arco (pós-colisionais ou interrupção da subducção) até retroarco (sin-colisional). Exemplos de depósitos de baixa sulfetação incluem Midas e Comstock Lode (EUA), El Peñón (Chile), Hishikari (Japão) e Esquel (Argentina).



**Figura 8.** Diagrama esquemático mostrando a zonação mineralógica típica da alteração hidotermal entre depósitos de baixa e alta sulfetação. Extraído e modificado de Cooke e Simmons (2000).

**Figure 8.** Diagramme schématique montrant la zonation minéralogique typique de l'altération hydrothermale entre dépôts de basse et haute sulfétation. Extrait et modifié de Cooke et Simmons (2000).

A topografia suave dos ambientes de rift gera a acumulação de seqüências siliciclásticas de origem fluvial ou lacustre, que podem ser contemporâneas à atividade hidrotérmal e hospedar parte do minério. Este é associado principalmente a veios e *stockworks* de quartzo e/ou calcedônia ( $\pm$ adularia, calcita, rodocrosita, sericita, clorita e pirita) ou na forma disseminada. Texturas em treliça como calcita “em lâmina” (e seus pseudomorfos de quartzo), geradas pela perda do CO<sub>2</sub> para a fase vapor (*boiling*) e aumento do pH do fluido são comuns. Bandas coliformes e crustiformes ocorrem em veios rasos, enquanto que as drusas predominam em veios mais profundos. O ouro ocorre normalmente como *electrum* e raramente como teluretos, associados à acantita, sulfossais de prata, sulfetos de metais base e pirita (Cooke e Simmons, 2000). Das bordas dos veios hidrotermais para a rocha encaixante, a adularia dá lugar à illita, a quantidade de quartzo diminui e a pirita ocorre disseminada. A alteração mais profunda e regional consiste de propilitização, contendo quartzo, clorita, illita, pirita, calcita, albita, adularia, zeolita e epidoto. *Sinters* de sílica depositam onde os fluidos em ebulição foram descarregados em superfície marcando o paleoambiente de nível crustal raso, sendo a sílica amorfa transformada em quartzo em aproximadamente 50 mil anos (Herdianita *et al.*, 2000, *apud*, Cooke e Simmons, 2000 p. 226). A presença destas estruturas confirma o estado de baixa sulfetação do sistema e fixa a posição, em campo, de condutos de fluxo.

Nos halos de alteração na zona de mineralização e nas margens do sistema ocorre uma variedade de argilominerais. Em profundidades (ou lateralmente) entre o paleonível freático e a mineralização, as rochas são alteradas para esmectita, interestratificados I/S, illita, clorita, caolinita e veios de carbonato. Estes minerais podem se formar a partir de águas bicarbonatadas ricas em CO<sub>2</sub> aquecidas por vapores. Em alguns casos, estes argilominerais podem ocorrer como alteração supergênica de sericitas hidrotermais cristalizadas anteriormente (Hedenquist *et al.*, 2000). Cobrindo o sistema ocorrem camadas de alteração argílica avançada sem associação direta com o minério, nos locais onde o nível freático colapsa.

Os dados sobre os fluidos envolvidos na alteração e mineralização são obtidos por inclusões fluidas secundárias de quartzo, pois grandes cristais com inclusões primárias são difíceis de se encontrar nestes ambientes. Os fluidos envolvidos têm baixa salinidade (<3,5 wt.% eq. NaCl) e temperaturas entre 150 e 300°C (principalmente bifásicas L+V com até >65% de líquido. Análises de isótopos estáveis de oxigênio são comumente utilizadas nestes sistemas para comparar as composições de minerais de alteração (quartzo, argilas, calcita e adularia) com as dos fluidos encontrados na crosta, definindo assim *trends* de mistura e fonte. As razões isotópicas  $\delta^{18}\text{O}$  encontradas indicam variação para a direita da linha de águas meteóricas, pela troca isotópica do oxigênio destas com as rochas encaixantes. A água meteórica é o fluido dominante nos ambientes epitermais, com aporte menor de fluidos magmáticos (~10%, devido à neutralização primária), indicados por um aumento da razão  $\delta\text{D}$  (Cooke e Simmons, 2000).

Já os depósitos epitermais de AS típicos ocorrem em ambientes de arcos de ilha ou arcos continentais (Arribas Jr., 1995; Sillitoe e Hedenquist, 2003), associados a *stress* neutro a moderadamente extensional. Podem ainda ocorrer em ambientes compressivos (como a maioria dos depósitos do tipo pórfiro), mas neste caso, o volume da atividade vulcânica é menor quando comparado a ambientes extensionais. O desenvolvimento destes dois tipos de depósitos em associação ocorre comumente durante a diminuição do *stress* regional.

A forma dos depósitos varia de disseminações ou substituições até veios, *stockworks* e brechas hidrotermais. O fraturamento associado a estes ambientes é fortemente influenciado por estruturas regionais, relacionadas às raízes dos sistemas, ou a estruturas menores, formadas a partir da intrusão de corpos hipabissais.

Uma das características mais marcantes deste tipo de depósito é o padrão de zonação das alterações formado a partir do corpo mineralizado (Arribas Jr., 1995). Este é composto, na zona do minério, por quartzo vesicular, recristalizado a partir de sílica residual. Uma

seqüência de alteração argílica avançada (quartzo-alunita e caolinita ± pirofilita e diásporo), alteração argílica (ilita, interestratificados I/S) e alteração propilítica (montmorilonita, clorita) se sucedem, gradativamente, com o afastamento da zona mineralizada.

O ouro (e/ou electrum) é associado comumente a sulfetos de cobre como enargita ou luzonita. Estes são precoces, sendo seguidos temporalmente, ainda em associação com o ouro, por minerais de menor estado de sulfetação como pirita, tenantita-tetraedrita, bornita, covelita, calcopirita e teluretos (Hedenquist *et al.*, 2000; Cooke e Simmons, 2000).

As zonas superficiais dos depósitos podem hospedar lagos ácidos que, a partir da evaporação, aumentam sua concentração de sulfato e diminuem ainda mais o pH do ambiente. Nestes locais as brechações hidrotermais e fraturamentos hidráulicos são comuns e, quando a paleosuperfície é preservada, ocorrem capas de alteração contendo quartzo opalino (originalmente cristobalita), caolinita e alunita. Este tipo de alteração se distingue da mesma assembléia hipogênica por critérios texturais (Hedenquist *et al.*, 2000). Os sinters de sílica não se formam neste ambiente devido ao pH ácido das soluções, que por efeitos cinéticos inibe a precipitação da sílica diretamente das fontes quentes. Já nas suas porções laterais e distais, os veios epitermais são associados ao tipo sulfetação intermediária.

Existem muitos exemplos da associação espacial entre depósitos de minério dos tipos epitermal e pórfiro, como por exemplo os depósitos Lepanto (epitermal AS) e Far-Southeast (pórfiro) em Luzon – Filipinas (Arribas Jr., 1995; Hedenquist *et al.*, 1998).

Os depósitos de minério de AS são associados a fluidos ácidos devido à alta lixiviação e alteração associada à assembléia quartzo-alunita durante a formação de litocapas. Esta lixiviação requer pH <2, sendo que a alunita se forma em condições de pH entre 2 e 3. A mineralização ocorre preferencialmente na zona do quartzo vesicular “vuggy”, onde não resta nenhum aluminossilicato que possa indicar mais precisamente o pH da solução. Onde rochas não lixiviadas são cortadas, os veios formados contêm halos de quartzo-sericita, indicando pH entre 4 e 5 para o fluido que precipita o minério. Diferenças no pH associado a estágios diferentes de alteração em certos depósitos, demonstram a evolução constante dos fluidos envolvidos ao longo do tempo (Jannas *et al.*, 1990).

Os dados referentes aos fluidos são predominantemente obtidos de inclusões fluidas secundárias bifásicas (L + V) em quartzo. Em geral, os fluidos encontrados em ambientes de alta sulfetação têm salinidades de 1 a 46 wt% NaCl eq. (Arribas Jr., 1995). Tanto fluidos hipersalinos contendo inclusões sólidas, quanto fluidos extremamente diluídos, não são constantemente identificados, sendo exclusividade de alguns depósitos. Análises isotópicas  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  em minerais como alunita, caolinita e ilita têm contribuído para o entendimento de

estágios de evolução dos fluidos envolvidos neste ambiente. São observadas comumente composições isotópicas compatíveis com cristalizações a partir de fluidos magmáticos e/ou mistura de fluidos magmáticos e meteóricos, em diversas proporções (Giggenbach, 1992; Hedenquist *et al.*, 1998).

### 3.3 SISTEMAS ATIVOS - CAMPOS GEOTÉRMICOS

A exploração da energia geotérmica tem contribuído para o entendimento dos processos hidrotermais em sistemas ativos, com extrapolações para os sistemas fósseis. Nestes locais é observado que o fluxo térmico e a porosidade (primária ou secundária) condicionam o comportamento da circulação de fluidos e, conseqüentemente, a distribuição da alteração hidrotermal.

A maioria destes sistemas ocorre em ambientes de arcos vulcânicos ativos (ou recentemente ativo) similares aos de depósitos fósseis epitermais de baixa sulfetação.

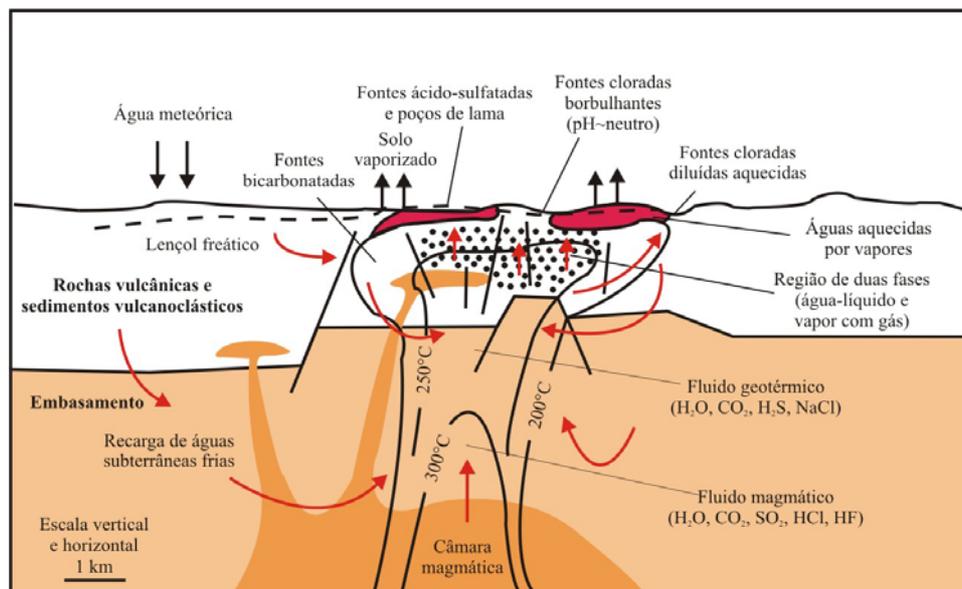
Em um campo geotérmico, os poços perfurados podem encontrar tanto águas aquecidas como gás, dependendo do fluxo de calor e da disponibilidade de água no sistema (Ellis e Mahon, 1977, *apud* Inoue, 1995, p. 270). White *et al.* (1971, *apud* Pirajno, 1992, p. 51) explicam a dominância de vapor em certos sistemas devido à diminuição de permeabilidade a partir de deposições minerais (calcita, anidrita, argilominerais). Os dados obtidos em poços explorados demonstram que os líquidos aquosos destes sistemas têm baixa salinidade (<1 wt.% NaCl) e o gás predominante é o CO<sub>2</sub> ( $\pm$  H<sub>2</sub>S), que pode exceder o conteúdo de sais dissolvidos. A fonte dos gases é o magma degaseificado em subsuperfície e a concentração de certos cátions em solução é obtida pela interação das águas em circulação com as rochas encaixantes (Hedenquist, 1997).

No modelo de White *et al.* (1971, *apud* Pirajno, 1992, p.51), acima da zona de convecção de transferência de calor pelas águas termais (salmouras), ocorre o reservatório dominado por vapor (e outros gases), no qual o calor é transferido por condução. O reservatório de gás tende a se deslocar para baixo quando o excesso da água nos poros é vaporizado. Nos níveis superiores do reservatório de gás ocorrem condensações de vapores, onde argilominerais vão cristalizar e fechar os espaços nos poros e os canais de passagem de fluidos. O *boiling* contínuo sob o reservatório de gás tende a produzir salmouras a partir da concentração de solutos que, conseqüentemente, geram vapores superaquecidos em relação à

água pura na mesma pressão. Estas salmouras são, portanto, agentes efetivos para transferência de massa e calor, tendo importância econômica para a exploração de campos geotérmicos e na possível formação de depósitos de metais.

As manifestações em superfície da atividade dos fluidos em áreas geotérmicas incluem fontes quentes (ácido-sulfatadas, cloradas, carbonatadas e bicarbonatadas), fumarolas, poços de lama borbulhantes e, em menor quantidade, gêisiers (Fig. 9).

A fonte da água observada nos ambientes geotérmicos varia, desde modificações de água meteórica por interações com as rochas encaixantes, até misturas em diversas proporções de água meteórica com água magmática, sendo que a neutralização da acidez destas últimas ocorre em profundidades próximas às das sondagens produtivas. Mesmo assim os componentes magmáticos presentes em águas de alguns campos geotérmicos podem ser reconhecidos a partir de *trends* lineares de mistura (Giggenbach, 1992) obtidos em análises isotópicas  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  (ver Fig. 5).



**Figura 9.** Seção esquemática contendo as manifestações em superfície e a distribuição teórica das isothermas e dos depósitos (gás e líquido) em subsuperfície para um sistema geotérmico em ambiente de relevo baixo. Modificado de Henley e Ellis (1983).

**Figure 9.** Section schématique comprenant les manifestations en surface et la distribution théorique des isothermes et des dépôts (gaz et liquide) en sous-surface pour un système géothermique en ambiance à relief bas. Modifié de Henley et Ellis (1983).

### 3.3.1 Fluxo e dissipação do calor

Os fluidos quentes resultantes da interação entre águas meteóricas, subterrâneas e magmáticas, na presença de uma fonte quente, voltam à superfície por densidade, dando origem a uma célula convectiva teórica que tem forma variável (Fig. 9), dependendo da topografia do local; a atividade desta célula convectiva pode ser efetiva pelo período de  $10^5$  a  $10^6$  anos (Henley e Ellis, 1983).

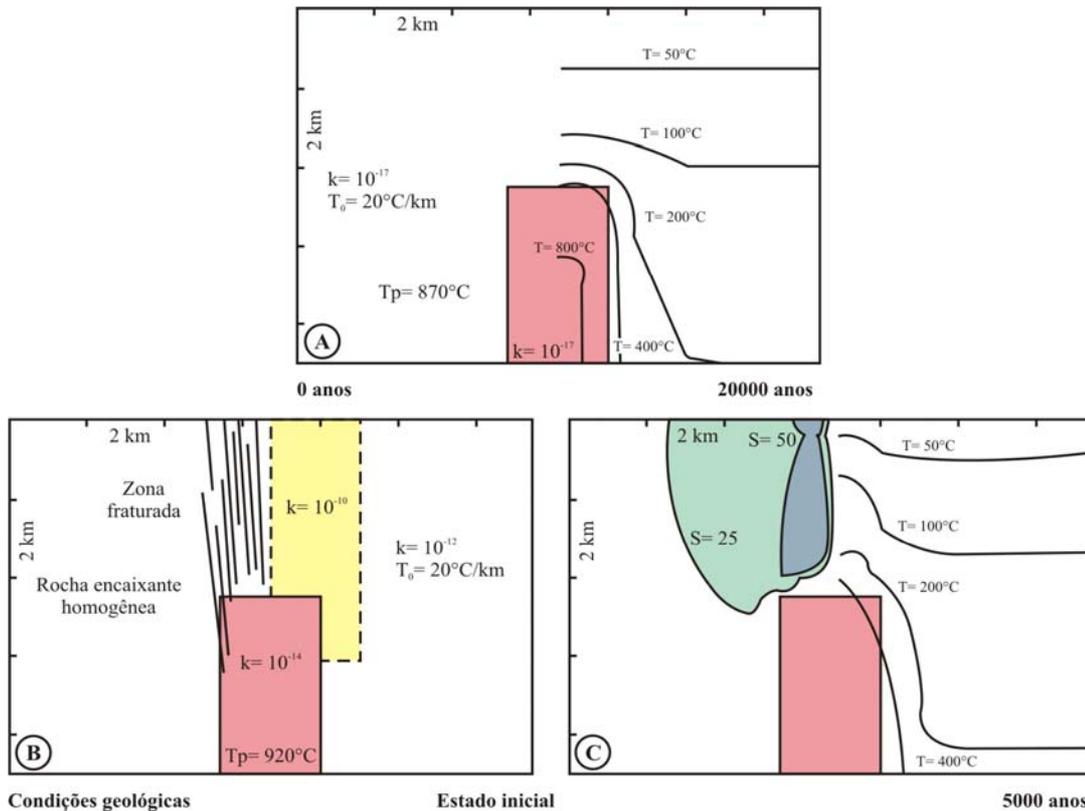
Os campos geotermiais dissipam sua energia de dois modos principais que se alternam ao longo do tempo:

- condução ou difusão: em ambientes pouco permeáveis e que geram isotermas (auréolas) simétricas a uma fonte de calor, devido à condução do calor ser mais rápida que as trocas químicas dos íons em solução. Portanto, as alterações são governadas pela rocha e não pelo fluido (baixa razão F/R). Esta fase é ativada todas as vezes que a tectônica e o magmatismo ficam inativas (Fig. 10A);

- convecção: é acompanhado por movimento de fluidos (líquido ou vapor), ou seja é dependente da hidrodinâmica (fluxo) do meio e de sua permeabilidade (Fig. 10B e C).

A permeabilidade é ligada diretamente ao fraturamento, tanto tectônico quanto gerado pelo posicionamento de um corpo ígneo em subsuperfície. Análises de porosidades em rochas da crosta (Norton e Knapp, 1977) indicam valores médios de  $10^{-18}/m^2$ , enquanto que os valores mais altos encontrados em campos geotérmicos ( $10^{-14}$  a  $10^{-15}/m^2$ ) refletem o domínio das fraturas no fluxo de fluidos (Henley e Ellis, 1983).

A quantidade de alteração é também dependente desta rede de fraturas, pois se estas alcançam a superfície, a troca de fluidos de diferentes origens é favorecida. A formação de zonas argilosas impermeáveis pode favorecer a individualização de reservatórios; já a cristalização completa de veios faz com que o meio se torne novamente impermeável e, assim, há o retorno do modo de dissipação de calor condutivo, enquanto não houver uma nova geração de fraturas e novo episódio de alteração. Cabe salientar que estas fraturas são dispostas tanto verticalmente quanto horizontalmente, fazendo com que se produzam alterações, reservatórios ou zonas de perda de pressão e de fluidos horizontalmente. Sendo assim, passamos de um sistema dominado pela rocha a um sistema dominado pelo fluido (fraturas) ao longo do tempo; essa evolução pode ser utilizada para explicar as assembléias encontradas nos depósitos fósseis e atuais. A transição entre os dois modos de dissipação de calor pode ocorrer rapidamente e, portanto, o estudo das alterações hidrotermais geradas em cada episódio deve seguir esta abordagem de metaestabilidade.



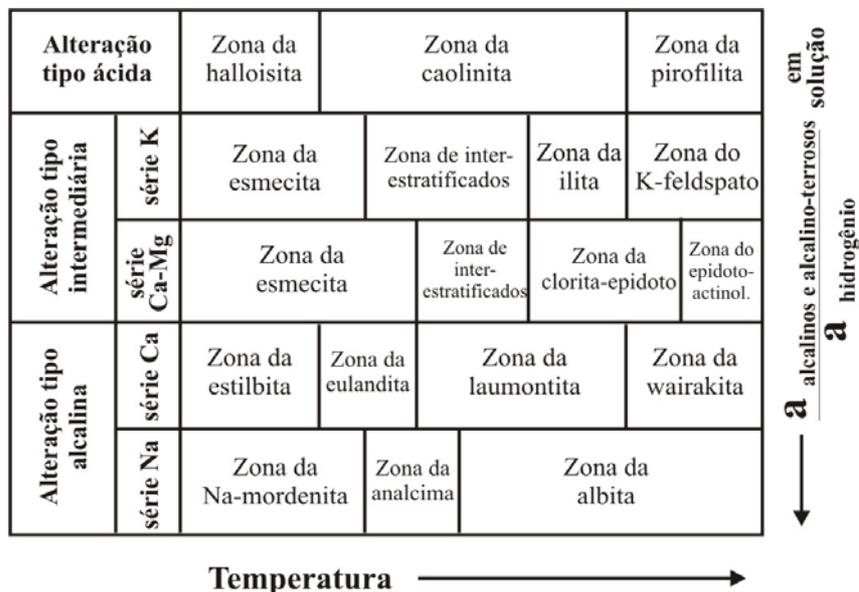
**Figura 10.** Exemplo das etapas de dissipação de calor em um campo geotérmico. A – transferência térmica condutiva, caracterizada pela distribuição de isotermas homogêneas em torno de uma fonte de calor, sendo à esquerda as condições iniciais do sistema e à direita após 20000 anos, quando as isotermas vão circular o corpo intrusivo; B – início de transferência térmica convectiva, a partir de fraturamentos gerados pela atividade tectono-magmática, à esquerda as condições geológicas do local e à direita as conseqüências do fluxo ativo nas rochas encaixantes; C – retomada de transferência de calor por condução após o episódio descrito em B, demonstrando a conseqüência e continua influência do fluxo convectivo. Modificado de Norton e Knight (1977). Abreviações: k (permeabilidade,  $\text{cm}^2$ ), S (superfície de influência,  $\text{cm}^2$ ),  $T_0$  (gradiente geotérmico),  $T_p$  (temperatura da intrusão).

**Figure 10.** Exemple des étapes de dissipation de chaleur dans un champ géothermique. A – transfert thermique conductif, caractérisé par la distribution d’isothermes homogènes autour d’une source de chaleur, en trouvant à gauche les conditions initiales du système et à droite, après 20000 ans, lorsque les isothermes vont circuler le corps intrusif; B – début de transfert thermique convectif, à partir de fracturations générées par l’activité tectono-magmatique, à gauche, les conditions géologiques du local et à droite, les conséquences du flux actif dans les roches encaissantes; C – reprise de transfert de chaleur par conduction après l’épisode décrit en B, démontrant la conséquente et continue influence du flux convectif. Modifié de Norton et Knight (1977). Abréviations: k (perméabilité,  $\text{cm}^2$ ), S (surface d’influence,  $\text{cm}^2$ ),  $T_0$  (gradient géothermique),  $T_p$  (température de l’intrusion).

### 3.3.2 Zonalidade da alteração hidrotermal

Vários autores trabalharam na definição de limites de estabilidade para a ocorrência das assembléias de alteração observadas nos ambientes hidrotermais. Nestes termos, Utada (1980, *apud*, Inoue, 1995, p. 285) desenvolveu uma classificação para os ambientes hidrotermais (tipo ácida, intermediária e alcalina), definida a partir da atividade de cátions em solução e da variação da temperatura relativa (Fig. 11). Esta classificação apresenta uma

conotação genética, pois reflete a química das rochas e dos fluidos envolvidos. As assembléias minerais definidas para cada tipo de alteração são as mesmas citadas anteriormente para depósitos fósseis, sendo que as espécies de argilominerais e suas zonas relativas de ocorrência são detalhadas.



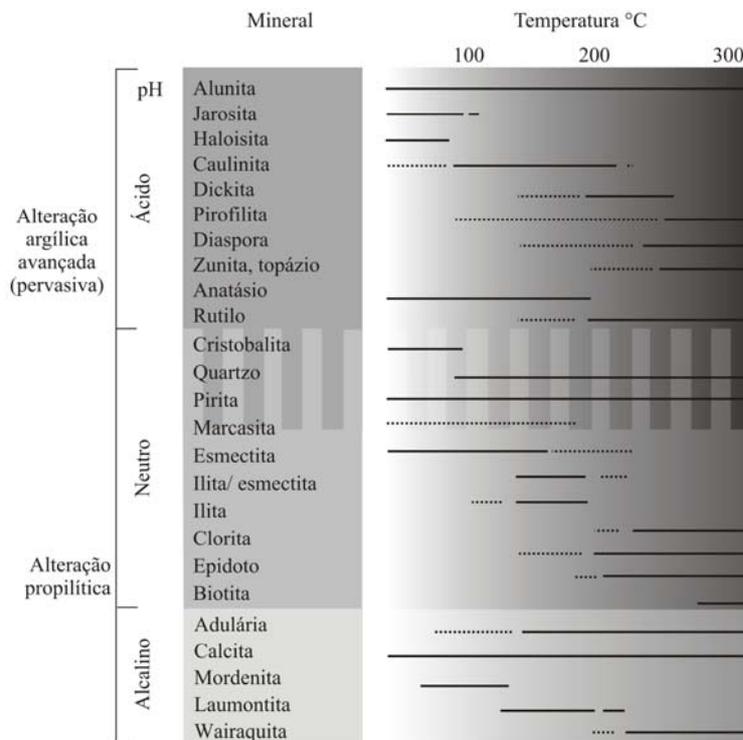
**Figura 11.** Classificação dos três tipos de alterações hidrotermais (ácida, intermediária e alcalina) propostas por Utada (1980) a partir da temperatura x razão da atividade de cátions em solução. Extraído de Inoue (1995).

**Figure 11.** Classification des trois types d'altérations hydrothermales (acide, intermédiaire et alcaline) proposées par Utada (1980) à partir de la température x rapport de l'activité de cations en solution. Extrait de Inoue (1995).

Posteriormente, trabalhos como os de Henley e Ellis (1983), Reyes (1990) e Inoue (1995) estabeleceram melhor os limites de temperatura (e química) para cada uma das zonas e assembléias de alteração (Fig. 12). A presença ou ausência de certos minerais em uma determinada temperatura depende de alguns parâmetros cinéticos, além da atividade de CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>S e do pH da solução. Isógradas de alteração horizontais e verticais podem ser assim determinadas a partir de medidas *in situ* (poços explorados) e de inclusões fluidas em minerais associados (principalmente o quartzo), como por exemplo, no campo geotérmico de Alto Peak nas Filipinas (Reyes, 1990).

Estudos indiretos, que levam em conta variações nas características do meio (composição e temperatura) em que os minerais cristalizam, também são utilizados para a definição de campos de estabilidade (Reed, 1994). O desaparecimento de esmectita para a formação de ilita (reação esmectita-ilita ou S-I) com o aumento da profundidade em bacias sedimentares é amplamente difundido na comunidade científica, sendo também uma reação muito importante em ambientes hidrotermais de baixa temperatura e um método indireto de estimativa de temperaturas. Para a transformação esmectita-ilita ocorrer, a adição de Al e

remoção de Si é necessária, devido à carga tetraédrica altamente negativa das ilitas (Hutcheon *et al.*, 1995). Esta reação é, atualmente, associada a um mecanismo de dissolução-precipitação gerado a partir de variações, além da temperatura, no tempo e características dos fluidos presentes. Nestes fluidos, a atividade da sílica é um fator importante para a reação S-I.



**Figura 12.** Resumo das variações de temperatura em que se observa cada um dos minerais de alteração em campos geotérmicos. Linhas sólidas indicam as zonas de temperatura de ocorrência mais comuns para um determinado mineral. Modificado de Henley e Ellis (1983) e Reyes (1990).

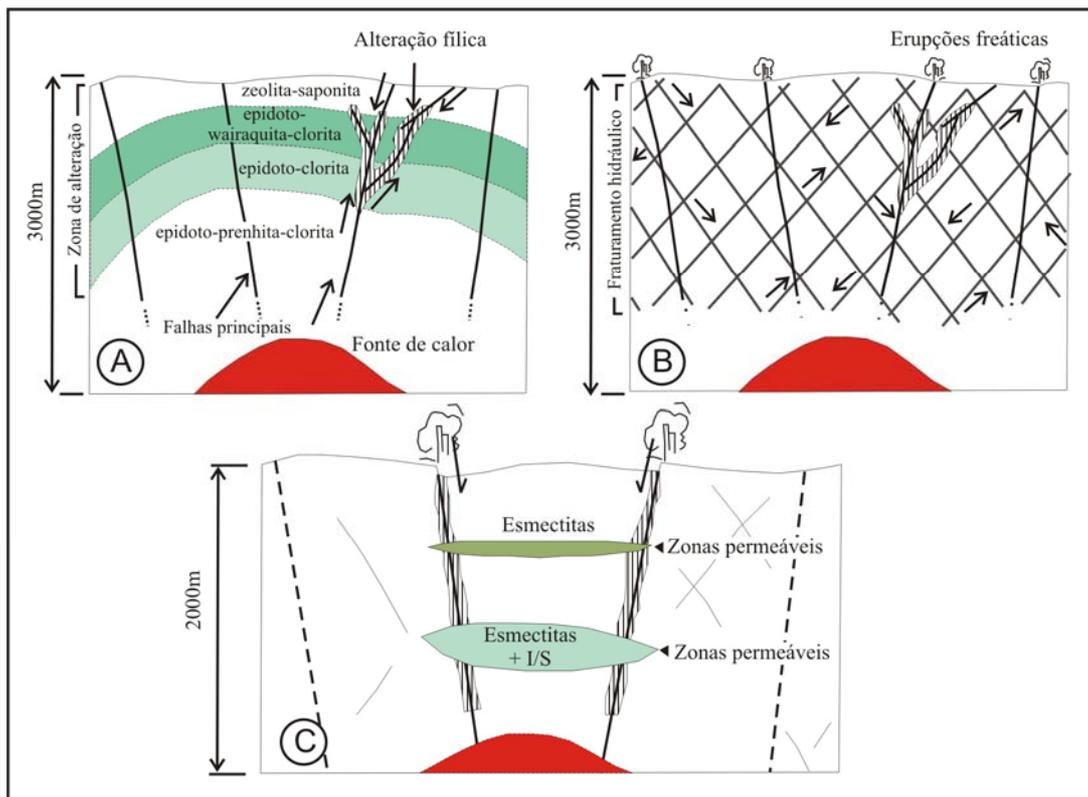
**Figure 12.** Résumé des variations de température où l'on observe chacun des minéraux d'altération en champs géothermiques. Les lignes solides indiquent les zones à température d'occurrence plus communes pour un minéral déterminé. Modifié de Henley et Ellis (1983) et Reyes (1990).

Se as atividades de sílica e termal do ambiente hidrotermal em questão são bem compreendidas, podemos observar estágios de baixa atividade superpostos por estágios de alta atividade de sílica. Fases como sílica opalina, esmeclita e clinoptilolita cristalizam precocemente. Com a queda da atividade de sílica pela saturação deste componente entre 60°C e 150°C, outras fases (quartzo, ilita, analcima, albita e clorita) alcançam nível de saturação e cristalizam acima de 150°C, exceto a clorita, que ocorre em temperaturas ainda mais elevadas ( $\geq 200^\circ\text{C}$ ). Estas temperaturas são, portanto, compatíveis com a gama de temperaturas descritas anteriormente para as transições entre as mesmas fases de interestratificados I/S.

Como citado anteriormente, a formação de argilominerais em ambientes hidrotermais atuais ocorrem tanto na forma disseminada (regional) quanto em zonas de fluxo ativo de

fluidos (fraturas). Porém, os argilominerais se concentram preferencialmente nestas últimas, pois as condições físico-químicas de desequilíbrio, supersaturação da fase fluida, *boiling* e/ou mistura de fluidos de composições e temperaturas diferentes, são ideais para a sua neoformação diretamente dos fluidos.

Nestas zonas de fluxo ativo, a mineralogia dos argilominerais neoformados é complexa, contendo maior teor de componentes expansíveis quando comparado com os argilominerais disseminados da alteração regional difusa. Esta observação é exemplificada pelos dados obtidos no campo geotérmico de Chipilapa (El Salvador) por Patrier *et al.* (1996). A distribuição das alterações para argilominerais, neste caso, não segue linearmente as zonações normalmente encontradas em relação à profundidade das sondagens ou de temperatura crescente (Fig. 13), associação comumente feita para assembléias encontradas tanto em sistemas fósseis quanto em campos geotérmicos (Cooke e Simmons, 2000; Reyes, 1990; Martínez-Serrano, 2002; Bird *et al.*, 1984). Os autores demonstram que as fases neoformadas nas zonas de fluxo ativo deste campo (esmectitas di e trioctaédricas), independem da temperatura do fluido ( $>200^{\circ}\text{C}$ ) e da profundidade ( $>1000\text{m}$ ) para se formar, dependendo muito mais da razão fluido/rocha. Além disso, dados de inclusões fluidas (Bril *et al.*, 1996) demonstram que os fluidos envolvidos nas alterações atuais apresentam a mesma temperatura ( $230\text{-}250^{\circ}\text{C}$ ) entre 500 e 2500m de profundidade. Estas observações são conflitantes com os esquemas geotermométricos comumente utilizados para a distribuição da zonalidade da alteração, baseados no equilíbrio de fases. Estes dados são ratificados por sínteses de esmectitas em laboratório, nas quais frequentemente se obtém este mineral em condições diferentes do seu domínio de estabilidade termodinâmico. Em meio natural, estas fases ocorrem, portanto, em condições de metaestabilidade, controladas por fatores cinéticos; em sistemas fósseis, porém, o estado de condução deve perdurar por um longo tempo, fazendo com que apenas os termos finais das séries de conversão dioctaédrica e trioctaédrica (ilita e clorita, respectivamente) sejam observados.



**Figura 13.** Evolução da alteração hidrotermal no campo geotérmico de Chipilapa (El Salvador). A- Estágio inicial, associado à alteração propilitica e cristalização de quartzo em regime termal condutivo. B- Segundo estágio, composto por (i) influxos de água meteórica: sistema dominado pelos fluidos em condições aproximadamente isotérmicas; *boiling* e início da cristalização de argilominerais e carbonatos; transferência de calor convectiva e (ii) após o selamento dos condutos pela cristalização de calcita e argilominerais interestratificados, ocorre a retomada da dissipação do calor condutivo, que vai transformar as argilas em minerais não expansíveis (clorita-ilita). C- Reativação tectônica de falhas maiores que condicionam o fluxo atual dos fluidos geotérmicos; deposições de esmectita e I/S e resfriamento de porções distais do sistema. Extraído de Bril *et al.* (1996).

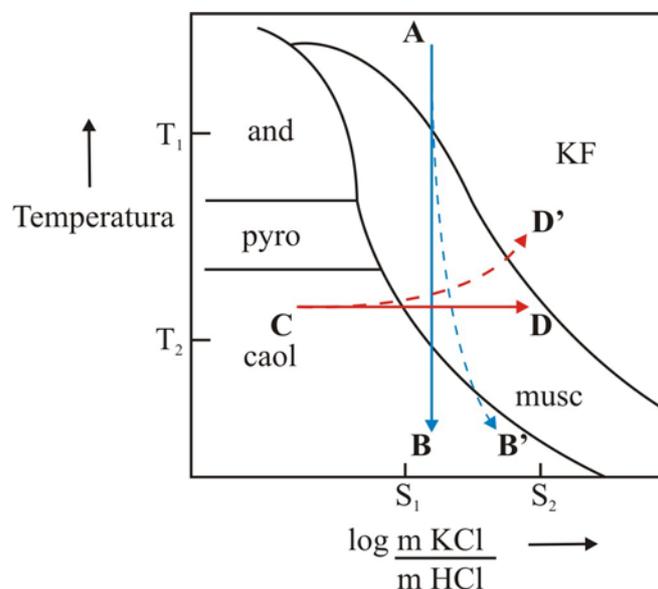
**Figure 13.** Évolution de l'altération hydrothermale dans le champ géothermique de Chipilapa (El Salvador). A- Stade initial, associé à l'altération propylitique et à la cristallisation de quartz en régime thermal conductif. B- Second stade, composé par des (i) influx d'eau météorique: système dominé par les fluides en conditions approximativement isothermiques; *boiling* et début de la cristallisation d'argilominéraux et de carbonates; transfert de chaleur convective et (ii) après le scellement des conduits par la cristallisation de calcite et d'argilominéraux inter-stratifiés, a lieu la reprise de la dissipation de la chaleur condutive, qui va transformer les argiles en minéraux non expansibles (chlorite-ilite). C- Réactivation tectonique de failles majeures qui conditionnent le flux actuel des fluides géothermiques; dépôts de smectite et d'I/S et refroidissement de portions distales du système. Extrait de Bril *et al.* (1996).

### 3.4 ESTUDOS EM ARGILOMINERAIS

Os argilominerais podem ser utilizados nos sistemas hidrotermais como marcadores de paleocondições, pois são amplamente encontradas nestes ambientes como resultado de fenômenos de recristalização, desestabilização mineral ou neoformação a partir de soluções.

Porém, para que as interpretações de paleocondições sejam válidas, algumas premissas devem ser atendidas (Essene e Peacor, 1995): (i) as fases devem ser bem caracterizadas e separadas, (ii) elas se cristalizaram em condições de equilíbrio (químico e estrutural), (iii) outras variáveis do sistema são conhecidas e controladas, (iv) as propriedades cristaloquímicas e estruturais dos minerais não foram alteradas com o tempo e (v) os dados devem ser comparados, quando possível, com calibrações experimentais nas mesmas condições (P, X e T).

As paragêneses hidrotermais também ocorrem em outros contextos, como os ambientes diagenéticos e metamórficos de baixo grau. Da mesma maneira que são definidas condições de T e P em ambientes metamórficos ( fácies, silicatos e filossilicatos como índices), os argilominerais marcam a zonas de estabilidade em ambientes hidrotermais. Dados petrográficos são ratificados por dados experimentais termodinâmicos, levando em conta a química dos fluidos envolvidos nas reações, porém, os campos de estabilidade para argilominerais ainda são pouco precisos, devido aos poucos dados termodinâmicos disponíveis. Um exemplo dos diagramas experimentais utilizado para este fim compreende a evolução da mineralogia da alteração potássica em ambientes do tipo pórfiro (Fig. 14), que com a diminuição de temperatura e variação nas características dos fluidos se reequilibra continuamente.



**Figura 14.** Exemplo de diagrama de estabilidade, temperatura vs. concentração total de íons em solução, utilizado para explicar as variações das paragêneses de alteração no espaço e tempo. As flechas indicam os dois caminhos de evolução possíveis a partir de uma assembléia de alteração do tipo potássica (KF). Extraído e modificado de Beane (1982).

**Figure 14.** Exemple de diagramme de stabilité, température x concentration totale d'ions en solution, utilisé pour expliquer les variations des paragenèses d'altération dans l'espace et le temps. Les flèches indiquent les deux chemins d'évolution possibles à partir d'une assemblée d'altération du type potassique (KF). Extrait et modifié de Beane (1982).

Neste caso, fluidos magmáticos estão em equilíbrio com fases ígneas (K-feldspato) com uma razão de concentração KCl:HCl correspondente ao ponto A, passando progressivamente pelos campos de estabilidade da muscovita (alteração fílica) e da caolinita (alteração argílica) pelo caminho A-B, acompanhando o decréscimo da temperatura do sistema (Beane, 1982). As reações envolvidas com a passagem do feldspato para muscovita em determinada temperatura  $T_1$  e da muscovita para caolinita em uma temperatura  $T_2$ , consomem  $H^+$  e contribuem com  $K^+$ , portanto os campos teóricos de estabilidade são constantemente modificados.

Dois grupos principais de argilominerais são usados no para o estudo geotermométrico dos argilominerais: (i) a série de conversão esmectita-ilita (série dioctaédrica) e (ii) a série de conversão saponita-clorita (série trioctaédrica) (Reed, 1994). Os critérios mais utilizados nestes estudos são as suas variações composicionais (químicas) e/ou estruturais (politipismo, estratificações, cristalinidade), normalmente interdependentes.

Para os argilominerais dioctaédricos, o critério mais utilizado diz respeito à estrutura, sendo, importante o estudo de interestratificados. O grau (quantidade de constituintes) e modo (ordem de interestratificação) são usados por diversos autores na obtenção de dados de temperatura (Tab. 3).

**Tabela 3.** Comparação entre dados geotermométricos baseados no critério estrutural obtidas para argilominerais da série dioctaédrica.

**Tableau 3.** Comparaison entre données géothermométriques basées sur le critère structural, obtenues pour des argilominéraux de la série dioctaédrique.

Mineral/Referência	Nadeau e Reynolds (1981)	Horton (1985)	Simmons e Browne (1998)
esmectitas	-	-	>120°C
I/S	-	-	>220°C
I/S R=0	<130°C	50-120°C	-
I/S R=1	130-160°C	120-180°C	-
I/S R≥3	160-200°C	>180°C	-
ilita	-	-	>300°C

A série trioctaédrica foi menos estudada que a dioctaédrica, beneficiada com as comparações feitas com ambientes diagenéticos e, portanto, dão uma idéia mais genérica do intervalo de temperatura de cristalização. Trabalhos foram desenvolvidos considerando que a transformação saponita-clorita ocorre de forma regular com o aumento da temperatura (Robinson e De Zamora, 1999): (i) esmectita até 180°C; (ii) interestratificados desordenados clorita/esmectita até 240°C; corrensita até 265°C e clorita para temperaturas superiores. As

utilizações de politipos e de espaçamentos basais de cloritas por difratometria de raios X também foram testadas em relação à geotermometria, porém o geotermômetro mais conhecido para cloritas, é baseado na composição química (Cathelineau e Nieva, 1985; Cathelineau, 1988), no qual as ocupações de sítios octaédricos e tetraédricos ( $Al^{IV}$ ) deveriam variar com temperaturas crescentes.

Revisões sobre os diversos geotermômetros utilizados para cloritas (Caritat *et al.*, 1993; Hutcheon, 1995; Jiang *et al.*, 1994) são unânimes em afirmar que nenhum dos métodos satisfaz plenamente os objetivos propostos. Além disso, a metaestabilidade durante a evolução de um sistema hidrotermal e a dependência das reações a fatores cinéticos como duração de reações, razão fluido/rocha, características de fluidos envolvidos, composição de rocha total,  $fO_2$ , permeabilidade e variação da temperatura, não são levados em conta. Isso torna a utilização dos argilominerais como geotermômetro muito difícil, principalmente no caso de interestratificados, considerados estados transitórios metaestáveis (Essene e Peacor, 1995; Jiang *et al.*, 1994).

Sendo assim, a metodologia de estudo dos argilominerais em sistemas hidrotermais passa obrigatoriamente por uma boa caracterização petrográfica das paragêneses de alteração (qualitativa e temporal) e separação das fases envolvidas. Além disso, deve-se reconhecer a mineralogia entre as fases hidrotermais e primárias, para estimar o grau de desenvolvimento das reações minerais e condições de nucleação e crescimento, incluindo propriedades texturais (tamanho de cristais, morfologia), microestruturais (graus de ordem/desordem e distância do equilíbrio, índices de cristalinidade) e de química mineral. A associação da mineralogia com os fluidos envolvidos ( $\delta^{18}O$ , D e inclusões fluidas) permite integrar os dados de forma dinâmica.

# **Capítulo 7**

## **DISCUSSÃO E CONCLUSÕES**

## DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O distrito mineiro de Lavras do Sul compreende prospectos contendo Au-Cu ( $\pm$ Pb, Zn, Ag) em uma seqüência plutono-vulcânica neoproterozóica no Sul do Brasil. As mineralizações ocorrem em veios e brechas de quartzo com direção preferencial N40°W a E-W e em halos hidrotermais nas encaixantes.

Os principais minerais de alteração nas zonas mineralizadas dos granitóides são quartzo, pirita e argilominerais dioctaédricos. Estes últimos vêm sendo descritos historicamente como uma fase *sericítica* homogênea. O estudo detalhado por petrografia ótica e eletrônica (MEV), análises químicas e difratometria de raios X, permitiu a identificação precisa dos componentes agrupados no termo *sericita*.

A partir da difratometria de raios X, foram utilizados índices de cristalinidade comparativos medidos no pico  $d_{001}$  para a individualização de minerais contendo ou não fases expansíveis. Nesta fase, foi possível a observação de 3 grupos principais de argilominerais dioctaédricos: (i) fengita/mica ( $<0.2^\circ 2\theta$  FWHM), (ii) illita (0.22 a  $0.3^\circ 2\theta$  FWHM) e interestratificados illita-esmectita (0.29 a  $1.18^\circ 2\theta$  FWHM). Decomposições de difratogramas e comparações com simulações teóricas obtidas com softwares específicos (DECOMPXR e Newmod®, respectivamente) mostram que os interestratificados são predominantemente do tipo ordenado ( $R \geq 1$ ) e raramente (2 amostras) do tipo ordenado regular ( $R=1$ ), com conteúdos de 80 a 95% de illita. Além disso, as decomposições de difratogramas em diversas amostras apontam para misturas entre estas fases em diferentes proporções.

Análises químicas demonstram claramente as diferenças composicionais entre estes componentes, permitindo a distinção entre fengita e illita em amostras com índice de cristalinidade ambíguos (próximos a  $0.2^\circ 2\theta$  FWHM). As cargas intralamelares médias dos membros finais são 0.94 por  $O_{10}(OH)_2$  para fengita, 0.85 por  $O_{10}(OH)_2$  para illita e de 0.74 por  $O_{10}(OH)_2$  para interestratificados I/S, sendo que cargas intralamelares intermediárias entre todos os componentes foram encontradas, evidenciando as misturas de fases minerais em uma mesma amostra.

Observações petrográficas mostram uma evolução espacial e temporal das fases dioctaédricas. Fengita e illita são predominantes na fácies de borda oeste do complexo granítico, e vão sendo progressivamente substituídas por interestratificados I/S em direção à Leste da área de estudo, tanto a partir de reinfilttrações de veios e seus halos de alteração

associados quanto pela recristalização de cristais de fengita pré-existentes. A fengita é caracterizada por cristais grandes e hexagonais (euédricos), enquanto que os interestratificados I/S são associados a cristais menores em forma de ripas, o que é compatível com as análises químicas e politipos observados por difratometria de raios X (fengita  $2M_1$  e I/S  $1M$ ). A illita compreende características intermediárias entre os dois extremos, devido à sua ocorrência associada a ambos os casos.

Os minerais dioctaédricos descritos fazem parte do estágio de alteração do tipo filica, descrito anteriormente por inúmeros autores em depósitos do tipo pórfiro e epitermal. A ocorrência de minerais com formas bem cristalizadas e estáveis a temperaturas mais altas (fengita) nas zonas a Oeste do complexo granítico indica que estas zonas representam as porções mais profundas do corpo granítico afetadas por fraturas regionais. Nestes locais, as decomposições de difratogramas mostram que a cristalinidade da fengita não varia com aumento da distância das fraturas (~30cm), ao contrário das zonas à Leste, onde os componentes esmectíticos aumentam em volume com aumento da distância dos veios (~30cm). A superposição de um estágio de alteração com características de temperatura e domínios de estabilidade mais baixos demonstra que os paleocondutos de fluxo ativo de fluidos (alta razão F/R), materializados pelos veios e brechas de quartzo ocorreu em estágios diferentes, durante o resfriamento, recarga e/ou colapso geral do sistema hidrotermal, mesmo que estes possam cristalizar em eventos hidrotermais intermitentes em condições de metaestabilidade. As texturas de veios de quartzo mais estáveis (drusas) à Oeste, superimpostas por texturas típicas de desequilíbrio em ambientes epitermais à Leste (bandamentos coloformes, crustiformes, zonações, etc) apóiam estas observações de níveis crustais mais rasos e que interagiram com um maior volume de fluidos meteóricos na borda leste do complexo granítico.

As inclusões fluidas de veios e cristais de quartzo nos granitóides encaixantes da fácies de borda leste, indicam predominância de fases aquosas (L e L+V) com média a baixa salinidade e temperatura (<22% eq. NaCl;  $T_h = 60-200^\circ\text{C}$ ) e raras inclusões hipersalinas de maior temperatura (29 a 41% eq. NaCl;  $T_h = 150-336^\circ\text{C}$ ). A intensa superposição de estágios de cristalização de quartzo + argilominerais dioctaédricos não permitiu o uso de pares minerais para obtenção de temperaturas confiáveis entre estas fases (desequilíbrio de fases). Os dados de temperatura de cristalização para os minerais dioctaédricos obtidos na literatura e a variação da  $T_h$  medida em inclusões fluidas estão em acordo e, portanto, foram usados para os cálculos da composição dos fluidos envolvidos nesta fase de alteração (fengita e illita entre

200-350°C; I/S <200°C). Neste caso, as raras inclusões fluidas de temperatura mais alta seriam associadas ao estágio precoce, superposto pelas inclusões fluidas de menor temperatura

Dados isotópicos de oxigênio e hidrogênio demonstram que a fengita cristalizou com predomínio de fluidos magmáticos com pouca interação de fluidos meteóricos. O cálculo da composição isotópica dos fluidos meteóricos em equilíbrio, utilizando um intervalo de temperatura de cristalização entre 200 e 350°C mostra valores de  $\delta^{18}\text{O}$  entre -1,9 e +6,6‰ e de  $\delta\text{D}$  entre -115 a -68‰. Já as amostras contendo predominantemente interestratificados I/S, mesmo contendo ainda um componente magmático, foram influenciadas por volumes maiores de fluidos meteóricos. A composição isotópica destes fluidos meteóricos foi calculada, com valores de  $\delta^{18}\text{O}$  entre -10 e +2‰ e  $\delta\text{D}$  entre -53 e -13‰, usando um intervalo de temperatura de 60 a 200°C para a cristalização destas fases.

Amostras contendo predominantemente cristais de fengita que contêm quantidades subordinadas de illita (decomposições de difratogramas) exemplificam estas variações de composição isotópica, sendo que os cristais maiores de fengita são empobrecidos em oxigênio e enriquecidos em hidrogênio ( $\delta^{18}\text{O} = +3,9\text{‰}$ ;  $\delta\text{D} = -32\text{‰}$ ) em comparação com a fase predominantemente ílitica ( $\delta^{18}\text{O} = +6,4\text{‰}$ ;  $\delta\text{D} = -70\text{‰}$ ).

As zonas mineralizadas nos granitóides (veios e halos de alteração) têm a mesma orientação que as observadas nas rochas vulcanogênicas. Porém, estas evoluem no tempo de assembléias dominadas por minerais dioctaédricos (granitóides) para assembléias dominadas por clorita  $\pm$  calcita (rochas vulcanogênicas), associada à evolução da composição do fluido (ácido para neutro) e/ou colapso do sistema hidrotermal.

O uso de técnicas de isótopos estáveis (O-H) e inclusões fluidas permitiram a caracterização dos fluidos hidrotermais envolvidos na cristalização da clorita e dos veios de quartzo das rochas vulcanogênicas. As inclusões fluidas nestes veios são aquosas monofásicas a bifásicas (L e L+V). Não foram obtidos dados microtermométricos nas inclusões bifásicas, porém o equilíbrio petrográfico destas com inclusões monofásicas aquosas ( $\leq 60^\circ\text{C}$ ) sugerem que a variação de temperatura de cristalização do quartzo nestes veios segue o intervalo observado para as IF de menor temperatura nos veios dos granitóides ( $T_h = 60\text{-}200^\circ\text{C}$ ). O quartzo cristalizado em veios nas rochas vulcanogênicas são depletados em  $\delta^{18}\text{O}$  (+1,2 a +3,4‰) em relação aos dos granitóides ( $\delta^{18}\text{O} = +5,8$  a +9,4‰), o que indica variação de processos ou tempo, sendo o mesmo comportamento observado para a clorita em equilíbrio.

Os cálculos de composição do fluido em equilíbrio com ambos minerais têm fonte distinta dos envolvidos na cristalização de fengita e illita. A cristalização de clorita e o quartzo nas rochas vulcanogênicas ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz-clo}} = 216\text{-}269^\circ\text{C}$ ; IF=  $60\text{-}200^\circ\text{C}$ ) foram influenciados predominantemente por fluidos meteóricos de latitudes polares, caracterizados por valores isotópicos altamente depletados em relação ao  $\delta^{18}\text{O}$  (ca.  $-20\text{‰}$ ). A possibilidade de influência glacial em depósitos sedimentares neoproterozóicos na região de Lavras do Sul foi sugerida anteriormente, mas nunca comprovada. Reconstruções paleogeográficas mundiais baseadas em paleomagnetismo, observações de campo e valores de  $\delta^{13}\text{C}$  em carbonatos publicadas por diversos autores, indicam que os crátons Rio de la Plata e Kalahari se situavam em latitudes próximas às polares há aproximadamente 600Ma, implicando na localização da área de estudo na época em questão. Além disso, depósitos de origem glacial de mesma idade são encontrados no Uruguai e na Namíbia.

A mistura deste fluido depletado em relação ao  $\delta^{18}\text{O}$ , possivelmente com fluidos magmáticos, é evidenciada por uma variação característica de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$ , similar às observadas em sistemas hidrotermais dominados por fluidos meteóricos de pH neutro com extrema interação com as rochas encaixantes, como os sistemas geotérmicos atuais ou depósitos epitermais tipo baixa sulfetação. Nestes ambientes, é comum a presença de inclusões fluidas gasosas com  $\text{CO}_2$  associadas às aquosas com evidências de *boiling*. Nos veios e rochas analisadas estas IF gasosas não foram observadas, e o único indício petrográfico de *boiling* em veios ricos em clorita é a presença localizada de calcita em “lâmina” (*bladed calcite*) e seus pseudomorfos de quartzo.

A composição isotópica das rochas e argilominerais ricos em I/S mostram uma leve tendência a seguir a mesma linha de mistura com os fluidos que cristalizaram a clorita, porém em sentido inverso. Se tomarmos como base o posicionamento do corpo granítico ( $T = 696^\circ\text{C}$ , geotermômetro  $\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz-klf}}$ ) como o estágio precoce de alteração devido à intrusão deste nas rochas vulcanogênicas (i.e. alteração potássica) e a ocorrência de minerais de alta temperatura em veios e encaixantes da zona Oeste (fengita), o fluxo de fluidos de composição magmática seguiria de Oeste para Leste. Já a ocorrência predominante de interestratificados I/S nas zonas à Leste do complexo granítico, em fases posteriores e nos mesmos paleocondutos, indica uma mudança da polaridade do fluxo de fluidos, neste caso de Leste para Oeste. Os dados em interestratificados concordam com observações de campo em relação à clorita. Este mineral forma largos halos de alteração nas encaixantes principalmente nas rochas vulcanogênicas e na fácies de borda leste dos granitóides, sendo que em direção às zonas centrais e à Oeste da

área de estudo, apenas vênulas de clorita ( $\pm$ calcita) são associadas ao mesmo estágio de alteração. Esta informação fornece evidências que os fluidos associados a este estágio de alteração interagiram fortemente com as rochas encaixantes vulcanogênicas, ricas em clorita, com intensidade de interação diminuindo progressivamente para Oeste (fluxo de fluidos de Leste para Oeste).

Os estágios de alta temperatura observados na região são associados à alteração potássica nas rochas vulcanogênicas e a veios contendo actinolita e turmalina, tanto nestas últimas quanto na borda leste do complexo granítico. A ocorrência de paragêneses de alta temperatura associada a um estágio tardi-magmático ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{act}} = +2,6$  a  $+3,5\%$ ;  $\delta\text{D}_{\text{act}} = -95$  a  $-89\%$ ) nas zonas de contato não descarta a hipótese da ocorrência de outros corpos subvulcânicos a leste do local, visto a natureza multi-intrusiva da seqüência vulcânica. A ausência da clássica paragênese de alteração do tipo potássica no corpo granítico principal sugere que a cúpula granítica foi erodida e/ou que, apesar da clara influência destas rochas na evolução das paragêneses observadas, elas não são as únicas responsáveis pela energia térmica que manteve a circulação de fluidos e gerou a alteração hidrotermal na área de estudo. Se esta última hipótese é verdadeira, sugere-se que trabalhos de prospecção sejam executados nas zonas de contato entre granitos e rochas vulcanogênicas, tanto a Nordeste quanto à Sudeste.

O estágio de alteração menos intenso é associado à propilitização que, ao contrário da alteração fílica (convecção), é formada sob regimes condutivos de dissipação da energia térmica gerada por um corpo intrusivo (similar à alteração potássica). Este estágio de alteração afeta um grande volume de rochas sob regime de baixa razão F/R, ou seja utiliza o fluido aprisionado na porosidade destas para evoluir. As paragêneses geradas nesta fase são predominantemente representados à cristalização de clorita a partir dos minerais máficos originais das rochas, associada a epidoto e carbonato.

A partir da observação de campo que os granitóides da fácies de borda (pertita granitos equigranulares) do complexo granítico continham halos de alteração (fílica) mais espessos que a fácies de núcleo (granodioritos porfíricos), foi executado um trabalho de caracterização e comparação da porosidade original e da porosidade associada à alteração propilitica nestas rochas.

Os resultados da quantificação de porosidade pelo método  $^{14}\text{C}$ -PMMA mostram valores similares entre fácies de borda e de núcleo em rochas não alteradas (0,5% equigranular; 0,6% porfírica). Rochas associadas à alteração propilitica de texturas

diferentes mostram um aumento significativo de porosidade em comparação com as rochas não alteradas, porém estes valores são similares para texturas diferentes (1,7% porfirítica; 1,8% equigranular). Estes dados não corroboram as observações de campo e, portanto, halos de alteração diferenciados entre fácies as graníticas devem ter origem em variações locais durante a alteração filica. A caracterização da porosidade por petrografia eletrônica de varredura (MEV) e tratamento digital de imagens indica que os próprios minerais gerados durante a alteração propilítica aumentam a porosidade original das rochas antes da formação dos veios e halos de alteração filica. Estas observações devem ser comparadas com estudos futuros em amostras da alteração filica pelo mesmo método, para a obtenção de parâmetros de razão fluido/rocha e cálculos de balanço de massa durante os diferentes estágios de alteração.

A partir dos resultados obtidos neste trabalho são feitas as seguintes conclusões:

- O sistema hidrotermal de Lavras do Sul evoluiu a partir da intrusão granítica ( $T=696^{\circ}\text{C}$ ) nas rochas vulcanogênicas, com geração das alterações potássica e propilítica;
- Os veios de alta temperatura (até  $380^{\circ}\text{C}$ ) nos granitóides da zona de contato são associados à cristalização de actinolita em estágio tardi-magmático ( $\delta^{18}\text{O}-\delta D_{\text{act}}$ );
- A alteração propilítica aumenta a porosidade inicial dos granitóides de 0,5-0,6% para 1,7-1,8%, associada principalmente aos próprios minerais de alteração (variação de razão F/R, superposição de eventos hidrotermais, diferença temporal);
- Os veios relacionados à alteração filica posterior são representados por minerais dioctaédricos nos granitóides e por clorita nas rochas vulcanogênicas. Estes veios correspondem à materialização de paleocondutos de fluxo hidrotermal intenso, gerados a partir de estruturas maiores regionais;
- A evolução da alteração filica passa de condições ácidas nos granitóides (cristalização de fases dioctaédricas) a neutras nas rochas vulcanogênicas (cristalização de clorita);
- Os halos de alteração filica mais espessos na fácies de borda dos granitóides não são associados à diferenças na porosidade original das rochas, sendo provavelmente formada a partir de variações locais durante este estágio de alteração;
- Os minerais dioctaédricos de alteração em veios/fraturas e rocha encaixante nos granitóides compreendem fengita, ilita e interestratificados I/S ( $R \geq 1$ ) com conteúdos de ilita de 80 a 95%;
- A distribuição espacial dos componentes dioctaédricos mostra predominância de fengita bem cristalizada do politipo  $2M_1$  nas zonas a Oeste do complexo granítico, que são

afetadas por um estágio de alteração posterior contendo illita e I/S em ripas (*lath-shaped*) do politipo 1M nas zonas à Leste;

- Cristais de quartzo em veios e em granitóides encaixantes têm inclusões fluidas predominantemente aquosas monofásicas ( $\leq 60^{\circ}\text{C}$ ) e bifásicas ( $< 22\%$  eq. NaCl; Th= 60-200 $^{\circ}\text{C}$ ), com raras hipersalinas (29 a 41% eq. NaCl; Th= 150-336 $^{\circ}\text{C}$ );

- Nos veios de quartzo das rochas vulcanogênicas predominam inclusões fluidas aquosas monofásicas ( $\leq 60^{\circ}\text{C}$ ) e bifásicas, porém nestas últimas não foi possível a microtermometria;

- As temperaturas de cristalização dos minerais dioctaédricos, baseados na microtermometria de inclusões fluidas e isótopos estáveis (O-H) são de 200 a 350 $^{\circ}\text{C}$  para fengita e illita e de  $< 200^{\circ}\text{C}$  para interestratificados I/S;

- A temperatura calculada para a cristalização de clorita em veios nas rochas vulcanogênicas é de 216 a 269 $^{\circ}\text{C}$ , porém podem ser menores, visto a associação do quartzo com IF monofásicas aquosas ( $T \leq 60^{\circ}\text{C}$ );

- Veios de quartzo das rochas vulcanogênicas são empobrecidos em  $\delta^{18}\text{O}$  em relação aos dos granitóides, sugerindo fluidos/eventos de origem distinta para cristalização destes veios;

- Os fluidos envolvidos na cristalização de fengita são predominantemente magmáticos, enquanto que os que cristalizaram clorita e I/S compreendem misturas de águas magmáticas e meteóricas em diversas proporções;

- Os fluidos em equilíbrio com a clorita é extremamente depletado em  $\delta^{18}\text{O}$ , indicando um componente meteórico de latitudes polares;

- A variação das composições isotópicas da clorita associado aos veios das rochas vulcanogênicas mostra uma variação do oxigênio similar a observada em ambientes de depósitos epitermais de baixa sulfetação;

- clorita e calcita são associados aos estágios finais de alteração em veios, com fluxo de fluidos de Leste para Oeste. A presença de dolomita em algumas amostras pode indicar estágios finais de colapso do sistema, sendo estes últimos veios comumente estéreis.

## **Referências**

- Almeida, F.F.M. de; Hasuy, I.; Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande, SBG, p. 363-391.
- Arribas Jr., A. 1995. Characteristics of high sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. **Mineralogical Society of Canada Short Course Notes**, **23**:419-454.
- Babinski, M.; Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A.; Van Schmus, W.R. & Silva, L.C. da 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. **Geology**, **24**(5): 439-442.
- Beane, R.E. 1982. Hydrothermal alteration in silicate rocks, southwestern North America. In: Titley, S.R. (eds.). **Advances in Geology of the porphyry copper deposits**. SNA University of Arizona Press, Tucson, Arizona, p.117-137.
- Berger, G. & Velde, B. 1992. Chemical parameters controlling the propylitic and argilic alteration process. **European Journal of Mineralogy**, **4**:1439-1454.
- Bigeleisen, J.; Perlman, M.L. & Prosser, H.C. 1952. Conversion of hydrogenic materials to hydrogen for isotopic analysis. **Analytical Chemistry**, **24**, 1356- 1357.
- Bird, D.K.; Schiffman, P.; Elders, W.A.; Williams, A.E. & McDowell, S.D. 1984. Calc-silicate mineralization in active geothermal systems. **Economic Geology**, **79**:671-695.
- Bodnar, R.J. 2003. Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions. In: Samson, I.; Anderson, A. & Marshall, D. (eds.). **Fluid Inclusions – Analysis and interpretation**. Vancouver, Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 32:81-100.
- Bongiolo, E.M. 2002. **Mineralização de ouro da região de Lavras do Sul/RS e alteração hidrotermal associada**. Porto Alegre. 131p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bonorino, F.G. 1959. Hydrothermal alteration in the Front Range mineral belt, Colorado. **Geological Society of America Bulletin**, **70**:53-90.
- Bril, H.; Papapanagiotou, P.; Patrier, P.; Lenain, J.F. & Beaufort, D. 1996. Fluid-rock interaction in the geothermal field of Chipilapa (El Salvador): Contribution of fluid inclusion data. **European Journal of Mineralogy**, **8**:515-531.
- Cathelineau, M. & Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, **91**, 235-244.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy of chlorites and illites as a function of temperature. **Clays and Clay Minerals**, **23**: 471-485.
- Cathles, L.M.; Erendi, A.H. J. & Barrie, T. 1997. How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event? **Economic Geology**, **92**:766-771.

- Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M. & De Ros, L. F. (eds.). **Geologia e Estratigrafia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, Editora Gráfica da UFRGS, p. 3-44.
- Chemale Jr, F.; Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1995. Stratigraphy and tectonism of Brasiliano Cycle in southern Brazil. **Communications of Geological Survey of Namibia**, **10**:151-166.
- Clayton, R.N. & Mayeda, T.D. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for analysis. **Geochimica and Cosmopolitan Acta**, **27**:43-52.
- Cooke, D.R. & Simmons, S.F. 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. **Society of Economic Geologists Review**, **13**:221-244.
- Creasey, S.C. 1959. Some phase relations in hydrothermally altered rock of porphyry copper deposits. **Economic Geology**, **54**:351-373.
- Creasey, S.C. 1966. Hydrothermal alteration. In: Titley, S.R. & Hicks, C.L. (eds.). **Geology of the porphyry copper deposits**. SNA University of Arizona Press, Tucson, Arizona, p. 51-75.
- De Liz, J.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S; Hartmann, L.A.; Sommer, C.A. & Gonçalves, C.R.H. 2004. Aspectos petrográficos e composicionais do sistema multi-intrusivo da Associação Shoshonítica Lavras do Sul (RS) e seu potencial para mineralizações de ouro e sulfetos. **Revista Brasileira de Geociências**, **34**(4), 539-552.
- Dowling, K. & Morrison, G.W. 1989. Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. **Economic Geology Monograph**, **6**:342-355.
- Essene, E.J. & Peacor, D.R. 1995. Clay mineral thermometry. A critical perspective. **Clays and Clay Minerals**, **43**(5):540-553.
- Fernandes, L.A.D.; Menegat, R.; Costa, A.F.U.; Koester, E.; Porcher, C.C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G. & Camozzato, E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I – Uma contribuição a partir do registro geológico. **Revista Brasileira de Geociências**, **25**(4): 351-374.
- Fragoso-Cesar, A.R.S. 1991. **Tectônica de placas no Ciclo Brasiliano. As orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul**. São Paulo. 367f. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Fragoso-Cesar, A.R.S.; Lavina, E.L.C.; Paim, P.S.G. & Faccini, U.F. 1984. A antefossa molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. In:

- CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG. v. 7, p. 3372-3283.
- Gastal, M.C.P. 1997. **Suíte Intrusiva Saibro, RS: Avaliação de um modelo petrológico.** Porto Alegre. 395f. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gastal, M.C.P. & Lafon, J.M. 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do escudo Sul-riograndense: Geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. **Revista Brasileira de Geociências**, **28**(1): 11-28.
- Giggenbach, W.F. 1992. Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries. **Economic Geology**, **97**:1927-1944.
- Guilbert, J.M. & Lowell, J.D. 1974. Variations in zoning patterns in porphyry ore deposits. **Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin**, **67**:99-109.
- Gresse, P.G.; Chemale Jr., F.; Silva, L.C.; Walraven, F. & Hartmann, L.A. 1996. Late- to post- orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. **Basin Research**, **8**: 157-171.
- Hedenquist, J.W. 1987. Mineralization associated to volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific basin: Circum-Pacific. In: ENERGY AND MINERAL RESOURCES CONFERENCE, 4<sup>th</sup>, Singapore, Transactions, p. 513-524.
- Hedenquist, J.W. 1997. **Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration.** Australia. 139p. University of Western Australia Short Course.
- Hedenquist, J.W.; Arribas Jr., A. & Reynolds, T.J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. **Economic Geology**, **93**(4):373-404.
- Hedenquist, J.W.; Arribas Jr., A. & Gonzalez-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: Hagemann, S.G. & Brown, P.E. (eds.). **Gold in 2000.** Society of Economic Geologists Reviews 13, p. 245-277.
- Hedenquist, J.W. & Lowenstern, J.B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. **Nature**, **370**:519-527.
- Henley, R.W. & Ellis, A.J. 1983. Geothermal systems ancient and modern. **Earth Science Reviews**, **19**:1-50.
- Horton, D.G. 1985. Mixed-layer illite/smectite as a paleotemperature indicator in the Amethyst vein system, Creede District, Colorado, USA. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, **91**:171-179.

- Hsieh, J.C.C. & Yapp, C.J. 1999. Hydrogen isotope exchange in halloysite: insight from room temperature experiments. **Clays and Clay Minerals**, **47**:811-816.
- Hutcheon, I.; Caritat, P. de & Abercrombie, H.J. 1995. Clay minerals: Equilibrium models and temperature indicators. In: Lentz, D.R. (ed.). Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems. **Geological Association of Canada Short Course Notes**, **11**:43-67.
- Inoue, A. 1995. Formation of clay minerals in hydrothermal environments. In: Velde, B. (ed.). **Origin and mineralogy of clays**. Springer Verlag, p. 268-329.
- Jannas, R.R., Beane, R.E., Ahler, B.A. & Brosnahan, D.R. 1990. Gold and copper mineralization at the El Indio deposit, Chile. **Journal of Geochemical Exploration**, **36**:233-266.
- Jiang, W.T.; Peacor, D.R. & Buseck, P.R. 1994. Chlorite geothermometry? Contamination and apparent octahedral vacancies. **Clays and Clays Minerals**, **42**(5):593-605.
- Kaul, P.F.T. 1975. Distrito Aurífero de Lavras do Sul (RS) – Histórico dos trabalhos de pesquisa e exploração. **Mineração e Metalurgia**, **364**: 18-22.
- Kaul, P.F.T. & Rheinheimer, D. 1974. **Projeto Ouro no Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Relatório Final em Convênio CPRM/DNPM**, 290 p.
- Lanson, B. & Besson, G. 1992. Characterization of the end of smectite-to-illite transformation; decomposition of X-ray patterns. **Clays and Clay Minerals**, **40**:40-52.
- Lima, E. F. & Nardi, L.V.S. 1991. Os lamprófiros espessartíticos da Associação Shoshonítica Lavras do Sul, RS. **Geochimica Brasiliensis**, **1/2**: 117-131.
- Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1996. Leucodioritos cumuláticos da Associação Shoshonítica Lavras do Sul: uma evidência de cristalização fracionada. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador, SBG. v. 2, p. 43-44.
- Lindgren, W. 1933. **Mineral Deposits**. 4<sup>th</sup> Edition, New York, McGraw-Hill, 930p.
- Lowell, J.D. & Guilbert, J.M. 1970. Lateral and vertical alteration and mineralization zoning in porphyry ore deposits. **Economic Geology**, **65**:373-408.
- Martínez-Serrano, R.G. 2002. Chemical variations in hydrothermal minerals of the Los Humeros geothermal system, Mexico. **Geothermics**, **31**(5):579-612.
- McMillan, W.J. & Panteleyev, A. 1988. Porphyry copper deposits. In: Roberts, R.G. & Sheahan, P.A. (eds.). **Ore deposit models**. Geoscience Canada Reprint Series 3, p. 45-58.

- Mexias, A.S. 1990. O Sistema Hidrotermal Fóssil de Volta Grande – Lavras do Sul. Porto Alegre. 182f. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Mexias, A.S. 2000. **Alteração Hidrotermal e Mineralização de Ouro Associada no Distrito Aurífero de Lavras do Sul/RS - A área do Bloco do Butiá**. Porto Alegre. 360 f. Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Mexias, A.S.; Formoso, M.L.L.; Meunier, A. & Beaufort, D. 1990a. O Sistema Hidrotermal Fóssil de Volta Grande – Lavras do Sul/RS. Parte I – Petrografia do Hidrotermalismo. **Geochimica Brasiliensis**, 4(2): 139-157.
- Mexias, A.S.; Formoso, M.L.L.; Meunier, A. & Beaufort, D. 1990b. O Sistema Hidrotermal Fóssil de Volta Grande – Lavras do Sul/RS. Parte II – Geoquímica das cloritas. **Geochimica Brasiliensis**, 4(2): 159-174.
- Mexias, A.S.; Berger, G.; Gomes, M.E.B.; Formoso, M.L.L.; Dani, N.; Frantz, J.C. & Bongiolo, E.M. 2005. Geochemical modelling of gold precipitation conditions in the Bloco do Butiá Mine, Lavras do Sul/Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Geociências**, 77(3):1-12.
- Meyer, C. & Hemley, J.J. 1967. Wall rock alteration. In: Barnes, H.L. (ed.). **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. First Edition, Wiley, New York, p. 167-235.
- Nardi, L.V.S. 1984. **Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil**. Londres. 268p. PhD Thesis, Department of Geology, University of London.
- Nadeau, P.H. & Reynolds, C.R. 1981. Burial and contact metamorphism in the Mancos Shale. **Clays and Clay Minerals**, 29:249-259.
- Nardi, L.V.S. & Hartmann, L.A. 1979. O complexo Santa Maria Chico do Escudo Sul-riograndense. **Acta Geológica Leopoldensia**, 6:45-75.
- Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, 15(2): 139-46.
- Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 1988. Hidrotermalismo no Complexo Granítico Lavras e Vulcânicas Associadas, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, 18(3): 369-375.
- Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 2000. O magmatismo Shoshonítico e Alcalino da Bacia do Camaquã – RS. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds.). **Geologia e Estratigrafia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, Editora Gráfica da UFRGS, p. 119-131.
- Norton, D. & Knight, J. 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons. **American Journal of Science**, 277:937-981.

- Paim, P.S.G.; Lopes, R.C. & Chemale Jr., F. 1995. Aloestratigrafia, Sistemas Depositionais e Evolução Paleogeográfica, da Bacia do Camaquã – Vendiano Superior/Ordoviciano Inferior do RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6., 1995, Porto Alegre. **Resumos expandidos...** Porto Alegre, SBG. p. 39-47.
- Paim, P.S.G.; Chemale Jr., F. & Lopes, R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds.). **Geologia e Estratigrafia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, Editora Gráfica da UFRGS, p. 231-274.
- Patrier, P.; Papapanagiotou, P.; Beaufort, D.; Traineau, H.; Bril, H. & Rojas, J. 1996. Role of permeability versus temperature in the distribution of the fine (<0.2 $\mu$ m) clay fraction in the Chipilapa geothermal system (El Salvador). **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 72:101-120.
- Pirajno, F. 1992. **Hydrothermal mineral deposits, principles and fundamental concepts for the exploration geologist**. Springer Verlag, 709p.
- Prêt D. 2002. **Nouvelles méthodes quantitatives de cartographie de la minéralogie et de la porosité dans les minéraux argileux: application aux bentonites compactées des barrières ouvragées**. Poitiers. PhD Thesis, Université de Poitiers.
- Reed, M.H. 1994. Hydrothermal alteration in active continental hydrothermal systems. In: Lentz, D.R. (ed.). **Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems**. Geological Association of Canada Short Course Notes, 11: 315-337.
- Reischl, J.L. 1980. Mineralizações auríferas associadas ao Complexo Granítico Lavras do Sul - RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1980, Camboriú. **Anais...** Camboriú, SBG. v. 3, p. 1700-1712.
- Reischl, J.L. 1998. **Diagnóstico do potencial mineral do Município de Lavras do Sul/ RS**. Minerar Consultoria e Projetos, Porto Alegre. 1 CD-ROM.
- Remus, M.V.D.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J. & Groves, D.I. 2000. 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. & Fletcher, I.R. 1997. Zircon SHRIMP U/Pb and Nd isotope data of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence for an Archean/paleoproterozoic basement. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM OF GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2., 1997, Salvador. **Extended Abstracts and Program...** Salvador, p. 271-272.

- Reyes, A.G. 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, **43**:279-309.
- Reynolds, R.C. 1985. **Description of program NEWMOD for the calculation of one-dimensional X-ray diffraction patterns of mixed-layered clays**. Department of Earth Sciences, Dartmouth College, Hanover, NH, 23 pp.
- Ribeiro, M. 1983. Informes sobre a Formação Maricá. **Iheringia Série Geologia** **9**:3-50.
- Ribeiro, M. & Fantinel, L.M. 1978. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-riograndense: I – Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas no Rio Grande do Sul. **Iheringia Série Geologia** **5**:19-54.
- Robinson, D. & De Zamora, S. 1999. The smectite to chlorite transition in the Chipilapa geothermal system, El Salvador. **American Mineralogist**, **84**:607-619.
- Roedder, E. 1984. **Fluid inclusions**. Mineral Society of America, Reviews in Mineralogy, Washington DC, 644p.
- Rose, A.W. & Burt, D.M. 1979. Hydrothermal alteration. In: Barnes, H.L. (eds.). **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. 2<sup>a</sup> edição, John Wiley and Sons, p. 173-235.
- Sillitoe, R.H. 1993. Gold-rich porphyry copper deposits: Geological model and exploration implication. In: Kirkham, R.V.; Sinclair, W.D.; Thorpe, R.I. & Duke, J.M. (eds.). **Mineral Deposit Modeling**. Geological Association of Canada, Special Paper, **40**:465-478.
- Sillitoe, R.H. 2000. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. **Society of Economic Geologists Reviews**, **13**:315-345.
- Sillitoe, R.H. & Hedenquist, J.W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid composition and epithermal precious metal deposits. In: Simmons, S.F. & Graham, I. (eds.). **Volcanic, geothermal and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the Earth**. Society of Economic Geologists Special Publication, **10**:315-343.
- Simmons, S.F. & Browne, P.R.L. 1998. Illite, illite-smectite and smectite occurrences in the Broadlands-Ohaaki geothermal system and their implications for clay mineral geothermometry. In: Water Rock Interaction 9, G.B. Arehart and J.R. Hulston (eds), **Abstracts...** Balkema Rotterdam, p. 691-694.
- Titley, S.R. 1982. The style and progress of mineralization and alteration in porphyry copper systems. In: Titley, S.R. (ed.). **Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern north America**. Tucson, University of Arizona Press, Arizona, p. 93-166.

Ziegler K.; Hsieh J-C.C.; Chadwick O. A.; Kelly E. F.; Hendricks D. M. & Savin S.M. 2003.  
Halloysite as a kinetically controlled end product of arid-zone basalt weathering.  
**Chemical Geology**, **202**:461-478

## RÉSUMÉ ÉTENDU

Le district minier de Lavras do Sul comprend des prospections contenant de l'Au-Cu ( $\pm$ Pb, Zn, Ag) en une séquence plutono-volcanique néoprotérozoïque au Sud du Brésil. Les minéralisations ont lieu en veines et brèches de quartz avec une direction préférentielle N40°W à E-W et en halos hydrothermaux dans les encaissantes.

Les principaux minéraux d'altération dans les zones minéralisées des granitoïdes sont le quartz, la pyrite et les argilominéraux dioctaédriques. Ces derniers sont historiquement décrits comme une phase *séricitique* homogène. L'étude détaillée par pétrographie optique et électronique (MEV), les analyses chimiques et la diffractométrie de rayons X, ont permis l'identification précise des composés rassemblés sous le terme *séricite*.

À partir de la diffractométrie de rayons X, ont été utilisés des indices de cristallinité comparatifs mesurés au pic  $d_{001}$  pour l'individualisation de minéraux contenant ou non des phases expansibles. Dans cette phase, a été possible l'observation de 3 groupes principaux d'argilominéraux dioctaédriques: (i) phengite/mica ( $<0.2^\circ 2\theta$  FWHM), (ii) illite (0.22 à  $0.3^\circ 2\theta$  FWHM) et interstratifiés illite-smectite (0.29 à  $1.18^\circ 2\theta$  FWHM). Des décompositions de diffractogrammes et des comparaisons avec des simulations théoriques obtenues avec des logiciels spécifiques (DECOMPXR et Newmod®, respectivement) montrent que les interstratifiés sont principalement du type ordonné ( $R \geq 1$ ) et rarement (2 échantillons) du type ordonné régulier ( $R=1$ ), avec des teneurs de 80 à 95% d'illite. De plus, les décompositions de diffractogrammes de divers échantillons indiquent des mélanges entre ces phases en proportions différentes.

Des analyses chimiques montrent clairement les différences de compositions entre ces composants, permettant la distinction phengite et illite dans des échantillons à indices de cristallinité ambigus (proches de  $0.2^\circ 2\theta$  FWHM). Les charges intra-lamellaires moyennes des membres finaux sont de 0.94 par  $O_{10}(OH)_2$  pour la phengite, 0.85 par  $O_{10}(OH)_2$  pour l'illite et de 0.74 par  $O_{10}(OH)_2$  pour les interstratifiés I/S, des charges intra-lamellaires intermédiaires entre tous les composants ayant été trouvées, mettant en évidence les mélanges de phases minérales dans un même échantillon.

Des observations pétrographiques montrent une évolution spatiale et temporelle des phases dioctaédriques. Phengite et illite prédominent dans les faciès du bord ouest du complexe granitique, et sont progressivement substituées par des interstratifiés I/S en

direction à l'Est du domaine d'étude, tant à partir de réinfiltrations de veines et de leurs halos d'altération associés que de la recristallisation de cristaux de phengite pré-existants. La phengite est caractérisée par des cristaux grands et hexagonaux (euédriques), tandis que les interstratifiés I/S sont associés à des cristaux plus petits en forme allongée, ce qui est compatible avec les analyses chimiques et les polytypes observés par diffractométrie de rayons X (phengite  $2M_1$  et I/S  $1M$ ). L'illite comprend des caractéristiques intermédiaires entre les deux extrêmes, à cause de son occurrence associée aux deux cas.

Les minéraux dioctaédriques décrits font partie du stade d'altération du type phyllique, décrit préalablement par d'innombrables auteurs dans des gisements de type porphyre et épithermal. L'occurrence de minéraux aux formes bien cristallisées et stables à des températures plus élevées (phengite) dans les zones à l'Ouest du complexe granitique indique que ces zones représentent les portions les plus profondes du corps granitique affectées par des fractures régionales. À ces endroits, les décompositions de diffractogrammes montrent que la cristallinité de la phengite ne varie pas avec l'augmentation de la distance des fractures (~30cm), au contraire des zones à l'Est, où les composants smectitiques augmentent en volume avec l'augmentation de la distance des veines (~30cm). La superposition d'un stade d'altération avec des caractéristiques de température et des domaines de stabilité plus bas démontre que les paléoconduits de flux actif de fluides (rapport F/R élevé), matérialisés par les veines et les brèches de quartz ont eu lieu à des stades différents, lors du refroidissement, recharge et/ou collapsus général du système hydrothermal, même si ceux-ci peuvent cristalliser lors d'événements hydrothermaux intermittents en conditions de métastabilité. Les textures des veines de quartz les plus stables (druses) à l'Ouest, surimposées par des textures typiques de déséquilibre en ambiances épithermales à l'Est (bandes colloformes, crustiformes, zonations, etc) soutiennent ces observations de niveaux crustaux plus ras et qui ont interagi avec un plus grand volume de fluides météoriques en bordure est du complexe granitique.

Les inclusions fluides de veines et cristaux de quartz dans les granitoïdes encaissants du faciès de la bordure est indiquent une prédominance de phases acqueuses (L et L+V) avec en moyenne de faibles salinité et température (<22% eq. NaCl;  $T_h = 60-200^\circ\text{C}$ ) et de rares inclusions hypersalines de plus haute température (29 à 41% eq. NaCl;  $T_h = 150-336^\circ\text{C}$ ). L'intense superposition de stades de cristallisation de quartz + argilominéraux dioctaédriques n'a pas permis l'utilisation de paires de minéraux pour l'obtention de températures fiables entre ces phases (déséquilibre de phases). Les données de température de cristallisation pour les minéraux dioctaédriques obtenus dans la littérature et la variation de la  $T_h$  mesurée en inclusions fluides sont en accord et, donc, ont été utilisées pour les calculs de la composition

des fluides impliqués dans cette phase d'altération (phengite et illite entre 200-350°C; I/S <200°C). Dans ce cas, les rares inclusions fluides à température plus élevée seraient associées au stade précoce, superposé par les inclusions fluides de moindre température.

Des données isotopiques d'oxygène et d'hydrogène démontrent que la phengite a cristallisé avec une prédominance de fluides magmatiques de faible interaction de fluides météoriques. Le calcul de la composition isotopique des fluides météoriques en équilibre, en utilisant un intervalle de température de cristallisation entre 200 et 350°C, montre des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  entre -1,9 et +6,6‰, et de  $\delta\text{D}$  entre -115 et -68‰. Les échantillons contenant principalement des interstratifiés I/S, même lorsqu'ils contiennent encore un composant magmatique, ont quant à eux été influencés par des volumes plus grands de fluides météoriques. La composition isotopique de ces fluides météoriques a été calculée, avec des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  entre -10 et +2‰, et  $\delta\text{D}$  entre -53 et -13‰, en utilisant un intervalle de température de 60 à 200°C pour la cristallisation de ces phases.

Des échantillons contenant principalement des cristaux de phengite renfermant des quantités subordonnées d'illite (décompositions de diffractogrammes) mettent en évidence ces variations de composition isotopique, sachant que les cristaux les plus grands de phengite sont appauvris en oxygène et enrichis en hydrogène ( $\delta^{18}\text{O} = +3,9\text{‰}$ ;  $\delta\text{D} = -32\text{‰}$ ) par rapport à la phase à prédominance illitique ( $\delta^{18}\text{O} = +6,4\text{‰}$ ;  $\delta\text{D} = -70\text{‰}$ ).

Les zones minéralisées dans les granitoïdes (veines et halos d'altération) possèdent la même orientation que celles observées dans les roches volcaniques. Toutefois, celles-ci évoluent dans le temps depuis des assemblées dominées par des minéraux dioctaédriques (granitoïdes) vers des assemblées dominées par de la chlorite  $\pm$  calcite (roches volcanogéniques), associée à l'évolution de la composition du fluide (d'acide à neutre) et/ou collapsus du système hydrothermal.

L'utilisation de techniques à isotopes stables (O-H) et d'inclusions fluides ont permis la caractérisation des fluides hydrothermaux impliqués dans la cristallisation de la chlorite et des veines de quartz des roches volcanogéniques. Les inclusions fluides dans ces veines sont aqueuses monophasiques à biphasiques (L et L+V). Non pas été obtenues de données microthermométriques dans les inclusions biphasiques, cependant, l'équilibre pétrographique de celles-ci avec des inclusions monophasiques aqueuses ( $\leq 60^\circ\text{C}$ ) suggèrent que la variation de température de cristallisation du quartz dans ces veines suit l'intervalle observé pour les IF de moindre température dans les veines des granitoïdes ( $T_h = 60\text{-}200^\circ\text{C}$ ). Les quartz cristallisés en veines dans les roches volcanogéniques sont déplétées en  $\delta^{18}\text{O}$  (+1,2 à +3,4‰)

par rapport à ceux des granitoïdes ( $\delta^{18}\text{O} = +5,8$  à  $+9,4\%$ ), ce qui indique une variation de processus ou de temps, le comportement observé étant le même pour la chlorite en équilibre.

Les calculs de composition du fluide en équilibre dans tous les minéraux possèdent une source distincte de ceux impliqués dans la cristallisation de phengite et d'illite. La cristallisation de chlorite et le quartz dans les roches volcanogéniques ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz-clo}} = 216\text{-}269^\circ\text{C}$ ;  $T_{\text{h IF}} = 60\text{-}200^\circ\text{C}$ ) ont été influencés principalement par des fluides météoriques de latitudes polaires, caractérisés par des valeurs isotopiques hautement déplétées par rapport au  $\delta^{18}\text{O}$  (ca.  $-20\%$ ). La possibilité d'influence glaciaire en dépôts sédimentaires néoprotérozoïques dans la région de Lavras do Sul a été suggérée antérieurement, mais n'a jamais été prouvée. Des reconstructions paléogéographiques mondiales basées sur le paléomagnétisme, des observations de terrain et des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  en carbonates publiées par divers auteurs, indiquent que les cratons Rio de la Plata et Kalahari se situaient à des latitudes proches des polaires, il y a approximativement 600Ma, ayant une implication sur la localisation de la zone d'étude à l'époque en question. De plus, des dépôts d'origine glaciaire de même âge sont trouvés en Uruguay et en Namibie.

Le mélange de ce fluide déplété par rapport au  $\delta^{18}\text{O}$ , possiblement avec des fluides magmatiques est mis en évidence par une variation caractéristique de  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta\text{D}$ , similaire à celles observées en systèmes hydrothermaux dominés par des fluides météoriques de pH neutre avec une extrême interaction avec les roches encaissantes, comme les systèmes géothermiques actuels ou les dépôts épithermaux de type basse sulfatation. Dans ces ambiances, est commune la présence d'inclusions fluides gazeuses avec du  $\text{CO}_2$  associées aux acqueuses avec des preuves de *boiling*. Dans les veines et roches analysées, ces IF gazeuses n'ont pas été observées, et l'unique indice pétrographique de *boiling* en veines riches en chlorite est la présence localisée de calcite en "lame" (*bladed calcite*) et ses pseudomorphes de quartz.

La composition isotopique des roches et des argilominéraux riches en I/S montre une légère tendance à suivre la même ligne de mélange avec les fluides qui cristallisent la chlorite, néanmoins en sens inverse. Si nous prenons comme base le positionnement du corps granitique ( $T = 696^\circ\text{C}$ , géothermomètre  $\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz-kl}}$ ) comme le stade précoce d'altération dû à l'intrusion de ces roches volcanogéniques (i.e. altération potassique) et l'occurrence de minéraux de haute température en veines et encaissantes de la zone Ouest (phengite), le flux de fluides de composition magmatique suivrait d'Ouest en Est. Alors que l'occurrence prédominante d'interstratifiés I/S dans les zones à l'Est du complexe granitique, en phases postérieures et dans les mêmes paléoconduits, indique un changement de la polarité du flux de

fluides, dans ce cas d'Est en Ouest. Ces données sur interstratifiés concordent avec des observations de terrain par rapport à la chlorite. Ce minéral forme de larges halos d'altération dans les encaissantes, principalement dans les roches volcanogéniques et dans le faciès de bordure est des granitoïdes, sachant qu'en direction aux zones centrales et à l'Ouest de la zone d'étude, seulement des veinules de chlorite ( $\pm$ calcite) sont associées au même stade d'altération. Cette information fournit des preuves que les fluides associés à ce stade d'altération ont fortement interagi avec les roches encaissantes volcanogéniques, riches en chlorite, avec une intensité d'interaction diminuant progressivement vers l'Ouest (flux de fluides d'Est en Ouest).

Les stades de haute température observés dans la région sont associés à l'altération potassique dans les roches volcanogéniques et à des veines contenant de l'actinote et de la tourmaline, tant dans ces dernières que dans la bordure est du complexe granitique. L'occurrence de paragenèses de haute température associée à un stade tardi-magmatique ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{act}} = +2,6$  à  $+3,5\%$ ;  $\delta\text{D}_{\text{act}} = -95$  à  $-89\%$ ) dans les zones de contact n'élimine pas l'hypothèse de l'occurrence d'autres corps sous-volcaniques à l'est de l'endroit, en regard de la nature multi-intrusive de la séquence volcanique. L'absence de la classique paragenèse d'altération du type potassique dans le corps granitique principal suggère que la coupole granitique a été érodée et/ou que, malgré la claire influence de ces roches dans l'évolution des paragenèses observées, elles ne sont pas les seules responsables de l'énergie thermique qui maintient la circulation de fluides et a généré l'altération hydrothermale dans le domaine d'étude. Si cette dernière hypothèse est vraie, nous suggérons que des travaux de prospection soient exécutés dans les zones de contact entre granites et roches volcanogéniques, tant au Nord-Est qu'au Sud-Est.

Le stade d'altération moins intense est associé à la propylitisation qui, au contraire de l'altération phyllique (convection), est formée sous des régimes conductifs de dissipation de l'énergie thermique générée par un corps intrusif (similaire à l'altération potassique). Ce stade d'altération affecte un grand volume de roches sous un régime à faible rapport F/R, c'est-à-dire qu'il utilise le fluide emprisonné dans la porosité de celles-ci, pour évoluer. Les paragenèses générées dans cette phase sont principalement représentées à la cristallisation de chlorite à partir des minéraux mafiques originels des roches, associée à l'épidote et au carbonate.

À partir de l'observation de terrain selon laquelle les granitoïdes du faciès de bordure (petites granites équi-granulaires) du complexe granitique contenaient des halos d'altération (phyllique) plus épais que le faciès de noyau (granodiorites porphyritiques), un travail a été

exécuté de caractérisation et de comparaison de la porosité originale et de la porosité associée à l'altération propylitique dans ces roches.

Les résultats de la quantification de porosité par la méthode  $^{14}\text{C}$ -PMMA montrent des valeurs similaires entre faciès de bordure et de noyau en roches non altérées (0,5% équigranulaire; 0,6% porphyritique). Des roches associées à l'altération propylitique de textures différentes montrent une augmentation significative de porosité en comparaison aux roches non altérées, cependant, ces valeurs sont similaires pour des textures différentes (1,7% porphyritique; 1,8% équigranulaire). Ces données ne corroborent pas les observations de terrain et, donc, des halos d'altération différenciés entre faciès les granitiques doivent avoir leur origine dans des variations locales durant l'altération phyllique. La caractérisation de la porosité par pétrographie électronique à balayage (MEV) et le traitement digital d'images indiquent que les propres minéraux générés lors de l'altération propylitique augmentent la porosité originale des roches avant la formation des veines et halos d'altération phyllique. Ces observations doivent être comparées avec de futures études sur des échantillons de l'altération phyllique par la même méthode, pour l'obtention de paramètres de rapport fluide/roche et de calculs de bilan de masse durant les différents stades d'altération.

À partir des résultats obtenus dans ce travail, sont faites les conclusions suivantes:

- Le système hydrothermal de Lavras do Sul a évolué à partir de l'intrusion granitique ( $T=696^{\circ}\text{C}$ ) dans les roches volcanogéniques, avec génération des altérations potassique et propylitique;
  - Les veines de haute température (jusqu'à  $380^{\circ}\text{C}$ ) dans les granitoïdes de la zone de contact sont associées à la cristallisation d'actinote en stade tardi-magmatique ( $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}_{\text{act}}$ );
  - L'altération propylitique augmente la porosité initiale des granitoïdes de 0,5-0,6% vers 1,7-1,8%, associée principalement aux minéraux d'altération eux-mêmes (variation de rapport F/R, superposition d'événements hydrothermaux, différence temporelle);
  - Les veines rapportées à l'altération phyllique postérieure sont représentées par des minéraux dioctaédriques dans les granitoïdes et par de la chlorite dans les roches volcanogéniques. Ces veines correspondent à la matérialisation de paléoconduits de flux hydrothermal intense, générés à partir de structures majeures régionales;
  - L'évolution de l'altération phyllique passe de conditions acides dans les granitoïdes (cristallisation de phases dioctaédriques) à neutres dans les roches volcanogéniques (cristallisation de chlorite);

- Les halos d'altération phyllique plus épais dans le faciès de bordure des granitoïdes ne sont pas associés à des différences dans la porosité originale des roches, étant probablement formée à partir de variations locales durant ce stade d'altération;
- Les minéraux dioctaédriques d'altération en veines/fractures et roche encaissante dans les granitoïdes comprennent de la phengite, illite et des interstratifiés I/S ( $R \geq 1$ ) avec des teneurs en illite de 80 à 95%;
- La distribution spatiale des composants dioctaédriques montre une prédominance de phengite bien cristallisée du polytype  $2M_1$  dans les zones à l'Ouest du complexe granitique, qui sont affectées par un stade d'altération postérieur contenant illite et I/S en forme allongée (*lath-shaped*) du polytype 1M dans les zones à l'Est;
- Des cristaux de quartz en veines et en granitoïdes encaissants ont des inclusions fluides à prédominances aqueuses monophasiques ( $\leq 60^\circ\text{C}$ ) et biphasiques ( $< 22\%$  eq. NaCl;  $T_h = 60\text{-}200^\circ\text{C}$ ), avec de rares hypersalines (29 à 41% eq. NaCl;  $T_h = 150\text{-}336^\circ\text{C}$ );
- Dans les veines de quartz des roches volcanogéniques prédominent des inclusions fluides aqueuses monophasiques ( $\leq 60^\circ\text{C}$ ) et biphasiques; dans ces dernières, la microthermométrie n'a toutefois pas été possible;
- Les températures de cristallisation des minéraux dioctaédriques, basés sur la microthermométrie d'inclusions fluides et d'isotopes stables (O-H) sont de 200 à  $350^\circ\text{C}$  pour phengite et illite et de  $< 200^\circ\text{C}$  pour les interstratifiés I/S;
- La température calculée pour la cristallisation de chlorite en veines dans les roches volcanogéniques est de 216 à  $269^\circ\text{C}$ , pouvant cependant être plus petites, vue l'association du quartz avec des IF monophasiques aqueuses ( $T \leq 60^\circ\text{C}$ );
- Des veines de quartz des roches volcanogéniques sont appauvries en  $\delta^{18}\text{O}$  par rapport à celles des granitoïdes, suggérant des fluides/événements d'origine distincte pour la cristallisation de ces veines;
- Les fluides impliqués dans la cristallisation de phengite sont principalement magmatiques, tandis que ceux qui ont cristallisé chlorite et I/S comprennent des mélanges d'eaux magmatiques et météoriques en diverses proportions;
- Le fluide en équilibre avec la chlorite est extrêmement dépleted en  $\delta^{18}\text{O}$ , indiquant un composant météorique de latitudes polaires;
- La variation des compositions isotopiques de la chlorite associée aux veines des roches volcanogéniques montre une variation de l'oxygène similaire à celle observée en ambiances de gisements épithermaux de basse sulfatation;

- Chlorite et calcite sont associées aux stades finaux d'altération en veines, avec un flux de fluides de l'Est vers l'Ouest. La présence de dolomite chez certains échantillons peut indiquer des stades finaux de collapsus du système, ces dernières veines étant communément stériles.