

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

**OS DEPÓSITOS DE Cu-Au-Mo DO TIPO PÓRFIRO DE BAJO DE
LA ALUMBRERA E ÁGUA RICA, ARGENTINA:
CONSIDERAÇÕES GENÉTICAS SOBRE FORMAÇÃO E FONTE
DE MINÉRIO**

MAURÍCIO LISKA BORBA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Farid Chemale Júnior

Volume I

Porto Alegre – 2011

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

**OS DEPÓSITOS DE Cu-Au-Mo DO TIPO PÓRFIRO DE BAJO
DE LA ALUMBRERA E ÁGUA RICA, ARGENTINA:
CONSIDERAÇÕES GENÉTICAS SOBRE FORMAÇÃO E
FONTE DE MINÉRIO**

MAURÍCIO LISKA BORBA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Farid Chemale Júnior

BANCA EXAMINADORA Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer – Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dra. Délia Del Pilar Montecinos de Almeida – Universidade Federal do Pampa

Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio
Grande do Sul

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

Porto Alegre – 2011

Aos meus pais
– meu exemplo de passado, presente e futuro –

“Por mais que lhe acorrentem pelo pescoço a uma árvore e por mais que você seja privado de toda a liberdade, que lhe privem de tudo o que você está acostumado... você ainda tem a mais importante liberdade de todas: a liberdade de pensar que tipo de pessoa você quer ser.”

Ingrid Betancourt

(livre tradução de trecho do livro “Meme le silence a une fin”)

AGRADECIMENTOS

Essa dissertação de mestrado teve a colaboração de muitas pessoas, seja essa colaboração de forma técnica, científica ou fraternal, creio que sozinho o caminho teria sido mais difícil.

Agradeço a Universidade Federal do Rio Grande do Sul, bem como ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, em especial aos professores que ministraram as disciplinas cursadas por mim.

Ao professor orientador, Farid Chemale Jr., por sua grande contribuição em minha formação acadêmica e profissional, por sua disposição em ajudar e solucionar problemas, bem como por sua “vontade de fazer dar certo” e sua amizade.

Ao professor Koji Kawashita, por sempre estar disposto a colaborar no trabalho, as discussões dos dados, por seu bom humor e companheirismo no trabalho.

A professora Marly Babinski, por sua ajuda no trabalho com sulfetos, por sua disposição em ajudar para que o trabalho fosse concluído dentro do prazo.

A pesquisadora Lucy Takehara Chemale, que com seu jeito técnico, preciso, mas ao mesmo tempo amistoso e amplamente didático, ajudou nas análises do início ao fim.

A Dra. Izabel Ruiz, que colaborou maciçamente para a obtenção dos dados em sulfetos, por sua disposição, perícia e, especialmente, por seu bom humor e amizade.

Ao colega e amigo Matheus Bruckmann, por ajudar no trabalho de campo, na confecção de lâminas e preparação das amostras, sua ajuda e amizade foram imprescindíveis.

Ao colega e amigo Felipe Guadagnin, um especial agradecimento pelas discussões, ajuda e amizade. Sua disposição em ajudar contribuiu imensamente nas várias fases desse trabalho.

Aos amigos Luana, Pressi, Alice, Adriana e Rafael, por sempre estarem dispostos a me abrigar e me entreter, em São Paulo, nas diversas vezes em que isso foi necessário durante o período de análises.

A professora Andrea Jelinek, por disponibilizar sua sala e seus equipamentos, por suas dicas e seu apoio científico, além de sua amizade e bom humor.

Aos professores Evandro Lima, Carlos Sommer, Léo Hartmann, Ruy Philipp e Fátima Bitencourt, por oferecerem sempre ajuda, por sua amizade e sua disposição em tornar mais agradável o ambiente de trabalho.

Aos meus grandes amigos Ingke, Renan e Tamara um especial agradecimento, por sua amizade, companheirismo, pelos momentos de descontração, pelas viagens e pela disposição em especial no ano que passou.

Finalmente, um agradecimento especial aos meus pais, que são meu modelo de vida e caráter, por sua ajuda incondicional, por sua compreensão, pelas palavras de sabedoria, por seu carinho, amor e amizade. Aos meus irmãos, sobrinhos e cunhados um especialíssimo obrigado cheio de gratidão pelos bons momentos.

RESUMO

Os depósitos de classe mundial de Bajo de la Alumbraera e Água Rica, ambos localizados na região noroeste da Argentina, na Província Geológica das Serras Pampeanas Ocidentais, são do tipo Cu-Au-Mo pórfiro, embora o segundo possua características epitermais. Estes depósitos estão intimamente relacionados à formação e evolução do Complexo Vulcânico Farallón Negro, de idade miocena. O Complexo Farallón Negro está inserido na Zona de Transferência de Tucumán, um grande lineamento regional NE-SW, que por sua vez está relacionado a mudança do ângulo de subducção da Placa Nazca que ocorre nesta zona. Análises de isótopos de Pb, Sr e Nd, em rocha total e sulfetos foram aplicadas com o objetivo de caracterizar a fonte do magma e da mineralização para ambos depósitos, bem como para estabelecer uma evolução metalogenética e possível associação entre estes. A aplicação das metodologias de Sr e Sm-Nd foram executadas em rocha total, sendo estas intrusivas e extrusivas – andesitos, dacitos, dioritos e brechas hidrotermais –, sendo estas mineralizadas e estéreis. Estas amostras foram separadas de acordo com a zona de alteração as quais pertenciam, sendo estas propilítica, fílica e potássica, ou sem alteração presente. De acordo com dados obtidos com Sr e ϵ Nd, foi então possível agrupar as amostras em três grupos isotópicos distintos, entretanto, a maior parte das amostras possui características isotópicas do grupo dos OIB – Ocean Island Basalts. Esses dados mostraram ainda, uma leve interação crustal sobre as amostras com leve diferenciação, apresentando fracionamento do isótopo Nd. Os dados de Pb apresentados foram obtidos com análises de rocha total e de sulfetos e estes mostram uma melhor correlação isotópica. Com o Pb percebe-se que as amostras se agrupam de forma distinta, como com Sr e Nd, mas formam uma orientação preferencial dos pontos, evidenciando enriquecimento no chumbo radiogênico. Os sulfetos apresentam-se mais radiogênicos do que a hospedeira em ambos os depósitos, mas mostram-se claramente relacionadas a estes, formando também uma orientação preferencial dos pontos. Uma amostra de diorito do depósito de Água Rica está no mesmo campo radiogênico das amostras de rocha total de Bajo de la Alumbraera, bem como sulfeto contido nesta, que apresenta-se no mesmo campo isotópico das amostras de sulfeto desse depósito. De acordo com os dados obtidos foi possível observar que a participação crustal ocorre de forma

discreta, menor do que a esperada para essa zona onde o mergulho da Placa de Nazca possui baixo ângulo. Essa pequena interação crustal pode ter se dado pela assimilação da encaixante, bem como durante a subida do magma pelo corredor formado por essa grande estrutura regional mencionada. Contudo, foi possível verificar relações genéticas entre estes dois importantes depósitos, na busca de um melhor entendimento das relações entre depósitos do tipo pórfiro e do tipo epitermais.

ABSTRACT

The world-class deposits of Bajo de la Alumbrera and Agua Rica in NW Argentina, are of the Cu-Au-Mo porphyry type (although Agua Rica has some epithermal characteristics). Both deposits are closely related to the activities and formation processes of the Miocene Farallón Negro Volcanic Complex. They are also controlled by the Tucuman Transfer Zone, which is a regional NE–SW lineament related to a change in the subduction angle of the Nazca Plate. The Bajo de la Alumbrera deposit is related to the formation and evolution of this volcanic complex and is approximately 3-3.5 Ma older than the Agua Rica deposit. The Agua Rica deposit, although it is associated with the final events in this complex, also has epithermal features. Whole rock and sulfide mineralization were investigated on Pb, Sr and Nd isotopes to characterize the sources of magma and mineralization of both deposits and to establish their metallogenetic evolution and associations. Sr and ϵ Nd data made it possible to divide the samples into three distinct groups; however, most samples are slightly differentiated, have OIB (Ocean Island Basalts) isotope characteristics, and present some Nd fractionation. Pb isotopes are applied to WR and sulfides and provide a better correlation between the deposits. Pb data also shows distinct groups for these samples with an enrichment trend in radiogenic lead. In both cases, the sulfides are more radiogenic than the host rocks but are clearly related to them because they also form a trend. A diorite sample from the Agua Rica deposit is within the same radiogenic group as the Bajo de la Alumbrera WR samples, and its sulfide is also in the same group as the Bajo de la Alumbrera sulfide samples. These data show a genetic relationship between these two important deposits. The results could provide a clue to a better understanding of porphyry and epithermal relations.

SUMÁRIO

RESUMO	8
ABSTRACT	10
Estrutura desta Dissertação:	13
CAPÍTULO I	12
1. INTRODUÇÃO	12
2. LOCALIZAÇÃO	17
3. GEOLOGIA DA ÁREA	18
3.1. A Província Tectônica das Serras Pampeanas	18
3.2. O Complexo Vulcânico Farallón Negro	20
3.3. O depósito de Bajo de la Alumbreira	21
3.4. O depósito de Água Rica	22
4. BREVE REVISÃO CONCEITUAL SOBRE DEPÓSITOS DO TIPO PÓRFIRO	23
5. METODOLOGIA	26
5.1. Revisão Bibliográfica	26
5.2. Etapa de Campo	26
5.3. Petrografia	27
5.4. Métodos de Geologia Isotópica	27
5.4.1. Metodologia Isotópica Pb-Pb	28
5.4.2. Metodologia Isotópica Sr	29
5.4.3. Metodologia Isotópica Sm-Nd	30
5.5. Preparação de Amostras	31
5.5.1. Análises de Pb/Pb	32
5.5.2. Análises de Sr e Sm/Nd em rocha total	34
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	37
CAPÍTULO II	42
Artigo científico como corpo principal da dissertação.	42

THE BAJO DE LA ALUMBRERA AND AGUA RICA CU-AU-MO PORPHYRY DEPOSITS OF ARGENTINA: GENETIC CONSTRAINTS IN ORE FORMATION AND SOURCES	43
Abstract	43
1.INTRODUCTION	44
2. Geologic Setting	45
2.1 Sierras Pampeanas Tectonic Province	47
2.2 The Farallón Negro Volcanic Complex	48
2.2.1 Bajo de la Alumbreira Geology	49
2.2.2 Agua Rica Geology	50
3. Analytical Methods and Results	51
3.1. Petrography	52
3.2. Lead Isotopes	54
3.3. Samarium, Neodymium and Strontium Isotopes	56
4. Discussion of results	59
5. Conclusions	61
REFERENCES	62
CAPÍTULO III	67
CONSIDERAÇÕES FINAIS	67
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	68

Estrutura desta Dissertação:

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de artigos publicados em periódicos ou publicações equivalentes. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos, o estado da arte sobre o tema de pesquisa, seguidos de uma discussão integradora contendo os principais resultados e interpretações deles derivadas.

- b) Artigos publicados em periódicos ou submetidos a periódicos com corpo editorial permanente e revisores independentes, ou publicações equivalentes (capítulo de livro de publicação nacional ou internacional com corpo de revisores independentes), escritos pelo autor durante o desenvolvimento de seu mestrado.

- c) Anexos, compreendendo: artigo(s) nos quais o pós-graduando é co-autor, resumo(s) e artigo(s) publicado(s) em eventos, relacionado(s) ao tema central da dissertação, bem como documentação pertinente de natureza numérica (tabelas, cálculos), gráfica (figuras, diagramas, mapas, seções) e fotográfica que, por sua dimensão e/ou natureza não pode ser incluída no(s) artigo(s).

CAPÍTULO I

1. INTRODUÇÃO

A busca por recursos minerais e energéticos se mostra cada vez mais necessária para o desenvolvimento da humanidade como esta se organiza na atualidade. Constantemente, empresas investem em capacitação e inovação, buscando gerar pessoal criativo e altamente competente nas áreas em que atuam, a fim de solucionar problemas nas mais diversas esferas profissionais. Isso também ocorre nas grandes multinacionais que trabalham com geologia, sejam estas áreas de mineração, petróleo e gás, ou até mesmo nas que trabalham na área ambiental. Pensando nisso, muitos cursos de graduação e pós-graduação criam cursos para suprir essa demanda por profissionais, gerando cursos voltados às novas necessidades do mercado. Um dos grandes desafios do geólogo mineiro atual é encontrar novos alvos para exploração mineral e suprimento do consumo. No entanto, para aumentar a eficácia dessa busca, um bom ponto de partida é a compreensão dos tipos de depósitos, sua gênese e evolução, bem como sua resposta aos efeitos intempéricos conseguintes a geração desses depósitos.

Importantes ferramentas utilizadas em geologia econômica atualmente são geologia isotópica e geocronologia, o que vem contribuindo na compreensão de distintos processos geológicos e servindo para a datação absoluta das rochas. A difusão do conhecimento de geologia isotópica está contribuindo para um refinamento do conhecimento científico adquirido anteriormente em diversos depósitos minerais do Planeta. Sabe-se que a região andina, por se tratar de um arco continental, é um ambiente tectônico propício para a formação de depósitos do tipo pórfiro, sendo que estes se estendem praticamente ao longo de toda a Cordilheira dos Andes (Fig. 1).

Os depósitos do tipo pórfiro são as fontes mais importantes de cobre, molibdênio e rênio no mundo, além de serem as maiores fontes de ouro, prata e estanho e de importantes subprodutos, como tungstênio, platina, paládio e selênio (Sinclair, 2005). Isso impulsiona os investimentos maciços que são feitos em pesquisa e exploração pelas grandes empresas mineiras, bem como motiva

pesquisadores na busca de um entendimento cada vez mais aprofundado desse tipo de depósito.

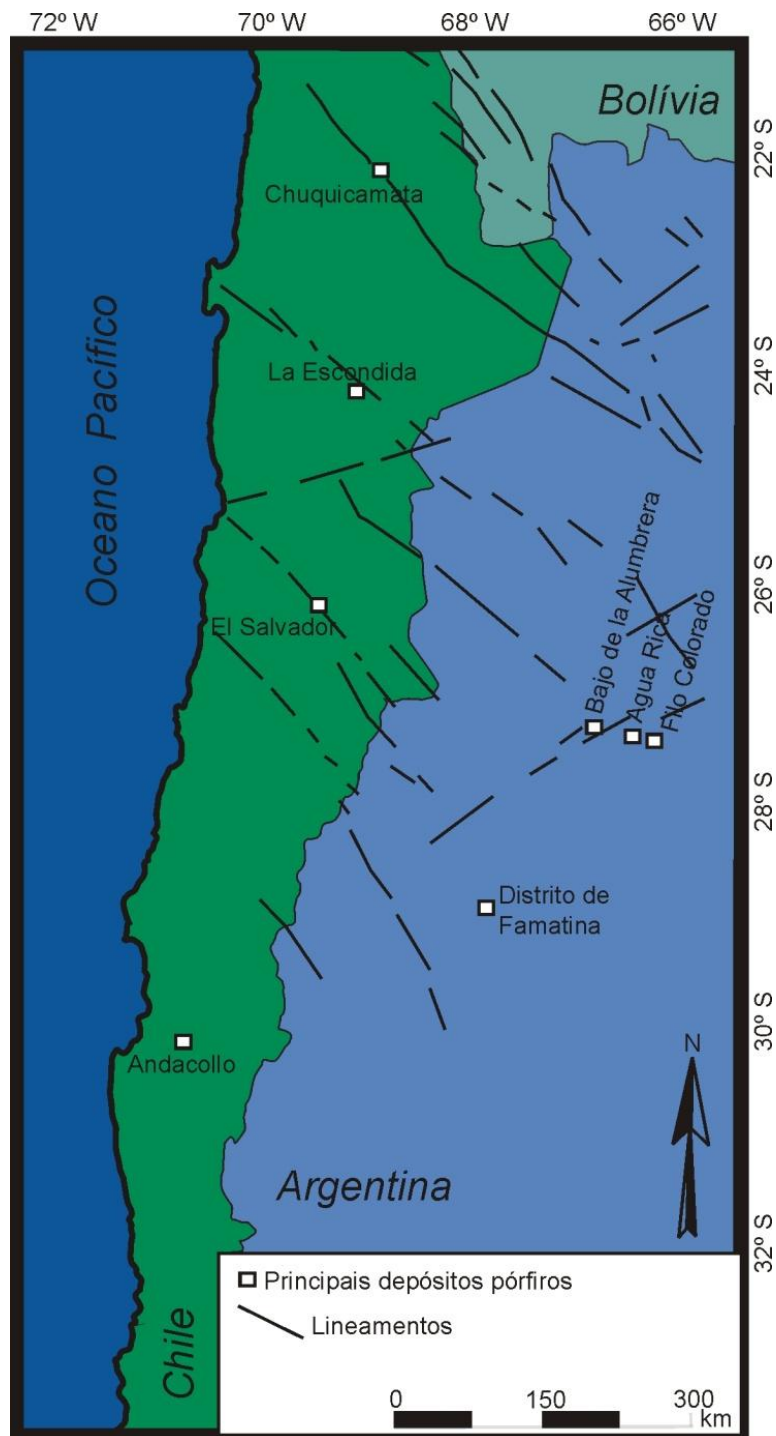


Figura 1: Mapa geológico com as principais ocorrências de pórfiros cupríferos da região. Os depósitos de Bajo de la Alumbreira e Agua Rica encontram-se consideravelmente mais a leste do que os demais, refletindo a variação no ângulo de subducção da Placa de Nazca. Modificado de Roy et al., 2006.

Nesse trabalho, foram estudados dois depósitos do tipo Cu-Au-Mo pórfiro, na Argentina, sendo estes Bajo de la Alumbra e Água Rica, este segundo com características epitermais. Ambos os depósitos estão relacionados com as atividades do Complexo Vulcânico Farallón Negro, inserido na Província Geológica das Serras Pampeanas Ocidentais. Nessa região do complexo, ocorre a variação no ângulo de subducção da Placa de Nazca, sob a Placa Sul Americana (Fig. 2), o que possibilitou a geração de vulcanismo nessa área durante o Mioceno (Barazangi & Isacks, 1976; Kay *et al.*, 1988; Kay & Abbruzzi, 1996; Kay & Mpodozis, 2002).

Os depósitos estão em uma área onde ocorrem importantes serras, dentre elas a Serra de Aconquija – a mais alta serra a leste da Cordilheira dos Andes – (Fig. 3), alinhada NE-SW, e onde se inserem os depósitos de Água Rica e Filo Colorado, este segundo não abordado neste trabalho. Por se tratar de depósitos associados a um mesmo complexo vulcânico, inserido em um importante lineamento estrutural, foi levantada a hipótese de estarem geneticamente relacionados.

Como objetivo, buscou-se fazer um estudo das relações genéticas entre os dois depósitos pórfiros, buscando-se alguma relação de mesma fonte de minério para os dois, bem como um estudo da influência crustal em sua formação. Tentou-se, com a ajuda de dados isotópicos de Sr, Sm-Nd e Pb-Pb, investigar a participação crustal nesses depósitos de classe mundial, bem como a interação fluido-rocha encaixante para esses sistemas hidrotermais.

Contou-se com trabalho de campo, coleta de amostras para análises petrográficas e isotópicas, bem como um estudo bibliográfico prévio e ao longo de toda a elaboração do trabalho. As lâminas delgadas polidas foram confeccionadas no anexo do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS, bem como neste espaço foram preparadas as amostras de rocha total que foram analisadas. As análises de Sr, Sm-Nd e Pb-Pb em rocha total foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS, ao passo que, as análises de Pb-Pb em sulfetos foram desenvolvidas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo.

O depósito de Bajo de la Alumbra está em fase de exploração ativa, sendo então uma mina a céu aberto, considerada a mais importante mina de cobre da Argentina e pertencendo a uma junção das empresas YMAD – Yacimientos Mineros Águas de Dionísio – e Xstrata Copper. O depósito de Água Rica, no entanto, encontra-se em fase de espera de licenças ambientais e tramitações legais, naquele

país, para que possa ocorrer a abertura da mina, sendo que esta pertence a empresa Yamana Gold.



Figura 2: Imagem digital com relevo da Placa Sul Americana e as principais placas circundantes, com sentido de mergulho e velocidade de movimento (em centímetros por ano). No ponto vermelho está indicada a área das Serras Pampeanas Ocidentais, onde está inserida a área de estudo. Ramos, (1999a).



Figura 1: Imagem de satélite, com indicação dos depósitos de Bajo de la Alumbraera ao centro e de Água Rica a leste. A nordeste de Água Rica está ainda indicado o depósito de Filo Colorado, também do tipo Cu-pórfiro e em fase de perfuração e avaliação de viabilidade econômica. Google Earth.

2. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada entre as latitudes $26^{\circ} 37' S$ e $27^{\circ} 23' S$ e as longitudes $65^{\circ} 50' W$ e $66^{\circ} 24' W$, na Província de Catamarca, próximo a divisa com Tucumán, Distrito de Hualfín, noroeste da Argentina. A Mina de Água Rica dista cerca de 25 km da cidade de Andalgalá e a mina Bajo de la Alumbrera cerca de 50 km da cidade de Santa Maria e as vias de acesso são estradas estaduais e caminhos de terra construídos pelas empresas de mineração (Fig. 4).



Figura 2: Mapa político da porção centro-norte da Argentina, com porção sul do Brasil, Paraguai e centro-leste do Chile. Seta verde marca a área. Fonte: Mapas rodoviários da República Argentina, 2008.

3. GEOLOGIA DA ÁREA

A área de estudo está compreendida na Província de Catamarca, região noroeste da Argentina, onde há um importante distrito mineiro, o Distrito de Hualfín. Na área de afloram diferentes tipos de rochas, registrando importantes ciclos orogênicos, como Pampeano, Famatiniano e Andino, dentro da Província Geológica das Serras Pampeanas (González Bonorino, 1950). As Serras Pampeanas são o mais alto grupo de montanhas a leste da Cordilheira dos Andes e estão relacionadas a movimentos de falhas inversas durante o Terciário (Ramos, 1999). No limite norte dessas serras localiza-se a Província Fisiográfica da Puna, o segundo mais alto Platô do mundo, antecedido apenas pelo Tibet (Allmendinger, 1986), e caracterizado como um platô vulcânico que se estende desde o norte da Argentina até a Bolívia. O embasamento é formado por sequências de rochas metamórficas intrudidas por corpos graníticos e pelo Batólito Capillitas, que se posicionou no Paleozóico Médio a Superior (Aceñolaza & Tosselli, 1976).

Sequências sedimentares continentais do Mioceno, da Formação El Morterito, cobrem o embasamento e são sobrepostas por vulcanitos do Complexo Vulcânico Farallón Negro. A Formação El Morterito é composta tipicamente por sequências de arenitos avermelhados, variando em granulometria fina a média, além de siltitos (Turner, 1962). O Complexo Vulcânico Farallón Negro está no limite geotectônico entre as Serras Pampeanas e o Platô da Puna, marcado pela Zona de Transferência de Tucumán (Urreiztieta *et al.*, 1993) um lineamento regional de orientação NE-SW. Este lineamento é marcado por uma transição na configuração na zona Wadat-Benioff (Isacks, 1988), causada pela mudança no ângulo de subducção da Placa de Nazca nesta zona. Este lineamento estrutural teria possibilitado a ascensão do magma e permitido o evento vulcânico na área durante o Mioceno. Ambos os depósitos minerais de Bajo de la Alumbrera e de Água Rica foram dispostos nesta zona, com pequenos intervalos de tempo, durante a evolução do sistema vulcânico.

3.1. A Província Tectônica das Serras Pampeanas

As Serras Pampeanas são um grupo de serras circundadas por bacias (Jordan & Allmendinger, 1986) e são subdivididas em Serras Orientais e Serras

Ocidentais, sendo a área de estudo localizada na porção ocidental. Essas serras preservam importantes registros de acreção continental na formação do Continente Gondwana, bem com das orogêneses Pampeana e Famatiniana. A orogênese Pampeana, durante o Cambriano inferior (535-520 Ma), e a orogênese Famatiniana, no Ordoviciano-Siluriano (499-435 Ma) possuem ambas registro preservado nas Serras Pampeanas. O orógeno Pampeano, na porção ocidental das Serras Pampeanas, é composto por rochas sedimentares, ígneas e metamórficas, e compreende a Formação Puncoviscana (Aceñolaza & Toselli, 1976), formada por sequências turbidíticas e calcários de baixo grau, além rochas vulcânicas (Jesek, 1990). Rochas metamórficas de alto grau e granitóides cambrianos compõem o embasamento na porção leste dessas serras, sendo representados pelas Serras de Córdoba. Granitóides e dacitos de afinidade cálcio-alcálica e riolitos estão presentes na borda leste das Serras de Córdoba (Lira *et al.*, 1997), onde idades U-Pb em zircão variam em 530 ± 4 Ma (Rapela *et al.*, 1998). Essa orogênese Pampeana teria sido gerada pela colisão entre o terreno Pampeano e a margem do Gondwana, durante o Cambriano inferior a médio (Rapela *et al.*, 1998).

Estágios iniciais do Ciclo Famatiniano são marcados por episódios de arco magmático, seguindo a Orogênese Pampeana em uma margem proto-Andina no supercontinente (Rapela *et al.*, 1999). A orogênese Famatiniana pode ser caracterizada como um grupo de processos magmáticos, metamórficos, tectônicos e sedimentares ocorridos na porção sudoeste do Gondwana, durante o evento de amalgamação (Rapela & Llambías, 1998). Nas Serras Pampeanas o domínio deste ciclo é caracterizado por um arco vulcânico principal, que é acompanhado por um evento de metamorfismo sin-plutônico de baixa pressão (Baldo *et al.*, 1995). O fim do Ciclo Famatiniano nas Serras Pampeanas é marcado por magmatismo pós-orogênico, com posicionamento de granitóides intraplaca (Rapela *et al.*, 1992). Tanto na porção ocidental, quanto na oriental, essas serras apresentam registro dessa orogênese, sendo parte dela um terreno compartimentado com falhas geradas durante o Ciclo Andino (Rapela *et al.*, 2001).

Os eventos iniciais do Ciclo Gondwanico, nessa área, foram marcados pela subducção da placa Paleopacífica na margem sudoeste do Supercontinente Gondwana, seguida pela acreção continental durante o Paleozóico (Rapela & Llambías, 1998). Importantes *plutons* pós-orogênicos com afinidades de arco

magmático ocorrem nas Serras Pampeanas, sendo posteriormente intrudidos durante a acreção do Gondwana (Llambías & Sato, 1995). Num estágio mais avançado, grandes eventos vulcânicos ocorrem, registrando o início de um ciclo de arco magmático, como a Formação Vicuñas, que se estende nas Serras da Puna e Famatina. Essa orogênese pode ser considerada o resultado de movimentos tectônicos compressivos durante o Paleozóico somado a um evento de encurtamento que se desenvolveu no Terciário e eventos plutônicos no Ordoviciano – como os Batólitos Capillitas e Velasco (tipo-S) – (Rapela *et al.*, 1999). Na porção interior dessas serras, está disposto o Complexo Vulcânico Farallón Negro, do Mioceno, responsável pela mais importante mineralização de cobre dos Andes Centrais.

3.2. O Complexo Vulcânico Farallón Negro

O Complexo Vulcânico Farallón Negro está disposto nas Serras Pampeanas, justo na área onde há a transição com a Província Fisiográfica da Puna, zona marcada pela Zona de Transferência de Tucumán (Urreiztieta *et al.*, 1993; Roy *et al.*, 2006), com direção NE-SW. Devido à diminuição no ângulo de subducção, de norte para sul, na Cordilheira dos Andes (Barazangi & Isacks, 1976; Kay *et al.*, 1988; Kay & Abbruzzi, 1996; Kay & Mpodozis, 2002) foi possível a atividade vulcânica a mais de 200 km de distância da Fossa Peru-Chile. Uma importante feição geológica nessa área é representada pela manifestação da Easter Hot Line (Bonatti *et al.*, 1977; Baker *et al.*, 1987), uma linha vulcânica submarina sobre a Placa de Nazca, ativa do Plioceno ao Recente, que estaria associada ao vulcanismo continental na área andina, marcando lineamento crustal (Chernicoff *et al.*, 2002). Parte desse complexo é formada por andesitos em um arco vulcânico antigo, na região do baixo ângulo de subducção (*flat-slab*) durante o Mioceno Superior (Kay & Mpodozis, 2002). Os depósitos do tipo pórfiro da área foram em sua maioria dispostos a cerca de 200 km a leste do arco vulcânico móvel do Terciário Superior, não sendo afetados pelos eventos magmáticos e tectônicos do Terciário Médio (Caelles *et al.*, 1971). Com trabalhos pioneiros de Llambías (1970, 1972), pode-se dividir as porções intrusivas e extrusivas do complexo, sendo posteriormente Sasso (1997) e Sasso & Clark (1998) responsáveis por defini-lo formalmente. Há uma variação na

composição dessas rochas de andesitos basálticos a riolitos, além intrusões dioríticas granodioríticas (Caelles *et al.*, 1971), sendo as atividades vulcânicas compreendidas em uma faixa de idade de 9.2 a 6.8 Ma (Sasso, 1997). Na área do complexo, as rochas predominantes são andesitos basálticos e andesitos de fluxo, além de brechas piroclásticas. São comuns ainda *stocks* e diques, com diversas formas e tamanhos, intrudindo os vulcanitos, sendo Alto de la Blenda, um grande *stock* central, interpretado como o conduto vulcânico principal (Halter *et al.*, 2005).

3.3. O depósito de Bajo de la Alumbra

O depósito de Bajo de la Alumbra está inserido no complexo vulcânico, sendo suas rochas encaixantes andesitos cálcio-alcálicos alto-K, onde o depósito de Cu-Au-Mo é um complexo de *stocks* dacíticos pórfiros (Guilbert, 1995; Ulrich & Heinrich, 2001; Proffett, 2003; Halter *et al.*, 2004; Harris *et al.*, 2006). Este depósito está centrado sobre intrusões porfiríticas e diques, em andesitos, onde se reconhecem sete fases de intrusões (Proffett, 2003). O teor de minério varia em torno de 0.54% Cu e 0.64 g/t Au, sendo a mineralização relacionada à alteração hidrotermal. Os diques apresentam um padrão radial, circundando os *stocks* de pórfiros félsicos. Em estudos preliminares, pode-se subdividir as intrusões em três fases distintas, denominadas como pórfiros P1, P2 e P3 (Guilbert, 1995; Ulrich & Heinrich, 2002; Proffett, 2003; Harris *et al.*, 2005), de acordo com relações de campo e geocronológicas. Com base nessa subdivisão, os pórfiros P1 são considerados pertencentes a fase inicial dos episódios intrusivos e P2 o pórfiro primariamente mineralizado. Em P2, um dacito com alteração potássica bem distribuída, reconhece-se a principal fase de mineralização de Bajo de la Alumbra (Proffett, 2003). Os estágios finais desses eventos intrusivos são apontados como pórfiros P3, com fragmentos de dacitos e andesitos das rochas encaixantes e veios de quartzo mineralizados (Proffett, 2003; Harris *et al.*, 2005). Este pórfiro P3 possui tanto alteração potássica, quanto propilítica, com esparsos veios de quartzo e um estágio principal de mineralização pós-intrusão (Ulrich & Heinrich, 2002; Proffett, 2003; Harris *et al.*, 2005).

3.4. O depósito de Água Rica

O depósito de Água Rica está relacionado às atividades finais de formação do Complexo Farallón Negro. Suas rochas encaixantes são granitos ordovicianos e gnaisses, anfibolitos e metassedimentos paleozóicos da Serra de Aconquija. Estas rochas são intrudidas por um stock diorítico e andesitos pórfiros e brechas andesíticas associadas (Koukharsky & Mirré, 1976). A mineralização está associada principalmente as brechas hidrotermais (Landtwing *et al.*, 2002) e as brechas ricas em fragmentos de metarenitos. Ocorre ainda uma intrusão diorítica estéril e alguns pórfiros feldspáticos mineralizados. O teor de minério está em torno de 0.64% Cu, 0.23 g/t Au e 0.03% Mo. Nesse depósito, podem ser reconhecidos quatro estágios principais magmático-hidrotermais (Roco & Koukharsky, 1999; Landtwing *et al.* 2002; Franchini *et al.* 2005), começando com um estágio intrusivo inicial, seguido de alteração potássica e propilítica e uma fraca mineralização cuprífera. Em um segundo estágio, ocorre a principal fase de mineralização (Perelló *et al.*, 1998), sendo representada por intrusões com alteração potássica e formação de *stockwork* com minério (calcopirita, bornita e molibdenita). Por conseguinte, outro estágio forma as brechas ígneas hidrotermais, o que permite a circulação de fluidos e geração de alteração fílica e argílica avançada, formando covelita. Em um estágio final, pós-mineralização, caracteriza-se um evento de *telescoping*, onde se dá a lixiviação supergênica e o enriquecimento em covelita, acompanhado pelo soergimento e erosão, expondo o depósito a alteração de subsuperfície.

4. BREVE REVISÃO CONCEITUAL SOBRE DEPÓSITOS DO TIPO PÓRFIRO

Os depósitos do tipo pórfiro são definidos como grandes, com teores de minério médio a baixo, em que os minerais de minério primários (singenéticos), têm sua distribuição controlada predominantemente por estruturas e sendo, espacialmente e geneticamente, relacionados a intrusões porfiríticas félsicas a intermediárias (Kirkham, 1971). Podem ainda ser ditos como grandes volumes de rocha hidrotermalmente alterada, centrada em *stocks* de Cu-pórfiro, podendo ter associados depósitos de escarnitos e depósitos epitermais de alta a intermediária sulfetação (Sillitoe, 2010). Estes depósitos estão distribuídos globalmente (Fig. 5), sendo principalmente associados a zonas ao longo de cadeias vulcânicas e batólitos cálcio-alcálicos, marcando arcos magmáticos construídos sobre zonas de margens ativas de placas tectônicas (Sillitoe, 1972; Richards, 2003).

O tamanho grande e o controle estrutural (como veios, vênulas, “*stockwork*”, fraturas, dutos de brechas) servem para distinguir depósitos pórfiros de uma variedade de depósitos que podem estar periféricamente associados, como escarnitos, veios periféricos mesotermiais, depósitos metálicos epitermais (Sinclair, 2005, Singer *et al.* 2005, Sillitoe, 2010). Secundariamente, os minerais podem ser desenvolvidos por zonas de enriquecimento supergênico nos depósitos de cobre pórfiro, por intemperismo de sulfetos primários. Tais zonas possuem, em geral, significativamente alto teor de Cu, por isso, possuem alto potencial econômico de exploração.

Esse tipo de depósito ocorre em diversas partes do mundo, em províncias metalogenéticas lineares, relativamente estreitas. Estão predominantemente associados a cinturões orogênicos Mesozóicos e Cenozóicos no oeste da América do Norte e oeste da América do Sul e na margem ocidental da Bacia do Pacífico, particularmente na porção Sudeste do Arquipélago Asiático. Entretanto, grandes depósitos ocorrem ainda em orógenos paleozóicos na Ásia Central e porção Leste da América do Norte, além de registro em terrenos Pré-Cambrianos (Cooke *et al.*, 2005; Sinclair, 2005, Sillitoe 2010).

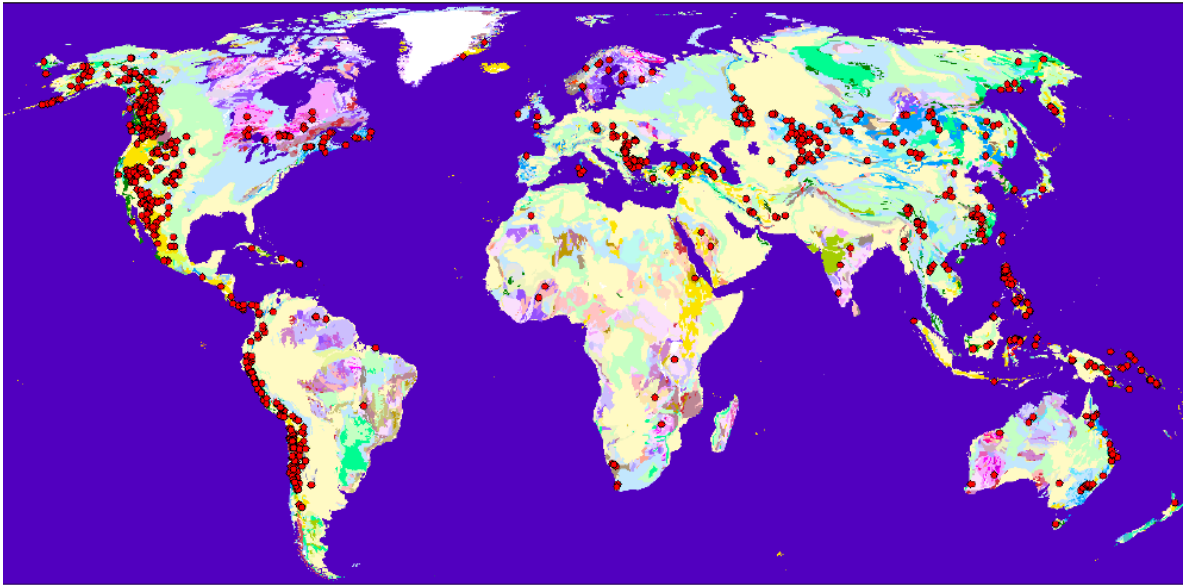


Figura 3: Distribuição global dos depósitos do tipo pórfiro. Sinclair, 2005.

Os depósitos do tipo pórfiro geralmente contêm centenas de milhares de toneladas de minério (Kirkham, 1972), embora variem em tamanho entre dezenas de milhares até bilhões de toneladas, sendo o teor de diferentes metais variando consideravelmente, mas geralmente variando menos de 1% (Sinclair, 2005). Em depósitos do tipo Cu-pórfiro, o teor de Cu varia de 0,2% até mais de 1%. O conteúdo de Mo varia de aproximadamente 0,005% a aproximadamente 0,03% e o conteúdo de Au varia de 0,004 g/t até 0,35g/t. O conteúdo de Ag varia de 0,2 até 5g/t e Re é também considerado um importante subproduto em alguns depósitos de Cu-pórfiro.

Em depósitos do tipo Cu-Au (Mo) o teor de Cu é comparável ao do tipo Cu-pórfiro, entretanto, o teor de Au pode variar de 0,2 até 2,0 g/t. Em Bajo de la Alumbrera o teor de Au é de 0,64 g/t, sendo, por isso, considerado um depósito da categoria rico em Au (*gold rich deposit*) e no depósito de Água Rica é de 0,23 g/t, o que faz dele um importante subproduto, mas não o eleva a mesma categoria.

Esses depósitos têm sua distribuição temporal variando desde o Arqueano até o Recente, no entanto, a maior parte é do Jurássico ou mais novo. Globalmente, a distribuição tem um pico no Jurássico, Cretáceo, Eoceno e Mioceno. Os depósitos abordados nesse trabalho são de idades miocenas, como grande parte dos depósitos desse tipo na região Andina.

A mineralogia é altamente variável, embora pirita seja o sulfeto dominante nesses depósitos, refletindo a grande quantidade de enxofre livre nesses depósitos.

Isso faz com que esse tipo de depósito contenha elementos mais litófilos, assim, nos depósitos do tipo Cu-Au (Mo) os principais minerais de minério associados são calcopirita, bornita, calcocita, tenantita, enargita, covelita, outros minerais de Cu sulfetados e sulfatados, além de molibdenita e *electrum* (liga de Au e Ag), além de minerais associados que incluem pirita, quartzo, biotita, K-feldspato, anidrita, moscovita, argilominerais, epidoto e clorita (Sinclair, 2005). É comum a alteração hidrotermal e é tipicamente zonada, tanto na escala do depósito, quanto ao redor de veios e fraturas. Em muitos depósitos pórfiros a alteração consiste de uma zona de núcleo com alteração potássica, caracterizada por biotita e K-feldspato e uma zona externa com alteração propilítica, com quartzo, clorita e epidoto. Entre essas duas, pode ocorrer a zona fílica, com quartzo, sericita e pirita e zona argílica, com quartzo, illita, pirita, caolinita, esmectita e calcita. O minério está, predominantemente, associado à zona potássica, no *stockwork* de veios e vênulos.

5. METODOLOGIA

5.1. *Revisão Bibliográfica*

Esta fase consistiu na revisão da bibliografia disponível sobre a área e o tema, buscando-se obter embasamento teórico sobre a geologia da área, bem como sobre as técnicas utilizadas. Para tal, foram utilizados livros, artigos em periódicos, teses e mapas, com os quais se buscou embasamento para a presente dissertação.

Foram ainda analisadas imagens de satélite e mapas da área e adjacências, a fim de delimitar o perímetro onde esse estudo seria realizado. O material utilizado foi compilado na forma de resumos, fichas de leitura, tabelas e figuras.

5.2. *Etapa de Campo*

O trabalho de campo foi realizado com o objetivo de coletar amostras de rocha representativas da área, bem como visitar os pontos onde foram coletadas as amostras de testemunhos de sondagem. O primeiro critério de seleção das amostras foi de que deviam ser de porções mineralizadas e estéreis, com o objetivo de ver o efeito do sulfeto nas análises. Além disso, as amostras foram coletadas em diferentes zonas de alteração nos depósitos pórfiros (propilítica, fílica e potássica), para estudar o efeito dessa alteração na análise. Para a aplicação das metodologias isotópicas de Sr, Sm-Nd e Pb-Pb foram coletadas amostras com cerca de 2 kg de amostra, dependendo da granulometria da mesma. As campanhas de campo foram realizadas com colaboração de colegas geólogos da Universidade Nacional de Tucumán e da Universidade Nacional de Salta, daquele país, bem como com o apoio logístico das empresas de mineração Anglo American Argentina, Xstrata Copper Argentina e Yamana Gold Argentina. Estes trabalhos contaram com a utilização de imagens de satélite, bússola e GPS (*Global Positioning System*).

5.3. Petrografia

Foram selecionadas amostras para a confecção de lâminas petrográficas polidas, o que permitiu análise em microscópio petrográfico por luz transmitida e luz refletida, conseguindo-se assim a caracterização também dos minerais opacos, como os óxidos e sulfetos presentes. As rochas foram classificadas de acordo com sua litologia e mineralogia, sendo em sua maioria rochas vulcânicas, porém existe a presença de metassedimentares e graníticas. As descrições petrográficas foram realizadas em um microscópio Leitz, binocular, com câmera acoplada, do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS.

5.4. Métodos de Geologia Isotópica

A geologia isotópica diz respeito a medidas e interpretações de variações de composição isotópica de certos elementos em materiais naturais. A interpretação das mudanças nas composições isotópicas dos elementos tornou-se uma poderosa ferramenta nas ciências da Terra (Faure & Mensing, 2005).

Elementos radioativos decaem naturalmente para elementos ditos radiogênicos, esse fenômeno é conhecido como decaimento radioativo. O elemento radioativo é dito elemento-pai e este origina o elemento-filho, para que esse processo ocorra, o núcleo do átomo perde espontaneamente massa pela emissão de partículas e, conseqüentemente, de energia radioativa. O tempo decorrido para que esse processo ocorra é conhecido como meia-vida ($T_{1/2}$). Esse decaimento causa mudança nos números de nêutrons (N) e número atômico (Z), transformando um elemento em outro, que, por sua vez, pode gerar outro elemento radiogênico, até que se forme um elemento estável dando fim a série de decaimento. Há distintas maneiras de átomos instáveis decaírem, e essa variação se dá pelo tipo de partícula subatômica emitida durante o processo. Desse modo, podem-se nominar três diferentes tipos de emissão de radiação, alfa (α), beta (β) e gama (γ). A radiação β possui comportamento idêntico ao dos elétrons, dizendo-se então partícula- β para elétrons que são emitidos do núcleo, podendo ser β^- ou β^+ , dependendo de sua carga. Além disso, processos envolvendo elétrons podem envolver um terceiro tipo de decaimento, chamado captura de elétrons, onde o átomo tem decréscimo em seu

número de prótons e acréscimo em seus nêutrons, pela captura de um elétron extra-nuclear. Ocorre ainda um grupo de elementos que decai espontaneamente por emissão de partículas- α de seu núcleo, sendo que cada uma destas é um núcleo de ^4He . Ainda há a emissão de raios- γ , que é uma radiação eletromagnética com comprimento de onda menor do que os raios-x e é liberado em algumas reações. A emissão das partículas subatômicas possui uma taxa constante ao longo do tempo, não sofrendo interferência de fatores externos ao núcleo do átomo, essa taxa é a constante de decaimento (λ) e cada isótopo possui a sua própria. Essa constante (λ) é usada nos cálculos geocronológicos realizados após as análises e possibilita encontrar valores absolutos para o material que está sendo datado.

5.4.1. Metodologia Isotópica Pb-Pb

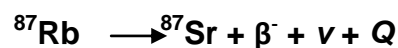
Para a datação de Pb-Pb, utiliza-se o modelo proposto por Holmes-Houtermans (1946), ou modelo H-H. O modelo é baseado na idéia de que todo o Pb terrestre seria composto de dois tipos, classificados como primordial e radiogênico. O primordial teria uma composição homogênea, enquanto o radiogênico seria de composição variável em função do tempo e dos teores de urânio. Para sustentar tal modelo, as suposições básicas foram de que a Terra originalmente teria sido fluida e homogênea, neste mesmo tempo, U, Th e Pb estariam uniformemente disseminados e a composição isotópica do Pb primordial seria a mesma em toda a parte.

Após a Terra tornar-se rígida, teriam ocorrido pequenas diferenças regionais na razão U/Pb, para uma dada região a razão U/Pb mudou somente devido ao decaimento radioativo do U para Pb e, por último, que desde a formação do mineral de chumbo, como a galena, por exemplo, em que se segregou do U e Th, sua composição permaneceu inalterada.

Holmes e Houtermans, com base em equações, criaram a isócrona H-H, onde parte-se da premissa de que minerais de Pb, de mesma idade t , e que obedeceram as mesmas suposições básicas devem situar-se sobre uma mesma reta passando pelos pontos de coordenadas (a_0, b_0) em um diagrama isocrônico $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

5.4.2. Metodologia Isotópica Sr

O estrôncio tem tido sua composição isotópica modificada continuamente, desde a núcleo-síntese, devido ao decaimento radioativo do ^{87}Rb para o ^{87}Sr . O rubídio é um metal alcalino pertencente ao Grupo IA da tabela periódica dos elementos. Pelo fato de o Rb possuir raio iônico muito similar ao do K, é comum sua ocorrência substituindo esse elemento em alguns minerais de potássio, como feldspatos, micas, certos argilominerais e ainda em evaporitos (Faure & Mensing, 2005). O ^{87}Rb decai para ^{87}Sr por emissão de uma partícula beta negativa, conforme a equação a seguir:



Na equação acima, temos que: β^- é uma partícula beta negativa, ν é um antineutrino e Q é a energia de decaimento (0.275 MeV).

O estrôncio é um membro dos alcalinos terrosos, Grupo IIA, tendo o raio iônico semelhante ao do cálcio, o que possibilita a substituição desse elemento em muitos minerais. Ocorre ainda em minerais de cálcio como plagioclásio, apatita e carbonatos de cálcio, especialmente aragonita.

O estrôncio possui quatro isótopos estáveis ocorrendo naturalmente, sendo estes ^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr e ^{84}Sr e suas abundâncias são 82,53%, 7,04%, 9,87% e 0,56%, respectivamente, todos estáveis. Em realidade, a abundância é variável devido a formação de ^{87}Sr por decaimento natural de ^{87}Rb , por isso, a composição isotópica precisa de estrôncio em uma rocha ou mineral, depende da composição destes.

Durante a cristalização fracionada de um magma, o Sr tende a concentrar-se em plagioclásio cálcico, ao passo que, o Rb tende a permanecer na fase líquida. Conseqüentemente, a razão Rb/Sr do magma residual pode aumentar gradualmente ao curso da cristalização progressiva.

5.4.3. Metodologia Isotópica Sm-Nd

Samário e neodímio são elementos terras raras que ocorrem em muitos minerais formadores de rochas, como silicatos, fosfatos e carbonatos (Faure & Mensing, 2005). O sistema Sm-Nd baseia-se no decaimento de um isótopo radioativo de samário (^{147}Sm) para um isótopo estável de neodímio (Nd^{143}) por emissão de partículas α . A constante de decaimento é alta, com uma meia-vida de 106 bilhões de anos. A seguinte equação mostra como se dá o decaimento do ^{147}Sm para o ^{143}Nd :

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i + ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} (e^{\lambda t} - 1)$$

Na equação acima, temos que: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é a razão isotópica do neodímio no momento da análise, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ é a razão inicial, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é a razão no momento da análise, λ é a constante de decaimento e t é o tempo decorrido. A utilização do ^{144}Nd se dá por ser o isótopo de referência, pois permanece inalterado enquanto o sistema permanece fechado para Nd.

A abundância do isótopo radiogênico Nd^{143} e a razão $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ na Terra Global (Bulk Earth – BE) tem um aumento com o passar do tempo, em decorrência do decaimento do Sm^{147} para o Nd^{143} . O aumento da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ na Terra Global, em função do tempo, pode ser descrito por um modelo baseado na idade e na razão Sm/Nd da Terra, além da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ primordial, que podem ser obtidas com o estudo de meteoros condríticos.

Sendo assim, pode-se determinar o tempo de residência na crosta de uma determinada rocha. O modelo considera a geração de uma rocha por fusão parcial do manto condrítico, denominado CHUR (chondritic uniform reservoir), gerando dois outros reservatórios: um empobrecido em elementos “magmatófilos”, o manto empobrecido (DM – depleted mantle) e um enriquecido nesses elementos, as rochas crustais (CR – *crustal rocks*). Dessa forma, pode-se calcular a idade de formação de uma determinada rocha crustal em relação ao reservatório CHUR (T_{CHUR}), assumindo a premissa que a evolução da razão Sm/Nd no manto é similar à evolução dessa razão em sistemas condríticos. Em relação ao DM (T_{DM}), assume-se a premissa que a razão Sm/Nd evolui em um manto que se torna empobrecido em

elementos incompatíveis devido as muitas fusões geradas para formação de crosta e extração de material para a crosta.

5.5. Preparação de Amostras

As análises de Sr e Sm-Nd são realizadas em rocha total e as de Pb-Pb em rocha total e sulfetos, o processo de preparação do material a ser analisado se dá de forma distinta para rocha total e sulfeto. A preparação começa com a fragmentação das amostras na prensa hidráulica, a partir de então as amostras são trituradas com grau e pistilo de ágata, para que atinjam o tamanho menor que 1 mm, então são pulverizadas no moinho de bolas de ágata. Com isso terminado, as amostras estão prontas para serem levadas ao laboratório para serem digeridas por ácidos, para posterior separação nas colunas cromatográficas.

Para a análise de Pb em sulfetos a preparação se dá de maneira distinta, a amostra é cominuída até o tamanho de 80 *mesh*, tamanho o qual encontra-se esse mineral. A partir desse pó resultante, deve ser feita a lavagem da amostra em peneiras de 250 *mesh* com água corrente, para a retirada de material fino, como possíveis argilas, então a amostra é seca em estufa a 50°C. Esse concentrado deve ser então submetido à separação por líquidos densos, nesse caso, o líquido utilizado é o bromofórmio (CHBr₃), para a concentração do sulfeto na fração pesada. O concentrado pesado é separado por susceptibilidade magnética no separador magnético Frantz, sendo que o sulfeto tende a concentrar entre 0.2 e 0.4 Ampère e esse concentrado deve então ser levado a lupa binocular, onde se faz a catação manual do mineral.

Com o material a ser analisado pronto (pó de rocha e concentrado de sulfeto) a amostra passa para o laboratório de geocronologia, onde segue uma preparação específica para cada tipo de análise.

5.5.1. Análises de Pb/Pb

Para as análises de Pb em rocha total, o processo é descrito abaixo:

1. Adicionar 1 ml de HBr 0.6N na amostra e deixar na chapa quente por 1 minuto;
2. Adicionar 0.2 ml de resina nas colunas;
3. Lavar a resina com 2.0 ml de HCl 6N;
4. Lavar a resina com 2.0 ml de H₂O Milli-Q;
5. Condicionar a resina com 1.0 ml de HBr 0.6N;
6. Adicionar 1 ml na coluna de amostra diluída em HBr (item 2);
7. Limpar Béquer de Pb: enxaguar com H₂O Milli-Q, adicionar 5 gotas de HCl 6N + 2 gotas de HNO₃ 7N, tampar, colocar na chapa quente por 10 minutos. Enxaguar com H₂O Milli-Q e secar.

Lavagem da Amostra:

1. Adicionar 2 ml de HBr 0.6N

Coleta de Pb:

1. Coletar 1.0 ml de HCl 6N em Savilex de 7 ml
2. Coletar 1.0 ml de HCl 6N no mesmo Savilex de 7 ml anterior
3. Adicionar 1 gota de H₃PO₄ 0.25N no lugar da solução de HNO₃ 3% com TI 50 ppb.
4. Secar na chapa quente.

Para análise de Pb em pirita, primeiramente pesa-se a amostra e adiciona-se 2 ml de HBr 0.6N na mesma. A partir de então, segue-se o seguinte protocolo:

Condicionamento da resina:

1. Adicionar resina nas colunas até completar o pescoço;
2. Lavar a resina com 2.0 ml de HCl 6N;
3. Lavar a resina com 300µl de H₂O Milli-Q;
4. Condicionar a resina com 300µl de HBr 0.6N.

Adição da amostra:

1. Adicionar a amostra em HBr na coluna;
2. Limpar o salivex para coleta de Pb: enxaguar com H₂O milli-Q, adicionar 5 gotas de HCl 6N + 2 gotas de HNO₃ 7N, tampar, colocar na chapa aquecedora por 20 minutos. Enxaguar 3 vezes com H₂O Milli-Q e secar.

Lavagem da amostra:

1. Adicionar 300µl de HBr 0.6N;
2. Adicionar 300µl de HBr 0.6N;
3. Adicionar 300µl de HBr 0.6N.

Coleta do Pb:

1. Coletar 1.0 ml de HCl 6N em Savilex de 7 ml;
2. Secar na chapa quente.

Realizar a passagem da amostra na coluna uma segunda vez, para tal, liquefazer o resíduo em 2 ml de HBr 0.6N.

Limpeza da resina:

1. Lavar a resina com 2.0 ml de HCl 6N;
2. Lavar a resina com 300µl de H₂O Milli-Q;
3. Condicionar a resina com 300µl de HBr 0.6N;

Adiciona-se a solução liquefeita anteriormente do resíduo em HBr na coluna. Limpar o salivex para coleta de Pb: enxaguar com H₂O milli-Q, adicionar 5 gotas de HCl 6N + 2 gotas de HNO₃ 7N, tampar, colocar na chapa aquecedora por 20 minutos. Enxaguar 3 vezes com H₂O Milli-Q e secar.

Lavagem da amostra:

1. Adicionar 300µl de HBr 0.6N;
2. Adicionar 300µl de HBr 0.6N;
3. Adicionar 300µl de HBr 0.6N.

Coleta de Pb:

1. Coletar 1.0 ml de HCl 6N em Savilex de 7 ml;
2. Adicionar 1 gota de H₃PO₄ 0.25N;
3. Secar na chapa quente.

Com o Pb separados, é possível ser feita a análise no espectrômetro de massa TIMS – *Thermal Ionization Mass Spectrometer*. As razões isotópicas das amostras de rocha total foram medidas em modelo estático, com um espectrômetro de massa VG Sector 54, do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. As análises de sulfeto foram medidas em espectrômetro de mesmo modelo, na Universidade de São Paulo.

5.5.2. Análises de Sr e Sm/Nd em rocha total

No caso do Sr e Sm/Nd, a amostra é pesada, é adicionado um traçador isotópico (Spike), nesse caso o RS-1B dissolvido em HNO₃ concentrado, segundo Patchet & Ruiz (1987). A partir de então, o processo de digestão da amostra é o seguinte:

1. Adição de 2 ml de HNO₃ concentrado + 5 ml de HF concentrado;
2. Secar a amostra;
3. Adição de 1 ml de HNO₃ concentrado + 6 ml de HF concentrado;
4. Fechar o frasco, levá-lo à chapa quente por três dias;
5. Abrir o frasco e secar a amostra;
6. Adição de 5 ml de HCl concentrado;
7. Fechar o frasco e levá-lo à chapa quente por um dia;
8. Secar a amostra, adicionar 3 ml de HCl 2,5 N;
9. Passar a solução para o tubo de ensaio, vedar com parafilme;
10. Centrifugar por 15 minutos.

Coleta do Sr:

1. Adição de 20 ml de HCl 2,5 N, nas colunas;
2. Adição de 1 ml da solução de amostra na coluna;
3. Adição de 1 ml de HCl 2,5 N;
4. Adição de 1 ml de HCl 2,5 N;
5. Adição de 1 ml de HCl 2,5 N;
6. Adição de 30 ml de HCl 2,5 N;
7. Adição de 19 ml de HCl 2,5 N;
8. Adição de 7 ml de HCl 6 N;
9. Coletar 15 ml de HCl 6 N em béquer *Savilex* (limpo);
10. Adicionar 2 gotas de HNO₃ 7 N no *Savilex* e deixar secar na chapa quente o material coletado.

Coleta e separação do Sm e Nd:

1. Adição de 10 ml de HCl 6,0 N na coluna;
2. Adição de 0,2 ml de HCl 0,18 N no resíduo de ETR;
3. Adição de 2 ml de HCl 0,18 N;
4. Adição de 2 ml de HCl 0,18 N;
5. Adição de 0,2 ml da solução da amostra na coluna;
6. Adição de 0,2 ml de HCl 0,18 N;
7. Adição de 0,2 ml de HCl 0,18 N;
8. Adição de 0,2 ml de HCl 0,18 N;
9. Adição de 12 ml de HCl 0,18 N;
10. Coletar 12 ml de HCl 0,18 N em *Savilex* de 15 ml (Coleta de Nd);
11. Adição de 2 gotas de HNO₃ 7 N no *Savilex* e deixar secar na chapa quente o material coletado
12. Adição de 2 ml de HCl 0,5 N na coluna;
13. Coletar 4 ml de HCl 0,5 N em *Savilex* de 7 ml (Coleta de Sm);

14. Adição de 2 gotas de HNO₃ 7 N no Savilex e deixar secar na chapa quente o material coletado.

Com os elementos Sr, Sm e Nd separados, é possível ser feita a análise no espectrômetro de massa TIMS – *Thermal Ionization Mass Spectrometer*. As razões isotópicas foram medidas em modelo estático, com um espectrômetro de massa VG Sector 54, do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, para as análises de rocha total e na Universidade de São Paulo para os sulfetos.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aceñolaza, F. G., Toselli, A. J. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste argentino. II Congreso Latinoamericano de Geología (Caracas), Actas 2, 755-763.
- Baldo, E. G., Casquet, C. y Galindo, C. 1995. El metamorfismo de la Sierra Chica de Córdoba (Sierras Pampeanas) Argentina. *Geogaceta*, 19, 51-54.
- Baker, P. E., Gonzalez-Ferran, O. Rex, D.C. (1987) Geology and geochemistry of the Ojos del Salado volcanic region, Chile. *J. Geol. Soc. London*, 144, 85-96.
- Barazangi, M., Isacks, B. L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4, 686-692.
- Bonatti, E., Harrison, C. G. A., Fisher, D. E., Honnorez, J., Schilling, J. –G., Stipp, J. J., Zentilli, M. 1977. Easter Volcanic Chain (Southeast Pacific): A mantle hot line. *Journal of Geophysical Research*, 82(17), 2457-2478.
- Caelles, J. C., Clark, A. H., Farrar, E., McBride, S. L., Quirt, S. 1971. Potassium-argon ages of porphyry copper deposits and associated rocks in the Farallón Negro-Capillitas district, Catamarca, Argentina. *Economic Geology*, 66, 961-964.
- Chernicoff, C. J., Richards, J. P., Zappettini, E. O. 2002. Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern Argentina: geological, geophysical, and remote sensing evidence. *Ore Geology Reviews*, 21, 127-155.
- Cooke, D. R., Hollings, P., Walshe, J. L. 2005. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology*, 100, 801-818.
- Faure, G., Mensing, T. M. 2005. *Isotopes: principles and applications*. New Jersey, John Wiley and Sons, Ed. 3, 897p.
- Franchini, M., Impiccini, A., Schalamuk, I. B., Ríos, J., O'Leary, M. S. 2005. El depósito de Cu-Mo-Au Agua Rica, Catamarca: Mineralogía y petrografía de las alteraciones en la sección transversal N 6969400. *Actas del XVI Congreso Geológico Argentino*, La Plata. 2, 319-326.
- Guilbert, J. M. 1995. Geology, alteration, mineralization and genesis of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Catamarca Province, Argentina. *Arizona Geological Society Digest*, 20, 646-656.

- González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Asociación Geológica Argentina*, 5(3), 81-110.
- Halter, W. E., Heinrich, C. A., Pettke, T. 2005. Magma evolution and the formation of porphyry Cu-Au ore fluids: evidence from silicate and sulfide melt inclusions. *Mineralium Deposita*, 39, 845-863.
- Halter, W. E., Baina, N., Beckera, K., Heinrich, C. A., Landtwing, M., Vonquadt, A., Clark, A. H., Sasso, A. M., Bissig, T., Tosdal, R. M. 2004. From andesitic volcanism to the formation of a porphyry Cu-Au mineralizing magma chamber: the Farallón Negro Volcanic Complex, northwestern Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 1-30.
- Harris, A., Bryan, S. E., Holcombe, R. J. 2006. Volcanic setting of the Bajo de la Alumbrera porphyry Cu-Au deposit, Farallón Negro Volcanics, Northwest Argentina. *Economic Geology*, 101, 71–94.
- Harris, A. C., Golding, S. D., White, N. C. 2005. Bajo de la Alumbrera copper-gold deposit: Stable isotope evidence for a porphyry-related hydrothermal system dominated by magmatic aqueous fluids. *Economic Geology*, 100, 863-886.
- Isacks, B. L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93, 3211-3231.
- Jezek, P. 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana. In: F.G. Aceñolaza, H. Miller y A.J. Toselli (eds) *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. Universidad Nacional de Tucumán, Argentina, Serie Correlación Geológica, 4, 9-36.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 260, 737-764.
- Kay, S. M., Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca Plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*. 15, 39-57.
- Kay, S. M., Abbruzzi, J. M. 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean “flat-slab” between 30°S and 32°S. *Tectonophysics*, 259, 15-28.

- Kay, S.M, MaksaeV, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., Gordillo C. E. 1988. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28 ° and 33 ° S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences*,1, 21-38.
- Kirkham, R.V. 1971. Intermineral intrusions and their bearing on the origin of porphyry copper and molybdenum deposits: *Economic Geology*, 66, 1244-1250.
- Koukharsky, M., Mirré, J. C. 1976. Mi Vida prospect: A porphyry copper-type deposit in northwestern Argentina. *Economic Geology*, 71, 849-863.
- Landtwing, M., Dillenbeck, E. D., Leak, M. H., Heinrich, C. A. 2002. Evolution of the breccia-hosted porphyry Cu-Au-Mo deposit at Agua Rica, Argentina: Progressive unroofing of a magmatic hydrothermal system. *Economic Geology*, 97,1273-1292.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M., 1995. Tectónica y magmatismo en el límite Pérmico- Triásico de la Cordillera Frontal. Segunda Reunión del Triásico del Cono Sur, Bahía Blanca, 2, 22-26.
- Llambias, E. J. 1970. Geología de los Yacimientos Mineros Agua de Dionisio, Prov. de Catamarca, Rep. Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 1, 2-32.
- Llambías, E. J. 1972. Estructura del grupo volcánico Farallón Negro, Catamarca, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 27, 161-169.
- Lira, R., Millone, H.A., Kirschbaum, A.M. y Moreno, R.S., 1997. Magmatic arc calc-alkaline granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, Central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10(2), 157-178.
- Perelló, J., Rojas, N., Devaux, C., Fava, L., Etchart, E., Harman, P. 1998. Discovery of the Agua Rica porphyry Cu-Mo-Au deposit, Catamarca province, northwestern Argentina, Part II: Geology: Australian Mineral Foundation Symposium, Perth, Proceedings, 117-132.
- Proffett, J. M. 2003. Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Argentina. *Economic Geology*, 98,1535-1574.
- Ramos, V. A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. in: Caminos, R. (Eds.), *Geología Argentina*. Buenos Aires, Argentina. pp. 41-96.

- Ramos, V. A. 1999(a). Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22, 183-190.
- Rapela, C. W., Casquet, C., Baldo, E., Dahlquist, J., Pankhurst, R. J., Galindo, C., Saavedra, J. 2001. Las orogénesis del Paleozóico Inferior en la margen protoandino del America del Sur, Sierras Pampeñas, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 27, 23-41.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., Fanning, C.M. 1998. The Pampean orogeny of the southern proto-Andes: evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: R.J. Pankhurst y C.W. Rapela (eds) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society (London) Special Publication, 142, 181-217.
- Rapela, C. W., Llambías, E., 1999. El magmatismo Gondwánico y los ciclos fanerozoicos. *Geología del Territorio Argentino*. in: Caminos, R. (Eds.), *Geología Argentina*. Buenos Aires, Argentina. pp. 373-376.
- Rapela, C. W., Coira, B., Toselli, A. J., Llambías, E. J. 1999. Sistema Famatiniano de las Sierras Pampeanas y magmatismo eopaleozoico de las Sierras Pampeñas, de la Cordillera Oriental y Puna. In Miró, R. C. *Geología del Territorio Argentino*. Pp. 145-158.
- Rapela, C. W., Coira, B., Toselli, A., Saavedra, J. 1992. The Lower Paleozoic magmatism of southwestern Gondwana and the evolution of the Famatinian orogene. *International Geology Review*, 34(11),1081-1142.
- Richards, J. P., 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation: *Economic Geology*, 98, 1515–1533.
- Roco, R., Koukharsky, M. 1999. El pórfido de Cu-Mo Agua Rica y las manifestaciones epitermales asociadas. in: Zappettini, E. O. (Eds), *Recursos Minerales de la Republica Argentina*. Buenos Aires, Argentina. pp. 1479-1492.
- Roy, R., Cassard, D., Cobbold, P. R., Rossello, E. A., Billa, M., Bailly, L., Lips, A. L. W. 2006. Predictive mapping for copper-gold magmatic hydrothermal systems in NW Argentina: Use of a regional-scale GIS, application of an expert-guided data-driven approach, and comparison with results from a continental-scale GIS. *Ore Geology Reviews*, 29, 260-286.

- Sasso, A. M. 1997. Geological evolution and metallogenetic relationships of the Farallon Negro volcanic complex, NW Argentina. Kingston, Ontario. 843p. PhD thesis, Queen's University.
- Sasso, A. M., Clark, A. H. 1998. The Farallón Negro Group, northwest Argentina: magmatic, hydrothermal and tectonic evolution and implications for Cu-Au metallogeny in the Andean back-arc. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 34, 8–17.
- Sillitoe, R.H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, 67, 184–197.
- Sillitoe, R. H. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105, 3–41.
- Singer, D. A., Berger, I. V., Menzie, D. W., Berger, B. R. 2005. Porphyry Copper Deposit Densit. *Economic Geology*, 100, 491-514.
- Sinclair, W. D., 2005. Porphyry Synthesis. In: *Synthesis of Deposits Type, Special Publication*. Geological Survey of Canada. Ontario. 1-14.
- Turner, J.C.M., 1962, Estratigrafía de la región al naciente de la Laguna Blanca (Catamarca): Dirección Nacional del Servicio Geológico, 71 p.
- Ulrich, T., Heinrich, C. A. 2001. Geology and Alteration Geochemistry of the Porphyry Cu-Au Deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology*, 96, 1719-1742.
- Urreiztieta, M., Rosello, E.A., Gapais, D., LeGorve, C., Cobbold, P.R., 1993. Neogene dextral transpression at the southern edge of the Altiplano-Puna (NW Argentina). II International Symposium on Andean Tectonics, Oxford. Editions de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-mer, Paris, pp. 267– 269.

CAPÍTULO II

Artigo científico como corpo principal da dissertação.

The Bajo de la Alumbrera and Agua Rica Cu-Au-Mo porphyry deposits of Argentina: genetic constraints in ore formation and sources

Maurício Liska Borba^{1*}, Farid Chemale Junior², Koji Kawashita³, Lucy Takehara Chemale⁴, Marly Babisky³, Matheus Bruckman¹

¹Geosciences Institute, Rio Grande do Sul Federal University, Campus do Vale, Porto Alegre – RS, 91501-970, Brazil

² Geosciences Institute, Brasília University, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Brasília-DF, 70904-970, Brazil

³Centro de Pesquisas Geocronológicas, São Paulo University, Rua Lago 562, Cidade Universitária, São Paulo-SP, 05508-080, Brazil

⁴Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais, SGAN 603, Brasília - DF, 70830-902, Brazil

*Corresponding author. Phone: +55 51 3308 6352; Fax: +55 51 3308 7302; e-mail: mauriciolborba@gmail.com

Abstract

The world-class deposits of Bajo de la Alumbrera and Agua Rica in NW Argentina, are of the Cu-Au-Mo porphyry type (although Agua Rica has some epithermal characteristics). Both deposits are closely related to the activities and formation processes of the Miocene Farallón Negro Volcanic Complex. They are also controlled by the Tucuman Transfer Zone, which is a regional NE–SW lineament related to a change in the subduction angle of the Nazca Plate. The Bajo de la Alumbrera deposit is related to the formation and evolution of this volcanic complex and is approximately 3-3.5 Ma older than the Agua Rica deposit. The Agua Rica deposit, although it is associated with the final events in this complex, also has epithermal features. Whole rock and sulfide mineralization were investigated on Pb, Sr and Nd isotopes to characterize the sources of magma and mineralization of both deposits and to establish their metalogenetic evolution and associations. Sr and ϵ Nd data made it possible to divide the samples into three distinct groups; however, most samples are slightly differentiated, have OIB (Ocean Island Basalts) isotope characteristics, and present some Nd fractionation. Pb isotopes are applied to WR and sulfides and provide a better correlation between the deposits. Pb data also shows distinct groups for these samples with an enrichment trend in radiogenic lead. In both cases, the sulfides are more radiogenic than the host rocks but are clearly related to them because they also form a trend. A diorite sample from the Agua Rica deposit is within the same radiogenic group as the Bajo de la Alumbrera WR samples, and its sulfide is also in the

same group as the Bajo de la Alumbreira sulfide samples. These data show a genetic relationship between these two important deposits. The results could provide a clue to a better understanding of porphyry and epithermal relations.

Keywords: Bajo de la Alumbreira, Agua Rica, Farallón Negro Volcanic Complex, Cu-Au-Mo Porphyry deposits.

1. Introduction

In the last few years, global consumption of copper has increased, as is evidenced by a significant increase in price over the last decade. Efforts to develop new technologies to discover new world-class porphyry deposits are a current challenge for economic geologists throughout the world. Because porphyry Cu systems contribute nearly three-quarters of world's Cu supply, half of Mo and one-fifth of Au (Sillitoe, 2010), it is clearly necessary to advance research on porphyry-type deposits. The world-class deposits of Bajo de la Alumbreira porphyry Cu-Au-Mo (Guilbert, 1995) and Agua Rica breccia-hosted porphyry-epithermal Cu-Mo-Au (Landtwing et al., 2002) have distinct geochemical characteristics, but here a genetic correlation is proposed. The deposits are different in age and type. Bajo de la Alumbreira is a traditional porphyry deposit, and its ages range from 7.10 ± 0.13 to 6.83 ± 0.07 Ma (Ar/Ar cooling ages of magmatic biotite and a late porphyry) (Sasso and Clark, 1998); however, Llambías, 1970, considers the major activity to be from 8.5 to 5.5 Ma. The Agua Rica deposit, a high-sulfidation epithermal-type, corresponds to the last activity processes (Landtwing, et al., 2002) and has a close spatial relationship with Bajo de la Alumbreira. Previous studies on porphyry and high-sulfidation epithermal deposits indicate that these are formed in different geologic and geochemical environments and are associated with magmatic-hydrothermal systems with intermediate-to-felsic magma associations (Hedenquist and Lowenstern, 1994). Both deposits are related to the Farallón Negro Volcanic Complex (Sasso, 1997), a Miocene volcanic-hypabyssal occurrence in the easternmost Andean Cordillera (Llambías, 1970, 1972; Sasso, 1997; Sasso and Clark, 1998; Kay and Mpodozis, 2002; Ramos et al. 2002). Both ore deposits occur in a strong structural lineament marked by a transition into the Wadati-Benioff zone configuration (Isacks, 1988) that was caused by a change in the subduction angle; this could have contributed to the magma rise.

To establish an association between the Bajo de la Alumbreira and Agua Rica deposits and to determine crustal influence on rock-formation and mineralization processes,

we carried out Pb-Pb, Sr and Sm-Nd isotope analyses of host rocks and mineralization of these deposits. Furthermore, Pb isotopes in sulfide of mineralized samples from both deposits provided information on the mineralization evolution in a porphyry-type deposit and in a high-sulfidation epithermal deposit.

2. Geologic Setting

The study area is located in the Catamarca Province, Hualfín District, northwestern Argentina at latitudes 27° 10' S and 27° 40' S and longitudes 66° 50' W and 66° 15' W (Fig. 1). In this area, different rock types crop out and record important orogeny cycles such as the Pampean, Famatinian and the Andean Cycles within the Sierras Pampeanas Tectonic Province (González Bonorino, 1950a). The Sierras Pampeanas are the highest mountains along the easternmost border of the Andes Ridge and are genetically related to reverse fault movements during the Tertiary (Ramos, 1999). At the northern limit of these mountains is the Puna Physiographic Province, the world's second-largest high-altitude plateau after Tibet (Allmendinger, 1986). It is characterized as a volcanic plateau that extends from northern Argentina to Bolivia. Metamorphosed rock sequences intruded by granitic bodies and the Capillitas Batholith (Fig. 2A) emplacement in the upper to middle Paleozoic (Aceñolaza and Tosselli, 1976) are the basement rocks. The El Morterito Formation (Fig. 2B), a Miocene continental sedimentary occurrence, overlies the basement and is also covered by the Farallón Negro volcanics (Fig. 2C and 2D). Sedimentary rocks from the El Morterito Formation are typically red sandstones sequences (ranging from fine- to medium-grained) and siltstones (Turner, 1962). The Farallón Negro Volcanic Complex, lies within the limit between the Sierras Pampeanas and Puna Plateau, the Tucuman Transfer Zone (Urreiztieta et al., 1993) a regional NE–SW lineament. This lineament is marked by a transition in the Wadati-Benioff zone configuration (Isacks, 1988) that is caused by a change in the subduction angle. This structural lineament suggests that a magma rise through the zone generated the volcanic event during the Miocene. Both world-class porphyry deposits of the Bajo de la Alumbrera and Agua Rica were emplaced into this zone at different times in the evolution of the volcanic complex.

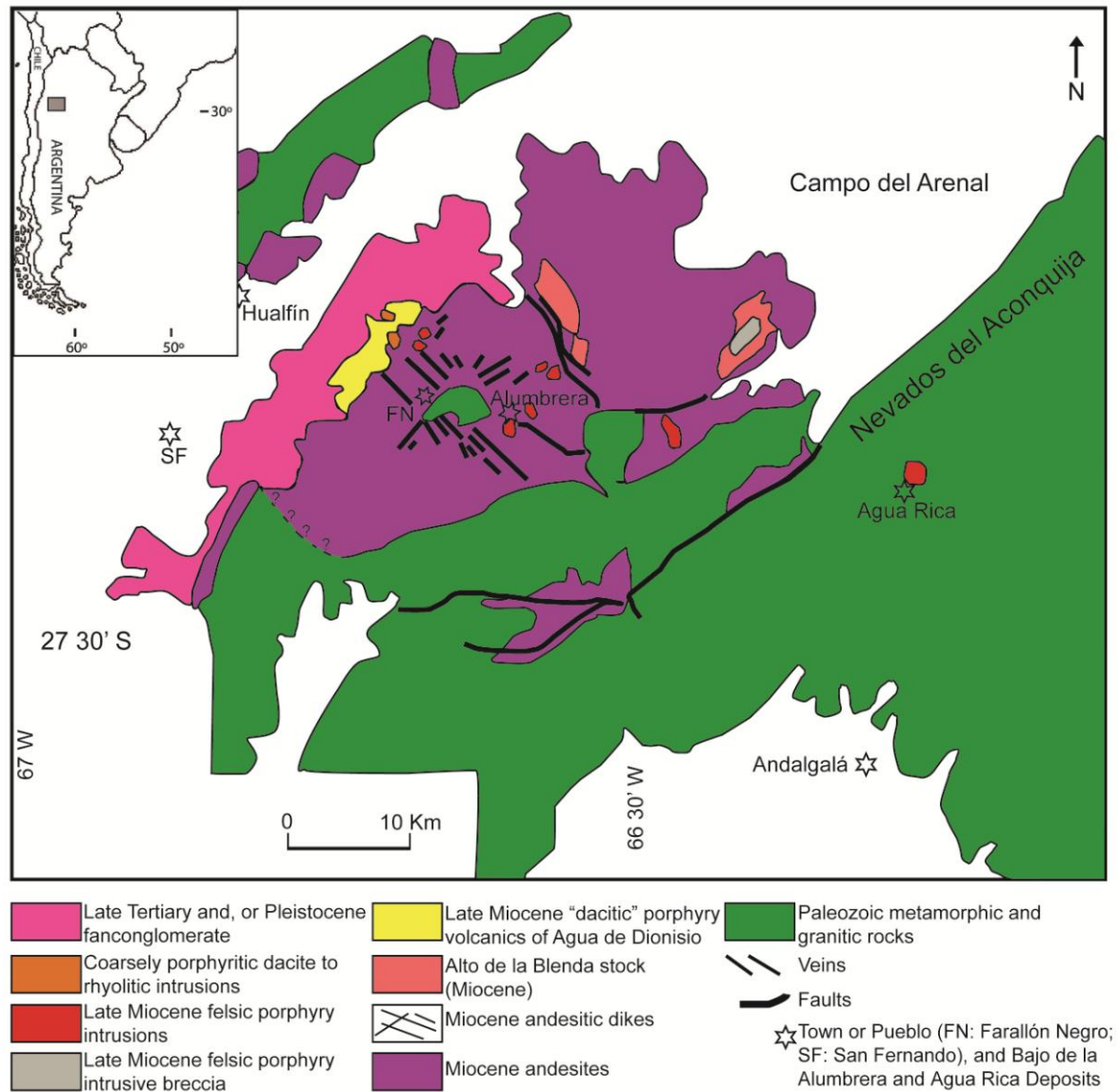


Figure 4: Geological map of the Farallón Negro Volcanic Complex area. González Bonorino (1947), Llambías (1970, 1972) and Proffett (2003).

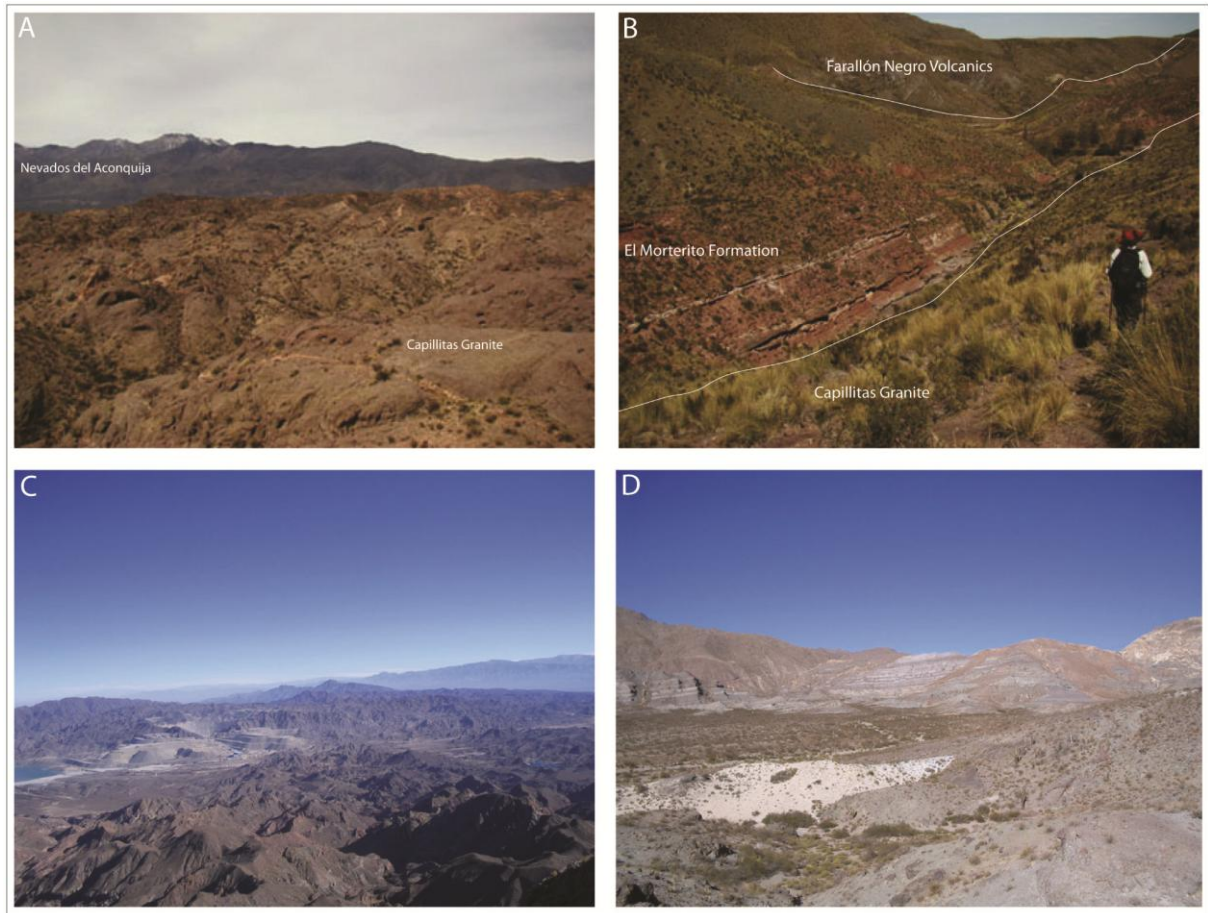


Figure 5: General geological view. A – Capillitas Granite and Nevados del Aconquija; B – Stratigraphic relationships among Capillitas Granite, the El Morterito Formation and the Farallón Negro Volcanics; C- Bajo de la Alumbraera Deposit; and E – Stratified volcanics of the Farallón Negro Complex.

2.1 Sierras Pampeanas Tectonic Province

The study area is located in the western portion of the Sierras Pampeanas. This group of ranges is surrounded by basins (Jordan and Allmendinger, 1986) and is subdivided into the eastern and western Sierras Pampeanas. Important accretion events in the formation of the Gondwana continent are recorded in this area as are the Pampean and Famatinian orogenies. The Pampean orogeny in the lower Cambrian (535-520 Ma) and the Famatinian orogeny in the Ordovician-Silurian (499-435 Ma) are both well preserved in the Sierras Pampeanas. The Pampean orogen in the eastern Sierras Pampeanas is composed of sedimentary, metamorphic and igneous rocks. It includes both the Puncoviscana Formation (Aceñolaza and Toselli, 1976), which is a turbiditic sequence, and low-grade metamorphic limestones and volcanic rocks (Jezek, 1990). High-grade metamorphic rocks and Cambrian granitoids are the basement in the eastern portion of these ranges (represented by the

Sierras de Córdoba). Granitoids and dacites with calc-alkaline affinity and rhyolites are present in the eastern border of the Sierras de Córdoba (Lira et al., 1997) where zircon U-Pb ages are approximately 530 ± 4 Ma (Rapela et al., 1998a). The Pampean orogeny was generated from a collision between the relatively small terrane Pampean and the Gondwana margin during the lower and middle Cambrian (Rapela et al., 1998a).

The initial stage of the Famatinian cycle in this supercontinent is signed by arc-magmatic episodes following the Pampean Orogeny at the Proto-Andean margin (Rapela et al., 1999). The Famatinian orogeny could be characterized as a set of magmatic, metamorphic, tectonic and sedimentary processes that occurred in the southwestern portion of Gondwana during the amalgamation event (Rapela and Llambías, 1998). In the Sierras Pampeanas domain, this cycle is characterized by a mean volcanic arc accompanied by a sin-plutonic low-pressure metamorphism event (Baldo et al., 1995). Post-orogenic magmatism in the Sierras Pampeanas, with emplacement of intra-plate granitoids, indicates the end of Famatinian cycle (Rapela et al., 1992). In both the eastern and western portions of the Sierras Pampeanas, the Famatinian orogeny is present, and part of it contains a compartmented terrain faulted by the Andean cycle (Rapela et al., 2001).

The initial events of the Gondwanic cycle in this area are marked by a paleopacific subduction in the southeastern Gondwana margin with continental accretion during the Paleozoic (Rapela and Llambías, 1998). In the Sierras Pampeanas, important post-orogenic pluton emplacements present magmatic-arc affinities and were intruded during the Gondwana accretion (Llambías and Sato, 1995). The end of the cycle is represented by the supercontinent fragmentation. Large volcanic events occurred and they mark the beginning of an arc-magmatic cycle (such as the Vicuñas Formation) that extends from the Puna and Famatina ranges. This orogen could be considered the result of compressive tectonic movements during the Paleozoic. A crustal-shortening event was developed during the Tertiary and additional signs of important Ordovician plutonic events, such as the Capillitas Batholith and the Velasco (both S-type), are present (Rapela et al., 1999). The Capillitas Batholith lies in the eastern limit of the volcanic complex and also has a copper mineralization record that is currently exploited for gemstone rhodochrosites. Within these ranges lies the Farallón Negro Volcanic Complex, which is of Miocene age and which was responsible for one of the most important copper mineralizations in the Central Andes.

2.2 The Farallón Negro Volcanic Complex

The Farallón Negro Volcanic Complex lies in the transition between the Sierras Pampeanas and the Puna Plateau and is marked by the NW-SW striking Tucumán Transfer Zone (Urreiztieta et al., 1993; Roy et al., 2006). Expressive volcanism in the region during

the Miocene was responsible for the generation of large deposits far from the Peru-Chile trench. The increasingly shallow subduction angle in the Andean Ridge from north to south (Barazangi and Isacks, 1976; Kay et al., 1988; Kay and Abbruzzi, 1996; Kay and Mpodozis, 2002) allows for volcanic activity more than 200 km from the Peru-Chile trench. An important geological feature in the region is the Easter Hot Line manifestation (Bonatti et al., 1977; Baker et al., 1987), a volcanic submarine ridge above the Nazca Plate. It was active from the Pliocene to Recent, is marked by a crustal lineament and can be associated with volcanism in the continental Andean area (Chernicoff et al., 2002). The complex was part of the andesitic magmatism in an important ancient volcanic arc of the Chilean flat slab during the Late Miocene (Kay and Mpodozis, 2002). The porphyry deposits in the area were mostly emplaced 200 km east of the Late Tertiary mobile volcanic belt and apparently were not affected during the Middle Tertiary magmatic and tectonic events (Caelles et al., 1971). The pioneering work of Llambías (1970, 1972) divided the intrusive and extrusive rocks in the complex, and Sasso (1997) and Sasso and Clark (1998) were responsible for formally defining the complex. There is a range in rock composition from basaltic-andesite to rhyolite and there are also dioritic and granodioritic porphyritic intrusions (Caelles et al., 1971). The most significant volcanic activities were in igneous and hydrothermal minerals at a range of 9.2 to 6.8 Ma (as discussed by Sasso, 1997, and acquired with laser-induced ^{40}Ar - ^{39}Ar incremental-heating methodology). In the Farallón Negro area, the predominant volcanic rocks are basaltic-andesite, andesite flows and pyroclastic breccias. Various stocks and dikes are intrusive and common and occur in diverse sizes and shapes that intrude into the volcanic rocks. The Alto de la Blenda, a large central stock, is interpreted as the main volcanic conduit (Halter et al., 2005).

2.2.1 Bajo de la Alumbreira Geology

The Bajo de la Alumbreira deposit is within the volcanic complex where the host rocks are high-potassium calc-alkaline andesites and the Cu-Mo-Au deposit is a complex of dacite porphyry stocks (Guilbert, 1995; Ulrich and Heinrich, 2001; Proffett, 2003; Halter et al., 2004; Harris et al., 2006). This deposit is centered above the porphyry intrusions and dikes that occurred in andesites during seven intrusion phases (Proffett, 2003). Ore grades are between 0.54% Cu and 0.64 g/ton Au, and mineralization is related to these intrusions and to the hydrothermal alteration. Radial-patterned dikes are present surrounding the stocks of the felsic porphyries. Preliminary studies have subdivided these intrusions in three different phases known according to field and geochronological relations as the P1, P2 and P3 porphyries (Guilbert, 1995; Ulrich and Heinrich, 2002; Proffett, 2003; Harris et al., 2005). In

this subdivision, P1 porphyries are considered the earliest intrusion phase that occurred before the main mineralized intrusion episodes. P2 is considered the primary mineralized porphyry; it is a dacite with evenly distributed potassic alterations, and it could be considered the main mineralization event at Bajo de la Alumbrera (Proffett, 2003). The latest intrusion events are represented by the P3 porphyry, which is a dacite with andesite fragments from the wall rocks and mineralized quartz veins (Proffett, 2003; Harris et al., 2005). This P3 porphyry is potassic and propylitic altered, has sparse quartz veins, and was intruded after the main mineralization stage (Ulrich and Henrich, 2002; Proffett, 2003; Harris, 2005). Magmatism in this area would have been active over approximately 2.0 m.y. based on geochronological data from Halter, 2004a and 2004b.

2.2.2 Agua Rica Geology

The Agua Rica deposit is related to the Farallón Negro Volcanic Complex final formation processes. The host rocks are Ordovician granites and Precambrian gneisses and also include amphibolites and metasedimentary rocks as part of the Aconquija Mountain. These Precambrian and Paleozoic rocks are intruded by a diorite stock and associated andesite porphyries and andesite breccias (Koukharsky and Mirré, 1976). Mineralization is mostly associated with hydrothermal breccias (Landtwing et al., 2002) and breccia-fragment-rich metamorphic sandstones. There is a barren diorite intrusion and some mineralized feldspar porphyries, but the highest ore grades occur in the hydrothermal breccias. Ore grades are between 0.64% Cu, 0.23 g/ton Au and 0.03% Mo (data from company). Four main magmatic-hydrothermal stages are suggested for this deposit (Roco and Koukharsky, 1999; Landtwing et al. 2002; Franchini et al. 2005) beginning with a first emplacement of an intrusive followed by potassic and propylitic alteration and a weak copper mineralization phase. The second stage (Perelló et al., 1998) is the main mineralization stage and is represented by the porphyry intrusions with potassic alterations and quartz stockwork veinlet formations loaded with ore (chalcopyrite, bornite and molybdenite). Another stage is the breccias formation event, in which igneous and hydrothermal breccias were emplaced and allowed for a high fluid circulation and a generation of advanced argillic and phyllic alterations that formed a covellite. A post-mineral stage, characterized as a telescoping event with supergene leaching and covellite enrichment and accompanied by uplifting and erosion, exposed the deposit to subsurface alterations.

3. Analytical Methods and Results

Samples were collected from mineralized and barren portions of both deposits and contain variable ore grades and are from different alteration zones. Petrographic descriptions were developed in thin sections in order to identify mineral assemblies and to define petrogenetic relationships. Analytical procedures also involved isotope data that were developed in whole rock samples and in sulfide minerals such as pyrite, chalcopyrite and covellite. Whole-rock powders were spiked with a ^{149}Sm - ^{150}Nd tracer and dissolved until complete material dissolution in PFTE in a vial using an HF-HNO₃ mixture and 6N HCl. Column procedures used cationic AG-50W-X8 (200-400 mesh) resin to separate Sr and REE and were followed by Sm and Nd separation using anionic politeflon HDEHP LN-B50-A (100-200 μm) resin according to Patchet and Ruiz (1987). Each sample was dried to a solid and then loaded with 0.25N H₃PO₄ on appropriated filament (single Ta for Sr and Sm and triple Ta-Re-Ta for Nd). Isotopic ratios were measured in static mode with a VG Sector 54 multi-collector mass spectrometer at the Laboratório de Geologia Isotópica of Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Brazil). We normally collected 100-105 ratios with a 1-volt ^{88}Sr beam and a 0.5 to 1-volt ^{144}Nd beam. Sr and Nd ratios were normalized to $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$ and $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectively. All analyses were adjusted for variations caused by instrumental bias due to periodic adjustment of collector positions as monitored by measurements of our internal standards. Measurements for the NBS-987 standard were $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710270 \pm 0.000019$ (NBS 987 value for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$). Measurements for the JNdi-1 standard were $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512110 \pm 0.00007$ (literature value for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115 \pm 0.00007$, Tanaka et al., 2000). The average number of total blanks were <100 pg for Sr and Sm and <500 pg for Nd. Corrections for blank were insignificant for Sr and Nd isotopic compositions and were generally insignificant for Rb/Sr and Sm/Nd ratios. Neodymium crustal-residence ages (T_{DM}) were calculated following the depleted-mantle model of De Paolo (1981). The $\varepsilon\text{Nd}(t)$ values were calculated using U-Pb zircon ages as references where available or using estimated ages based on regional geology and coherent results from nearby samples (Caelles et al., 1971; Halter et al., 2004a; Sasso and Clark, 1998)

For the WR Pb isotopic measurements, an aliquot of 1 ml from the dissolved WR samples was used for Sr and Sm-Nd analyses. Pb was extracted in microcolumns (2 ml) with ion exchange techniques using AG-1 X 8, 200–400 mesh, anion resin and HBr 0.6 N and HCl 6N acids. The Pb samples were dried with HCl 6N and loaded on Re filaments with silica gel and H₃PO₄. The Pb isotope composition was measured in static mode with a VG Sector 54 multi-collector mass spectrometer at the UFRGS (WR) and USP (sulfides) labs; 50 ratios

of Pb isotopes were collected. Isotope Pb ratios were corrected for a fractionation factor of 0.06% amu based on successive determinations of the NBS 981 reference standard. Total Pb blanks for WR and sulfides were <200 picograms and <100 picograms, respectively.

3.1. Petrography

Before the isotope studies, thin sections were selected and analyzed to define alteration and ore assembly. Petrography aims to link alteration state, mineralization and isotopic content. Presented results are from 23 drill-hole samples (table 1) from both deposits and include hydrothermalized breccia rich in sandstone lithoclasts, breccias, andesites and dacites (Fig. 3). Because of epithermal characteristics in the Agua Rica deposit, samples have high alteration states; this resulted in analysis of only those samples that were not considered to be totally replaced by hydrothermal minerals. Metamorphosed fine-grained quartz-feldspar sandstones occur in breccias, show a discrete hydrothermal effect (Fig. 3A), and present a Cu grade of 0.70%. A more intense alteration level is observed in sandstones (Fig. 3B) in the vicinity of breccias; in some cases, it is difficult to distinguish between breccias and hydrothermally altered sandstones. Diorite intrusions (Fig. 3C) with discrete alteration evidence marked by sericite (and sometimes with plagioclase cumulates) is the most-indicated sample used for correlation. Copper mineralization at the Agua Rica deposit is most-often represented by covellite, but chalcopyrite and bornite are also presents as are chalcopyrite inclusions in magnetite (Fig. 3D). The Bajo de la Alumbrera deposit is marked by distinct intrusion events and also by different alteration levels. In this deposit, dacites are commonly present as altered biotites as are zoned plagioclase (Fig. 3E) and sericite. Some andesites occur with zoned plagioclase phenocrysts (Fig. 3F) showing reaction borders while others have altered quartz (Fig. 3G) and white mica formations. Sandstone lithoclasts in dacites (Fig. 3H) are also present but are not common. At Bajo de la Alumbrera, chalcopyrite is the most important copper sulfide and usually occurs associated with pyrite (Fig. 3I).

Sample	Lithology	Zone	Deposit	Sample	Lithology	Zone	Deposit
PAR-BA-010	Diorite	No alteration	AR	PAR-BA-035	Andesite	Potassic	BA
PAR-BA-018	Breccia	Hydrothermalized Potassic.	AR	PAR-BA-036	Dacite	Potassic	BA
PAR-BA-020	Breccia	Hydrothermalized Potassic	AR	PAR-BA-037	Dacite	Potassic	BA
PAR-BA-024	Breccia	Phyllic	AR	PAR-BA-038	Dacite	Potassic	BA

PAR-BA-028	Breccia	Phyllic	AR	PAR-BA-039	Dacite	Potassic	BA
PAR-BA-031	Andesite	Potassic	BA	PAR-BA-040	Andesite	Propilitic	BA
PAR-BA-032	Dacite	Potassic	BA	PAR-BA-041	Andesite	Propilitic	BA
PAR-BA-033	Andesite	Potassic	BA	PAR-BA-042	Andesite	Potassic	BA
PAR-BA-034	Andesite	Potassic	BA	-	-	-	-

Table 1. Analyzed samples

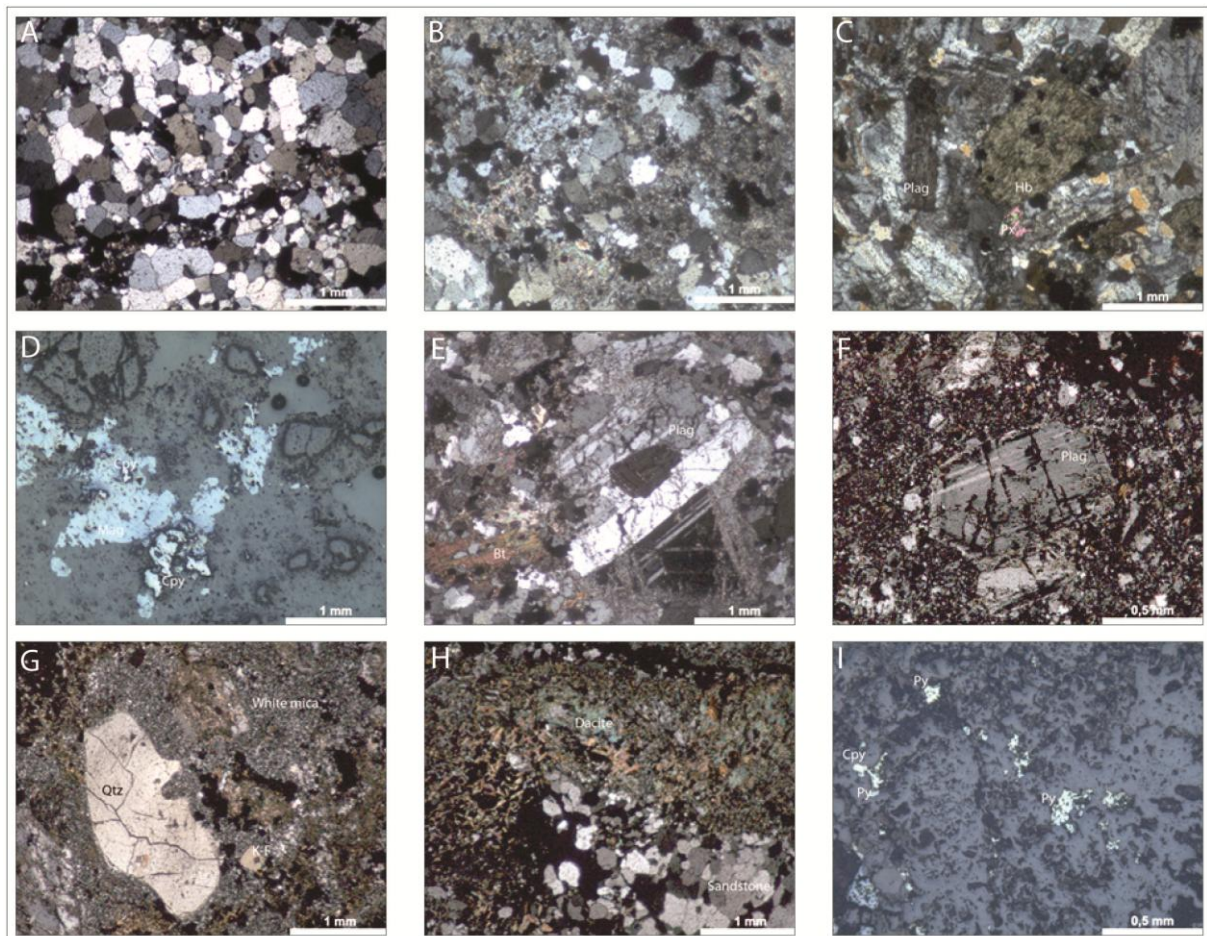


Figure 6: Microscopic textures. (A) Quartz-feldspar sandstone-fragment-rich breccia with metamorphic recrystallization with hydrothermal effects (sample PAR-BA-018, crossed polar); (B) Breccia rich in sandstone lithoclast with intense hydrothermal alteration (sample PAR-BA-020, crossed polar); (C) Diorite, with hornblende and plagioclase cumulate (sample PAR-BA-010, crossed polar); (D) Chalcopyrite inclusion in magnetite (sample PAR-BA-028); (E) Dacite showing altered biotite, zoned plagioclase and sericite (PAR-BA-032, crossed polar); (F) Plagioclase phenocryst with reaction border in andesite (sample PAR-BA-035, crossed polar); (G) Altered quartz and white mica in andesite (sample PAR-BA-034, crossed polar); (H) Sandstone lithoclast in dacite (sample PAR-BA-037, crossed polar); (I) Chalcopyrite and pyrite relations (sample PAR-BA-038).

3.2. Lead Isotopes

The Pb/Pb methodology was applied to both whole rock and sulfides, and the results are presented in a $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ graphic (Fig. 4). Whole-rock results are presented in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; the ratios range from 18.750 to 18.840 for breccias and the ratio is 18.596 for the diorite. High radiogenic ratios are presented by the Agua Rica breccia samples, and some of them are metamorphic sandstone-fragment-rich breccias; however at Bajo de la Alumbreira, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios range from 18.602 to 18.607. For both deposits, the $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ analyses from whole rocks indicate ratios between 15.600 and 15.693. The sample PAR-BA-010 is a diorite from the Agua Rica deposit and is used here to correlate with the Bajo de la Alumbreira samples. In the Bajo de la Alumbreira deposit, Pb isotope ratios are closer to each other than they are in Agua Rica (ranging from 15.607 to 15.622) and show a discrete enrichment trend in ^{207}Pb . Ratios of $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for Agua Rica range from 15.623 to 15.693 for breccias, and the ratio is 15.600 for a diorite. Finally, Pb isotope results are presented as $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and range from 38.640 to 38.440 for Agua Rica breccias, and the ratio is 38.564 for the diorite. The $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios for Bajo de la Alumbreira range from 38.564 to 38.659.

Lead isotopic techniques were also applied to sulfides from six samples from both deposits and are presented in the same figure. The analyzed sulfides of mineralized andesite and diorite present similar results to those of Agua Rica and Bajo de la Alumbreira and are close to those of the unmineralized and mineralized diorite and andesite (Fig. 4). This suggests the same source for mineralizing fluids and magma. The Pb sulfides data of the Bajo de la Alumbreira deposits fall outside of the range of andesites and diorite and are slightly more radiogenic. In the same diagram showing $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, the mineralized breccia and sulfide of mineralized breccias of the Agua Rica deposit show similar ratios and have larger contributions of radiogenic Pb than are seen for the andesite and diorite.

Sample	Type	Lithology	Deposit	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Error (%)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Error (%)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Error (%)
PAR-BA-010	WR	Diorite	AR	18.596	0.016	15.600	0.017	38.440	0.018
PAR-BA-010	S	Diorite	AR	18.675	0.014	15.640	0.016	38.677	0.018
PAR-BA-018	WR	Breccia	AR	18.816	0.008	15.623	0.009	38.640	0.008
PAR-BA-018	S	Breccia	AR	18.797	0.003	15.644	0.004	38.773	0.004
PAR-BA-020	WR	Breccia	AR	18.750	0.012	15.615	0.013	38.642	0.013
PAR-BA-020	S	Breccia	AR	18.817	0.014	15.655	0.017	38.819	0.021
PAR-BA-024	WR	Breccia	AR	18.811	0.013	15.634	0.013	38.747	0.012
PAR-BA-028	WR	Breccia	AR	18.864	0.013	15.693	0.014	38.954	0.016
PAR-BA-028	S	Breccia	AR	18.840	0.018	15.669	0.023	38.886	0.021
PAR-BA-031	WR	Andesite	BA	18.670	0.014	15.619	0.015	38.656	0.014
PAR-BA-032	WR	Dacite	BA	18.660	0.011	15.618	0.011	38.659	0.011
PAR-BA-033	WR	Andesite	BA	18.648	0.012	15.614	0.011	38.650	0.012
PAR-BA-033	S	Andesite	BA	18.710	0.005	15.634	0.005	38.762	0.006
PAR-BA-034	WR	Andesite	BA	18.631	0.009	15.612	0.010	38.630	0.009
PAR-BA-035	WR	Andesite	BA	18.655	0.014	15.622	0.014	38.674	0.015
PAR-BA-035	S	Andesite	BA	18.700	0.004	15.641	0.005	38.765	0.006
PAR-BA-036	WR	Dacite	BA	18.636	0.009	15.610	0.009	38.625	0.009
PAR-BA-037	WR	Dacite	BA	18.569	0.017	15.612	0.016	38.564	0.015
PAR-BA-038	WR	Dacite	BA	18.602	0.022	15.607	0.020	38.584	0.020
PAR-BA-039	WR	Dacite	BA	18.649	0.010	15.615	0.010	38.642	0.010
PAR-BA-040	WR	Andesite	BA	18.659	0.039	15.615	0.038	38.655	0.039
PAR-BA-041	WR	Andesite	BA	18.640	0.014	15.615	0.015	38.630	0.015
PAR-BA-042	WR	Andesite	BA	18.616	0.026	15.608	0.025	38.600	0.026

Table 2. Pb isotope data from whole rock (WR) and sulfide (S) samples of the Agua Rica (AR) and Bajo Alumbreira (BA) deposits.

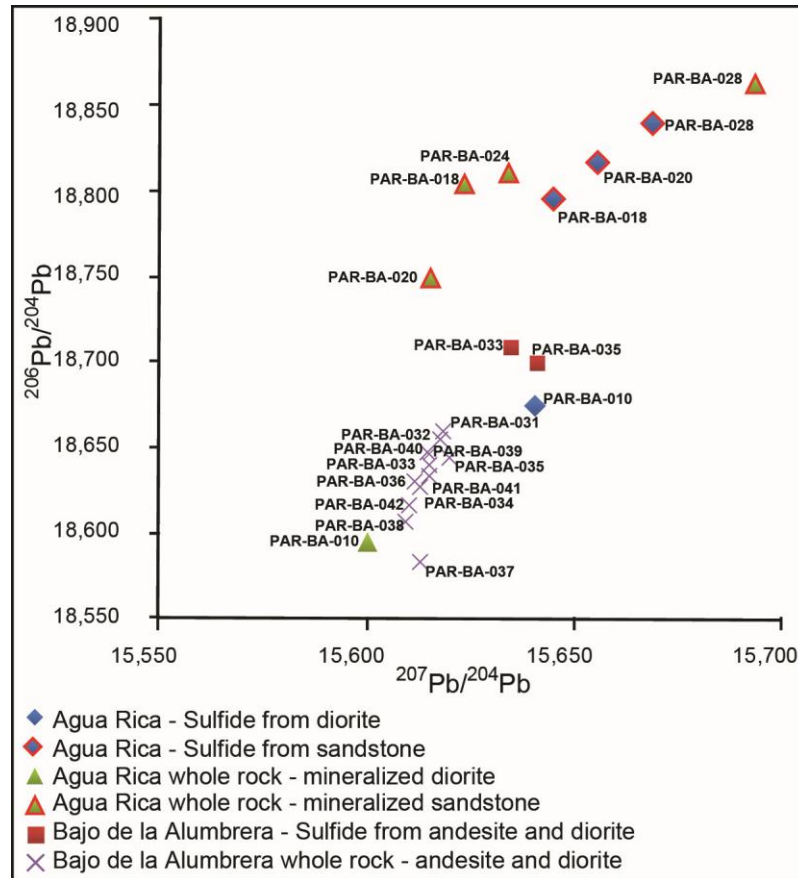


Figure 4: Diagram of lead-isotope samples from the Agua Rica and Bajo de la Alumbreira deposits.

3.3. Samarium, Neodymium and Strontium Isotopes

Whole-rock Isotope ratios of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for all igneous rocks and from both deposits range between 0.704105 and 0.708190. The sandstone-fragment-rich breccias present values between 0.707190 and 0.712935, but these samples also present more-representative hydrothermal alterations, which is detrimental to this technique. Most ϵNd values are plotted close to zero in the graphic. One sample presented a very negative value because of Sm-Nd mobility during hydrothermal processes; that value was excluded from data interpretation. Data are presented as initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $\epsilon\text{Nd}(t)$, and samples are identified according to the deposit.

Sample	Lithology	Deposit	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$	Error (%)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Sm}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Error (%)	$\epsilon\text{Nd}(0)^{**}$	$\epsilon\text{Nd}(t)^{***}$	TDM Ma ^{****}	fSm/Nd
PAR-BA-010	Diorite	AR	0.704105	0.0011	5.00	22.64	0.133	0.51288	0.0029	4.78	4.86	337	-0.32
PAR-BA-018	Breccia	AR	0.712935	0.0005	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PAR-BA-020	Breccia	AR	0.707190	0.0009	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PAR-BA-024	Breccia	AR	0.710548	0.0009	6.72	34.1	0.119	0.51268	0.0009	0.87	0.97	596	-0.40
PAR-BA-028	Breccia	AR	0.711293	0.0005	7.34	44.83	0.099	0.51261	0.0014	-0.55	-0.42	589	-0.50
PAR-BA-031	Andesite	BA	0.706402	0.0010	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PAR-BA-032	Dacite	BA	0.706485	0.0004	2.76	13.16	0.127	0.51263	0.0047	-0.08	0.01	730	-0.35
PAR-BA-033	Andesite	BA	0.707561	0.0012	5.26	26.14	0.122	0.51259	0.0034	-0.94	-0.84	760	-0.38
PAR-BA-034	Andesite	BA	0.708190	0.0006	3.90	20.52	0.115	0.51258	0.0034	-1.16	-1.06	727	-0.42
PAR-BA-035	Andesite	BA	0.706314	0.0012	4.17	20.95	0.120	0.51284	0.0041	3.93	4.03	360	-0.39
PAR-BA-036	Dacite	BA	0.706457	0.0011	3.79	19.06	0.120	0.51196	0.0015	-13.20	-13.1	1754	-0.39
PAR-BA-037	Dacite	BA	0.706247	0.0012	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PAR-BA-038	Dacite	BA	0.706223	0.0007	4.51	21.32	0.128	0.51270	0.0028	1.14	1.22	632	-0.35
PAR-BA-039	Dacite	BA	0.706298	0.0019	5.13	25.1	0.124	0.51267	0.0043	0.70	0.8	639	-0.37
PAR-BA-040	Andesite	BA	0.705196	0.0008	4.23	20.12	0.127	0.51289	0.0067	5.01	5.09	295	-0.35
PAR-BA-041	Andesite	BA	07073300	0.0010	4.08	18.89	0.131	0.51296	0.0030	6.23	6.32	199	-0.33
PAR-BA-042	Andesite	BA	0.706058	0.0010	4.87	22.46	0.131	0.51270	0.0030	1.30	1.38	641	-0.33

Table 3. Sr and Sm-Nd isotope data from samples of the Agua Rica (AR) and Bajo de la Alumbreira (BA) deposits.

* Sr ratios normalized to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, fitted to bias based on the SrCO_3 NBS-987 using $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$.

** Calculated assuming $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ today = 0.512638 with data normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.72190$. Epsilon Nd(0) = $((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}[\text{sample, now}]/0.512638) - 1) \times 10^4$.

*** End(t) = $((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}[\text{sample, t}]/^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}[\text{CHUR, t}] - 1) \times 10^4$.

**** Calculated following the model of DePaolo (1981).

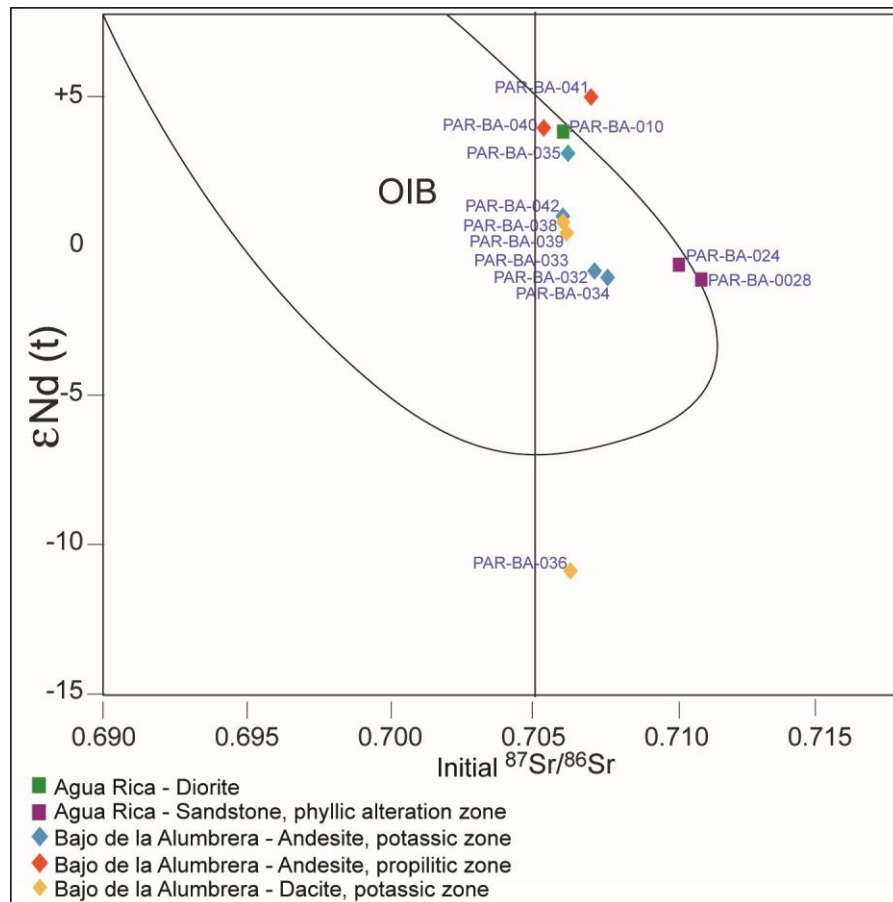


Figure 5: Strontium and εNeodymium isotope diagram with the samples of the Bajo de la Alumbreira and Agua Rica deposits (see text for explanation).

We recognize three groups of samples in the diagram εNd(t) versus ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_{initial} (Fig. 5). The first group is composed of those samples with a lower ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio (0.704-0.705) and higher/positive εNd(t) values (+4.03 to +6.32). They comprise the Agua Rica Diorite, Bajo de la Alumbreira andesites in the propylitic zone and one andesite in the potassic zone. The second group is made up of the Bajo de la Alumbreira Dacites and Andesites of the potassic zone that display εNd (t) values that are slightly positive to negative (+1.22 to -1.0), T_{DM} model ages between 632 and 760 Ma and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr values of 0.7052 to 0.7076. They have a signature with a fractionation of the Sm-Nd isotopes. On other hand the samples of breccias in the phyllic zone from the Agua Rica deposit that belong to a third group; these have T_{DM} model ages close to 600 Ma and larger amounts of radiogenic Sr (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_{initial} = 0.710 to 0.711).

4. Discussion of results

Distinct intrusive lithologies occur at the Bajo de la Alumbrera and Agua Rica deposits. The main intrusions at Bajo de la Alumbrera include andesites with high-K calc-alkaline compositions (Guilbert, 1995; Ulrich and Henrich, 2001; Proffett, 2003), whereas at Agua Rica, deposits include stocks of diorite and andesite porphyries and breccias (Koukharsky and Mirré, 1976), as well as hydrothermal breccias (Landtwing et al., 2002) and breccia-fragment-rich metamorphic sandstones. The Agua Rica deposit presents a more effective hydraulic process and presents important ore grades hosted in breccias and enriched in copper during epithermal processes. Significant presence of covellite at the Agua Rica deposit is a clue that suggests a sulfur-rich system or a high-sulfidation state (Barton, 1970) in an epithermal environment with post-porphyry intrusions. Nevertheless, the Bajo de la Alumbrera deposit has important copper grades related to chalcopyrite minerals and presents evenly distributed alteration halos that form a classical porphyry deposit. Besides these differences between both deposits, some important similarities are presented by the isotope data. First of all, the Pb isotopes show a clear distinction between the igneous rocks of both deposits and the breccias of the Agua Rica Deposit. In the first group, the fields of barren and mineralized andesites and diorites show that these rocks have the same Pb source (Fig. 4) that is related to the Andean magmatism. However, the sulfides of Bajo de la Alumbrera (red square in the Fig. 4) are somewhat more radiogenic, indicating that some crustal Pb was incorporated during the mineralization process and was promoted by fluid circulation. On other hand, the mineralized breccias and their sulfides show similar behavior for the isotope Pb and show a larger contribution of radiogenic Pb. Most Pb was therefore from the older crust (likely the Paleozoic crust) and was incorporated into Cu and Mo mineralization during the hydrothermal process.

The Sr and Nd isotopes can provide very important clues about the sources of magma. In fig. 6, the relationships between the three recognized groups are as follows. (i) Group I shows a typical pattern of juvenile rocks accreted during the Andean orogenesis, as these samples have low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratios and high positive $\epsilon\text{Nd}(t=10\text{Ma})$ values. They are the source for Pb of mineralized and unmineralized magmatic rocks described for the Agua Rica and Bajo de la Alumbrera. It is also important to note that propylitized andesite of the Bajo de la Alumbrera deposit still maintains its original isotopic signature even after the hydrothermal process. One sample of dacite altered by the potassic process has similar behavior to that of the diorite of the Agua Rica deposit and the propylitized andesite of the Bajo de la Alumbrera deposit. (ii) Group II shows samples of dacite and andesite that were altered by potassic processes and which have slightly positive to negative $\epsilon\text{Nd}(t)$ values, T_{DM} model ages of

between 632 and 760 Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of 0.7052 to 0.7076, and some crustal contamination. The process of crustal contamination is not homogeneous because the analyzed andesite samples of the potassic zone range from $\epsilon\text{Nd}(t)$ positive (+6.32) to negative values (-1.06).

(iii) Group III shows breccias in the phyllic zone from the Agua Rica deposit with T_{DM} model ages close to 600 Ma. Most radiogenic Sr samples ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{initial}} = 0.710$ to 0.711) have a distinct isotope signature that also suggests a crustal component.

In fig. 6, we plot the analyzed sample in a diagram showing $\epsilon\text{Nd}(t)$ versus $f\text{Sm}/\text{Nd}$. Most analyzed samples fall in the field of Andean Igneous Rocks; exceptions are sample PAR-BA-036, which is a dacite of the potassic zone, and PAR-BA-028, which is a breccia that has anomalous behavior. Based on this figure, we can also observe that the samples of Group II and III present some contamination by the earlier Paleozoic crust (but in different proportions), whereas the Group I samples have a typical juvenile signature.

Sulfide samples in both deposits are more radiogenic than whole rock samples. This could be interpreted as caused by enrichment during mineralization processes that resulted from interaction with wall rocks and fluid circulation. The ϵNd and isotopic Sr whole-rock data fall in the OIB field but with a differentiation trend that is close to zero, indicating a discrete crustal interaction. However, the breccias present a higher crustal interaction, which is explained by significant metamorphic sandstone fragments. Petrographic properties and isotopic characteristics provide a linkage between alteration grade and radiogenic content. Samples with higher levels of inherited clastic material (from Paleozoic wall-rocks) present an isotopic pattern that is enriched in radiogenic Pb and that has higher Sr and slightly negative ϵNd values.

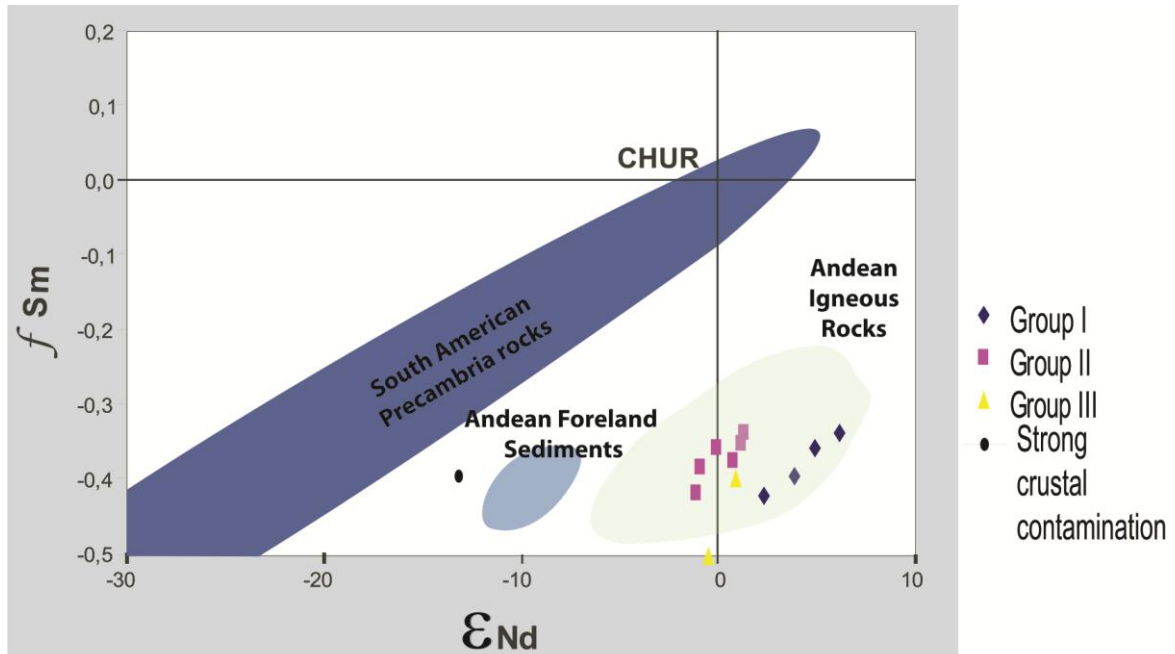


Figure 6: fSm-Nd versus ϵ Nd diagram with the analyzed samples of BA and AR deposits.

The fields for Precambrian rocks and Andean Forelands sediment are taken from MacDaniel et al. (1997), whereas the fields for Andean Igneous rocks (including those in this study) are modified after MacDaniel et al. (1997).

5. Conclusions

The Farralon Negro volcanic Complex lies within a flat slab setting (Barazangi and Isacks, 1976; Kay et al., 1988; Kay and Abbruzzi, 1996; Kay and Mpodozis, 2002). For this reason, a higher crustal contribution was expected for the related deposits from Bajo de la Alumbrera and Agua Rica. WR and sulfide isotope studies combined with petrographic analyses on barren and mineralized intrusive and extrusive rocks of both deposits suggest a slightly crustal contribution. Based on Sr and ϵ Nd isotope data, we divided the analyzed samples into three distinct groups, in which the main petrological characteristics are those of OIB (Ocean Island Basalts). The sulfides are somewhat more radiogenic than the source rocks due to interactions between the magmatic fluid and the wall rocks.

The isotope results indicate a lower crustal interaction than was expected for a flat slab area. A good reason for this could be the regional lineament of the Easter Hot Line (Bonatti et al., 1977) (as explained above) that allowed for magma uplift in a corridor through the crust (Urreiztieta et al., 1993) and formed these deposits at shallow depths. Another reason to consider is that the deposits were formed at shallow depths using the porphyry-subtype criteria (Singer et al., 2005). These criteria provide information that suggests that gold-rich

porphyry copper deposits are usually formed at a shallower depth than are molybdenum-rich deposits and that the Cu-Au-Mo subtype deposits are formed at intermediate depths (Singer et al., 2005). Based on the isotope data, it is possible to suggest that Bajo de la Alumbrera and Agua Rica could have a similar magma source for porphyries and also a similar ore source with discrete crustal contamination. Future studies that apply lead both to more sulfide samples and to stable isotopes could provide data to underpin the suggestion that there is a correlation between these important porphyry deposits.

References

- Aceñolaza, F. G., Toselli, A. J. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste argentino. II Congreso Latinoamericano de Geología (Caracas), Actas 2, 755-763.
- Baldo, E. G., Casquet, C. y Galindo, C. 1995. El metamorfismo de la Sierra Chica de Córdoba (Sierras Pampeanas) Argentina. *Geogaceta*, 19, 51-54.
- Baker, P. E., Gonzalez-Ferran, O. Rex, D.C. (1987) Geology and geochemistry of the Ojos del Salado volcanic region, Chile. *J. Geol. Soc. London*, 144, 85-96.
- Barazangi, M., Isacks, B. L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4, 686-692.
- Barton, P. B., Jr. 1970. Sulfide Petrology. *Mineralog. Soc. America Special Paper*, 3, 187-198.
- Bonatti, E., Harrison, C. G. A., Fisher, D. E., Honnorez, J., Schilling, J. –G., Stipp, J. J., Zentilli, M. 1977. Easter Volcanic Chain (Southeast Pacific): A mantle hot line. *Journal of Geophysical Research*, 82(17), 2457-2478.
- Caelles, J. C., Clark, A. H., Farrar, E., McBride, S. L., Quirt, S. 1971. Potassium-argon ages of porphyry copper deposits and associated rocks in the Farallón Negro-Capillitas district, Catamarca, Argentina. *Economic Geology*, 66, 961-964.
- Chernicoff, C. J., Richards, J. P., Zappettini, E. O. 2002. Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern Argentina: geological, geophysical, and remote sensing evidence. *Ore Geology Reviews*, 21, 127-155.
- DePaolo, D.J., 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *J. Geophys. Res.* 86, 10470-10488.

- Franchini, M., Impiccini, A., Schalamuk, I. B., Ríos, J., O'Leary, M. S. 2005. El depósito de Cu-Mo-Au Agua Rica, Catamarca: Mineralogía y petrografía de las alteraciones en la sección transversal N 6969400. *Actas del XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata*. 2, 319-326.
- Guilbert, J. M. 1995. Geology, alteration, mineralization and genesis of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Catamarca Province, Argentina. *Arizona Geological Society Digest*, 20, 646-656.
- González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Asociación Geológica Argentina*, 5(3), 81-110.
- Halter, W. E., Heinrich, C. A., Pettke, T. 2005. Magma evolution and the formation of porphyry Cu-Au ore fluids: evidence from silicate and sulfide melt inclusions. *Mineralium Deposita*, 39, 845-863.
- Halter, W. E., Baina, N., Beckera, K., Heinrich, C. A., Landtwing, M., Vonquadt, A., Clark, A. H., Sasso, A. M., Bissig, T., Tosdalc, R. M. 2004a. From andesitic volcanism to the formation of a porphyry Cu-Au mineralizing magma chamber: the Farallón Negro Volcanic Complex, northwestern Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 1-30.
- Halter, W. E., Heinrich, C. A., Pettke, T. 2004b. Laser-ablation ICP-MS of silicate and sulfide melt inclusions in an andesitic complex I: analytical approach and data evaluation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147, 385-396.
- Halter, W. E., Heinrich, C. A., Pettke, T. 2004c. Laser-ablation ICP-MS of silicate and sulfide melt inclusions in an andesitic complex II: evidence for magma mixing and magma chamber evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147, 397-412.
- Harris, A., Bryan, S. E., Holcombe, R. J. 2006. Volcanic setting of the Bajo de la Alumbrera porphyry Cu-Au deposit, Farallón Negro Volcanics, Northwest Argentina. *Economic Geology*, 101, 71-94.
- Harris, A. C., Golding, S. D., White, N. C. 2005. Bajo de la Alumbrera copper-gold deposit: Stable isotope evidence for a porphyry-related hydrothermal system dominated by magmatic aqueous fluids. *Economic Geology*, 100, 863-886.
- Hedenquist, J. W., Lowenstern, J. B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370, 519-527.
- Isacks, B. L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93, 3211-3231.
- Jezek, P. 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana. In: F.G. Aceñolaza, H. Miller y A.J. Toselli (eds) *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. Universidad Nacional de Tucumán, Argentina, Serie Correlación Geológica, 4, 9-36.

- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 260, 737-764.
- Kay, S. M., Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca Plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*. 15, 39-57.
- Kay, S. M., Abbruzzi, J. M. 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30°S and 32°S. *Tectonophysics*, 259, 15-28.
- Kay, S.M, Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., Gordillo C. E. 1988. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28 ° and 33 ° S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences*,1, 21-38.
- Koukharsky, M., Mirré, J. C. 1976. Mi Vida prospect: A porphyry copper-type deposit in northwestern Argentina. *Economic Geology*, 71, 849-863.
- Landtwing, M., Dillenbeck, E. D., Leak, M. H., Heinrich, C. A. 2002. Evolution of the breccia-hosted porphyry Cu-Au-Mo deposit at Agua Rica, Argentina: Progressive unroofing of a magmatic hydrothermal system. *Economic Geology*, 97,1273- 1292.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M., 1995. Tectónica y magmatismo en el límite Pérmico- Triásico de la Cordillera Frontal. Segunda Reunión del Triásico del Cono Sur, Bahía Blanca, 2, 22-26.
- Llambias, E. J. 1970. Geología de los Yacimientos Mineros Agua de Dionisio, Prov. de Catamarca, Rep. Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 1, 2-32.
- Llambías, E. J. 1972. Estructura del grupo volcánico Farallón Negro, Catamarca, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 27, 161-169.
- Lira, R., Millone, H.A., Kirschbaum, A.M. y Moreno, R.S., 1997. Magmatic calc-alkaline granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, Central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10(2), 157-178.
- MacDaniel, D. K., McLennan, S.M. and Hanson, G. N. 1997. Provenance of Amazon fan model muds: Constrains from Nd and Pb isotopes, in Flood, R.D. et al. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 155: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, 169-176.
- Patchett, P.J., Ruiz, J., 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 523–528.

- Perelló, J., Rojas, N., Devaux, C., Fava, L., Etchart, E., Harman, P. 1998. Discovery of the Agua Rica porphyry Cu-Mo-Au deposit, Catamarca province, northwestern Argentina, Part II: Geology: Australian Mineral Foundation Symposium, Perth, Proceedings, 117-132.
- Proffett, J. M. 2003. Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Argentina. *Economic Geology*, 98,1535-1574.
- Ramos, V. A., Cristallini, E. O., Pérez, D. J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 59-78.
- Ramos, V. A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. in: Caminos, R. (Eds.), *Geología Argentina*. Buenos Aires, Argentina. pp. 41-96.
- Rapela, C. W., Casquet, C., Baldo, E., Dahlquist, J., Pankhurst, R. J., Galindo, C., Saavedra, J. 2001. Las orogénesis del Paleozóico Inferior en la margen protoandino del America del Sur, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 27, 23-41.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., Fanning, C.M. 1998. The Pampean orogeny of the southern proto-Andes: evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: R.J. Pankhurst y C.W. Rapela (eds) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society (London) Special Publication, 142, 181-217.
- Rapela, C. W., Llambías, E., 1999. El magmatismo Gondwánico y los ciclos fanerozoicos. *Geología del Territorio Argentino*. in: Caminos, R. (Eds.), *Geología Argentina*. Buenos Aires, Argentina. pp. 373-376.
- Rapela, C. W., Coira, B., Toselli, A. J., Llambías, E. J. 1999. Sistema Famatiniano de las Sierras Pampeanas y magmatismo eopaleozoico de las Sierras Pampeanas, de la Cordillera Oriental y Puna. In Miró, R. C. *Geología del Territorio Argentino*. pp. 145-158.
- Rapela, C. W., Coira, B., Toselli, A., Saavedra, J. 1992. The Lower Paleozoic magmatism of southwestern Gondwana and the evolution of the Famatinian orogene. *International Geology Review*, 34(11),1081-1142.
- Roco, R., Koukharsky, M. 1999. El pórfido de Cu-Mo Agua Rica y las manifestaciones epitermales asociadas. in: Zappettini, E. O. (Eds), *Recursos Minerales de la Republica Argentina*. Buenos Aires, Argentina. pp. 1479-1492.
- Roy, R., Cassard, D., Cobbold, P. R., Rossello, E. A., Billa, M., Bailly, L., Lips, A. L. W. 2006. Predictive mapping for copper-gold magmatic hydrothermal systems in NW Argentina: Use of a regional-scale GIS, application of an expert-guided data-driven approach, and comparison with results from a continental-scale GIS. *Ore Geology Reviews*, 29, 260-286.

- Sasso, A. M. 1997. Geological evolution and metallogenetic relationships of the Farallon Negro volcanic complex, NW Argentina. Kingston, Ontario. 843p. PhD thesis, Queen's University.
- Sasso, A. M., Clark, A. H. 1998. The Farallón Negro Group, northwest Argentina: magmatic, hydrothermal and tectonic evolution and implications for Cu-Au metallogeny in the Andean back-arc. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 34, 8–17.
- Sillitoe, R.H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, 67, 184–197.
- Sillitoe, R. H. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105, 3–41.
- Singer, D. A., Berger, I. V., Menzie, D. W., Berger, B. R. 2005a. Porphyry Copper Deposit Densit. *Economic Geology*, 100, 491-514.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Takanori, N., Fujimaki, H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M., Dragusanu, C., 2000. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology* 168, 279-281.
- Turner, J.C.M., 1962, *Estratigrafa de la region al naciente de la Laguna Blanca (Catamarca): Direccion Nacional del Servicio Geologico*, 71 p.
- Ulrich, T., Heinrich, C. A. 2001. Geology and Alteration Geochemistry of the Porphyry Cu-Au Deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology*, 96, 1719-1742.
- Urreiztieta, M., Rosello, E.A., Gapais, D., LeGorve, C., Cobbold, P.R., 1993. Neogene dextral transpression at the southern edge of the Altiplano-Puna (NW Argentina). II International Symposium on Andean Tectonics, Oxford. Editions de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-mer, Paris, pp. 267– 269.

CAPÍTULO III

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Complexo vulcânico Farallón Negro está disposto na zona do *flat slab* da subducção da Placa de Nazca (Barazangi & Isacks, 1976; Kay *et al.*, 1988; Kay & Abbruzzi, 1996; Kay & Mpodozis, 2002), por essa razão, uma contribuição crustal mais significativa era esperada para os depósitos de Bajo de la Alumbrera e Água Rica. Com os estudos de rocha total e sulfetos e realizados, combinados com estudos petrográficos nas rochas extrusivas e intrusivas, tanto mineralizadas quanto estéreis, foi possível perceber uma contribuição crustal discreta. Assim, baseado em dados de isótopos de Sr e ϵ Nd, foi possível subdividir as amostras em três distintos grupos, entretanto, percebeu-se que a principal característica petrológica é a afinidade com OIB – *Ocean Island Basalts* (Basaltos de ilhas oceânicas). Os sulfetos apresentaram mais radiogênicos do que as rochas hospedeiras, o que pode ser devido a interação entre os fluidos magmáticos e as rochas encaixantes.

O fato de os dados isotópicos mostrarem uma baixa interação crustal, do que o esperado para os depósitos, pode ser explicado com base no lineamento regional da “*Easter Hot Line*” (Bonatti *et al.*, 1977), o que permitiria a subida do magma por meio de um corredor pela crosta (Urreiztieta *et al.*, 1993), formando estes depósitos relativamente rasos. Um critério que pode ser utilizado para definir que se trata de depósitos formados a pequena profundidade é o de subtipos de pórfiros (Singer *et al.*, 2005). Esse critério explica que depósitos de Cu-pórfiro rico em Au são formados em zonas mais rasas do que os ricos em Mo, e sendo o subtipo Cu-Au-Mo pórfiro formado a profundidades intermediárias. Sendo assim, baseado em dados isotópicos, é possível sugerir que Bajo de la Alumbrera e Água Rica poderiam ter uma fonte magmática similar para as intrusões pórfiras, bem como para a fonte do minério, com discreta contaminação crustal.

Trabalhos futuros aplicados em mais amostras de sulfeto, bem como a utilização de isótopos estáveis, poderão agregar mais dados para embasar a sugestão de correlação entre estes importantes depósitos minerais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barazangi, M., Isacks, B. L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4, 686-692.
- Bonatti, E., Harrison, C. G. A., Fisher, D. E., Honnorez, J., Schilling, J. -G., Stipp, J. J., Zentilli, M. 1977. Easter Volcanic Chain (Southeast Pacific): A mantle hot line. *Journal of Geophysical Research*, 82(17), 2457-2478.
- Kay, S. M., Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca Plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*. 15, 39-57.
- Kay, S. M., Abbruzzi, J. M. 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30°S and 32°S. *Tectonophysics*, 259, 15-28.
- Kay, S.M, MaksaeV, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., Gordillo C. E. 1988. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28 ° and 33 ° S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences*,1, 21-38.
- Singer, D. A., Berger, I. V., Menzie, D. W., Berger, B. R. 2005a. Porphyry Copper Deposit Densit. *Economic Geology*, 100, 491-514.
- Urreiztieta, M., Rosello, E.A., Gapais, D., LeGorve, C., Cobbold, P.R., 1993. Neogene dextral transpression at the southern edge of the Altiplano-Puna (NW Argentina). II International Symposium on Andean Tectonics, Oxford. Editions de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-mer, Paris, pp. 267– 269.