

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

BEATRIZ CUNHA DOS SANTOS

**METALOGÊNESE DO DEPÓSITO AURÍFERO DE GÓMEZ PLATA,
CORDILHEIRA CENTRAL, COLÔMBIA**

MANAUS
2023

Beatriz Cunha dos Santos

**METALOGÊNESE DO DEPÓSITO AURÍFERO DE GÓMEZ PLATA,
CORDILHEIRA CENTRAL, COLÔMBIA**

Trabalho de dissertação apresentado à
Universidade Federal do Amazonas, como parte
das exigências do Programa de Pós-Graduação em
Geociências, para obtenção do título de Mestre em
Geociências.

ORIENTADORA: PROFA. DRA. MARTA
EDITH VELÁSQUEZ DAVID
CO-ORIENTADOR: PROF. DR. CARLOS
ALEJANDRO SALAZAR

MANAUS
2023

Ficha Catalográfica

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

S237m Santos, Beatriz Cunha dos
Metalogênese do depósito aurífero de Gómez Plata, Cordilheira Central, Colômbia / Beatriz Cunha dos Santos . 2023
108 f.: il. color; 31 cm.

Orientadora: Marta Edith Velásquez David
Coorientador: Carlos Alejandro Salazar
Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Amazonas.

1. Metalogênese. 2. Vaios de Quartzo. 3. Depósito Aurífero Polimetálico. 4. Fluidos Hidrotermais Tardemagmáticos. I. David, Marta Edith Velásquez. II. Universidade Federal do Amazonas III. Título

BEATRIZ CUNHA DOS SANTOS

METALOGÊNESE DO DEPÓSITO AURÍFERO DE GÓMEZ PLATA,
CORDILHEIRA CENTRAL, COLÔMBIA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geociências, área de concentração em Geociências.

Aprovada em: 18 de abril de 2023.

BANCA EXAMINADORA



Documento assinado digitalmente
MARTA EDITH VELASQUEZ DAVID
Data: 05/06/2023 11:34:21-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof.^a Dr.^a Marta Edith Velásquez David, Presidente.
Universidade Federal do Amazonas, PPGEO

Carlos Marcello Dias

Digitally signed by: Carlos Marcello Dias
Fernandes:51810620244
Reason: I am approving this document

Fernandes:51810620244

Email: cmdf@ufpa.br
Date: 05/06/2023 11:17:24 -03'00'

Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes, Membro.
Universidade Federal do Pará, IGC

Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros, Membro.
Universidade de São Paulo, IGC

AGRADECIMENTOS

Inicialmente, sou imensamente agradecida pela oportunidade de conhecer e desbravar um país tão rico e que me recebeu de braços abertos com sua cultura para a realização desse estudo, não me canso de falar o quanto a Colômbia é um país incrível, tanto em sua geologia quanto ao seu povo.

Uma gratidão eterna a minha orientador Dra. Marta Edith Velásquez David e ao meu co-orientador Dr. Carlos Alejandro Salazar, que além de pacientes, sempre mostraram uma grande disposição em me ajudar e orientar de um jeito que, sempre me impulsionaram a continuar trabalhando e continuar no caminho certo durante o aprendizado do mestrado, além de orientadores, sempre serão grandes amigos.

A FAPEAM pelo fomento a pesquisa e os recursos que foram essenciais na elaboração dessa pesquisa. A empresa Morocota Gold S.A. que nos recebeu em sua mina e permitiu a elaboração do estudo em seus locais de extração. Ao Geólogo Jack King e sua esposa Eliana que nos acompanharam durante a etapa de campo nos túneis da empresa. Aos geólogos do Serviço Geológico Colombiano (SGC) pelo acompanhamento e receptividade durante a etapa de campo e preparação de amostras.

Aos professores do departamento de Geociências da UFAM e ao PPGGEO pela sua disponibilidade em sempre auxiliar.

Ao IGCE (UNESP – Rio Claro) pela agilidade ao uso do laboratório de Microsonda eletrônica, e ao IGC – USP pela disponibilidade e acompanhamento no laboratório de Inclusões Fluidas.

Aos meus familiares pelo apoio incondicional, aos meus amigos geólogos Albert Reis, Eloyze Alfaia e Larissa Rolim (“Sala da pós”) pelo alívio nos momentos cansativos. Ao meu amigo Geólogo Silvio Monteiro, meu companheiro de laboratório, meu eterno agradecimento pela presença e discussões geológicas. Ao meu parceiro Lucas Silva por me incentivar todos os dias a ser minha melhor versão. Aos amigos que fiz em Manaus, (Ju, Carol, Felipe), meu eterno agradecimento a todos vocês.

RESUMO

Na Colômbia, a exploração mineral aurífera representa uma das fontes mais importantes para a economia do país. A caracterização destes depósitos ainda é escassa e representa um desafio no avanço do conhecimento geológico e exploratório. Os Andes colombianos possuem uma história geodinâmica que é resultado da geração de magmatismo cálcio-alcálico na margem pacífica, que ocorre desde o jurássico, com acreção de terrenos, desenvolvimento de metamorfismo barroviano, termal, e de alta pressão, assim como instalação de zonas de cisalhamento e migração de fluidos. Em tal cenário, foram gerados importantes depósitos auríferos. Alguns dos mais importantes depósitos estão hospedados em rochas encontradas no distrito metalogenético de Antioquia, como o Batólito Antioqueño. Este corpo está localizado na porção norte da Cordilheira Central dos Andes, a oeste do sistema de falhas Otú-Palestina (Pericos), sendo o único corpo intrusivo de idade cretácea reconhecido na Cordilheira Central. O batólito Antioqueño é composto por 5 corpos satélites intrusivos principais, os stocks de Altavista, San Diego, La Culebra, La Unión e o Batólito de Ovejas. Tais plútons foram formados por pelo menos quatro pulsos magmáticos, sendo os três primeiros pré-colisionais durante o Cretáceo superior datados por U-Pb em zircão em (95-87 Ma, 89-82 Ma e 81-72 Ma), e o último pós-colisional durante o Paleoceno (~63-58 Ma). Sendo este último pulso correlacionável a outros plútons localizados ao sul da Cordilheira Central como os plútons de Hatillo, Manizales, El Bosque, Norcásia, Sonsón, e ao norte, o batólito Santa Marta e o stock de Parashi, na margem Caribe. Em geral, o Batólito Antioqueño é formado por rochas que variam de composição granítica a granodiorítica com exceção do stock de San Diego que é um gabro. Estes corpos são intrudidos por diques e veios hidrotermais tardemagmáticos que são os principais responsáveis pela mineralização neste distrito aurífero. Na região de Gomez Plata, a aproximadamente 200km de Medellin, está localizada a jazida aurífera Mocorongo, está constituída por granodiorito intrudido por veios e quartzo e com minerais de ganga sendo os principais os sulfetos de ferro (pirita), de cobre (calcopirita), além de Chumbo (galena), zinco (esfalerita), óxidos de ferro (magnetita e hematita) e ouro como minerais subordinados. Estes veios teriam sido formados em vários pulsos pois se observam pelo menos três gerações de quartzo, e são controlados por um sistema de cisalhamento principal com atitude variando no intervalo 250°-70° a 110°-290° e mergulhos entre 57°-84°, estrutura que mantém orientação similar ao sistema de falhas que controla o Rio Nús. A deformação associada a esta estrutura é do tipo protocataclástica, a qual

está registrada principalmente como deslizamento planar e fraturamento no quartzo, mostrando que a zona de cisalhamento foi reativada após a formação dos veios. Esses mecanismos de *strain* são indicativos de que os veios foram formados em níveis rasos da crosta superior (em torno de 4 a 6 km de profundidade). Esta estrutura de cisalhamento foi interpretada como subordinada e conjugada ao sistema de cisalhamento regional Otú-Pericos-Palestina. O granodiorito que hospeda os veios que constituem a jazida exibe evidências de alteração potássica, sericítica e propilítica as quais na proximidade dos veios do minério foi obliterada por halos restritos de alteração hidrotermal de tipo sericítica mais proximal, e clorítica mais distal. Tendo em vista que no depósito Mocarongo a clorita e o epidoto estão relacionados espacialmente a zonas de halos hidrotermais, e que conforme as características petrográficas, indicam que, parte das cloritas do depósito cristalizaram durante a fase principal deste processo a partir de biotita e anfibólio na rocha hospedeira. Com base na termobarometria, foram calculadas temperaturas entre 293,44°C e 329,89°C para a zona de alteração hidrotermal. As inclusões fluidas aquosas de temperatura de homogeneização e salinidade na faixa modal de 158 a 300 °C (média de 220 ± 32 °C; desvio padrão de 1σ; n = 93), com maior frequência de picos máximos entre 226 e 253 °C e equivalentes a NaCl de 2 a 15% (mass%), respectivamente e inclusões fluidas aquo-carbônicas com temperaturas de dissolução do clatrato variando de 7.3°C a 7.7°C e temperaturas de homogeneização entre 185.8°C a 241.8°C, implicando que a fase carbônica poderia estar relacionado as mesmas condições de confinamento que as fase aquosa. Quando relacionados em gráfico de P-T, observa-se uma isócora com temperatura entre 300°C pressão de 2.4 Kbar, correspondente a aproximadamente 24km de profundidade, essa pressão pode estar relacionada as variações de pressão dirigida que a rocha foi condicionada durante a evolução do fluido hidrotermal. Essas características físico-químicas sugerem que fluidos pós-magmáticos ao serem canalizados em fraturas regionais, obtiveram diminuição da temperatura, interação fluido-rocha (*boiling*) e a mistura de fluidos meteóricos causados pelo fraturamento inicial e no decorrer da migração dos fluidos, estes fatores fortes engajadores para a precipitação do ouro em fluidos supersaturados.

Palavras-chave: Metalogênese, veios de quartzo, depósito aurífero polimetálico, fluidos hidrotermais tardemagmáticos.

ABSTRACT

In Colombia, gold mining represents one of the most important sources for the country's economy. The characterization of these deposits is still scarce and represents a challenge in advancing geological and exploratory knowledge. The Colombian Andes have a geodynamic history resulting from the generation of calc-alkaline magmatism on the Pacific margin, which has occurred since the Jurassic period, with accretion of terrains, development of Barrovian, thermal, and high-pressure metamorphism, as well as installation of shear zones and fluid migration. In such a scenario, important gold deposits were generated. Some of the most important deposits are hosted in rocks found in the metallogenic district of Antioquia, such as the Antioqueño Batholith. This body is in the northern portion of the Central Andes, west of the Otú-Palestina (Pericos) fault system, being the only Cretaceous intrusive body recognized in the Central Andes. The Antioqueño Batholith is composed of 5 main intrusive satellite bodies, the Altavista, San Diego, La Culebra, La Unión and the Ovejas Batholith. Such plutons were formed by at least four magmatic pulses, the first three pre-collisional during the Upper Cretaceous dated by U-Pb in zircon at (95-87 Ma, 89-82 Ma, and 81-72 Ma), and the last post-collisional during the Paleocene (~63-58 Ma). The latter pulse is correlatable with other plutons located to the south of the Central Andes such as the Hatillo, Manizales, El Bosque, Norcásia, Sonsón, and to the north, the Santa Marta Batholith and the Parashi stock, on the Caribbean margin. In general, the Antioqueño Batholith is composed of rocks ranging from granitic to granodioritic composition, except for the San Diego stock, which is a gabbro. These bodies are intruded by late-magmatic hydrothermal dikes and veins, which are mainly responsible for mineralization in this gold district. In the Gomez Plata region, approximately 200 km from Medellin, the Mococongo gold deposit is located, consisting of granodiorite intruded by quartz veins and gangue minerals, mainly iron sulfides (pyrite), copper (chalcopyrite), lead (galena), zinc (sphalerite), iron oxides (magnetite and hematite) and gold as subordinate minerals. These veins would have been formed in several pulses since at least three generations of quartz are observed and are controlled by a main shear system with attitudes varying in the range of 250° - 70° to 110° - 290° and dips between 57° - 84° , a structure that maintains a similar orientation to the fault system that controls the Nús River. The deformation associated with this structure is of the protocataclastic type, which is mainly recorded as planar sliding and fracturing in quartz, showing that the shear zone was reactivated after the formation of the veins. These strain mechanisms are indicative that the veins were

formed at shallow levels of the upper crust (around 4 to 6 km depth). This shear structure was interpreted as subordinate and conjugate to the regional Otú-Pericos-Palestina shear system. The granodiorite hosting the veins that make up the deposit exhibits evidence of potassic, sericitic, and propylitic alteration, which in the proximity of the mineral veins was obliterated by restricted halos of hydrothermal alteration of sericitic type closer, and chloritic type further away. Considering that chlorite and epidote in the Mocerongo deposit are spatially related to hydrothermal halo zones, and that according to petrographic characteristics, part of the chlorites in the deposit crystallized during the main phase of this process from biotite and amphibole in the host rock. Based on thermobarometry, temperatures between 293.44°C and 329.89°C were calculated for the hydrothermal alteration zone. Aqueous fluid inclusions with homogenization temperatures and salinities in the modal range of 158 to 300°C (mean of 220 ± 32°C; standard deviation of 1σ; n = 93), with higher frequency of maximum peaks between 226 and 253°C and equivalent to NaCl of 2 to 15% (mass%), respectively, and aqueo-carbonic fluid inclusions with clathrate dissolution temperatures ranging from 7.3°C to 7.7°C and homogenization temperatures between 185.8°C to 241.8°C were observed. This suggests that the carbonic phase may be related to the same confinement conditions as the aqueous phase. When plotted on a P-T graph, an isochore with a temperature of 300°C and a pressure of 2.4 Kbar is observed, corresponding to approximately 24 km depth. This pressure may be related to the variations in directed pressure that the rock was conditioned to during the evolution of the hydrothermal fluid. These physicochemical characteristics suggest that post-magmatic fluids, when channeled into regional fractures, experienced temperature decrease, fluid-rock interaction (boiling), and mixing of meteoric fluids caused by initial fracturing and fluid migration. These strong factors were key contributors to the precipitation of gold in supersaturated fluids.

Keywords: Metallogeny, quartz veins, polymetallic gold deposit, late-magmatic hydrothermal fluids.

SUMÁRIO

RESUMO.....	4
ABSTRACT	1
ÍNDICE DE FIGURAS	5
ÍNDICE DE TABELAS	8
CAPÍTULO 1 - APRESENTAÇÃO.....	1
1.1 Introdução	1
1.2 Localização da Área	4
1.3 Objetivos.....	6
Objetivo Geral	6
Objetivos Específicos	6
CAPÍTULO 2 - MATERIAIS E MÉTODOS	6
2.1 Trabalho de Campo e Mapeamento Geológico	6
2.2 Petrografia e Microscopia.....	7
2.3 Química Mineral em Microsonda Eletrônica (MSE).....	7
2.4 Estudo de Inclusões fluidas (IF)	8
CAPÍTULO 3 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	9
3.1 Depósitos Magmático–Hidrotermais.....	9
3.1.1 Depósitos do Tipo Pórfiro	9
3.1.2 Depósitos Epitermais (High e Low-Sulfidation).....	13
3.1.3 Intrusion Related Gold Systems	16
3.2 Alteração Hidrotermal	17
3.2.1 Mecanismos de Transporte e Precipitação de Ouro.....	21
CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA REGIONAL	26
4.1 Compartimentação Tectônica	26
4.1.1 Geologia do Batólito Antioqueño.....	30
CAPÍTULO 5 – RESULTADOS	33

5.1 Geologia do Depósito Mocarongo	33
5.1.1 Granodiorito.....	33
5.1.2 Diques de Andesito.....	36
5.1.3 Estilo estrutural de ocorrência do sistema de veios mineralizados.....	36
5.1.4 Sistema de extração do minério.....	38
5.1.5 Beneficiamento e separação do ouro	40
5.1.6 Alteração Hidrotermal	41
5.1.7. Sequência Paragenética	51
5.2 Química Mineral.....	54
5.2.1 Feldspatos	54
5.2.2 Anfibólios	56
5.2.3 Micas	58
5.2.4. Sulfetos	60
5.2.5 Termobarometria	61
5.3 Análise de Inclusões Fluidas	64
5.3.1 Petrografia das Inclusões Fluidas	64
5.3.2 Resultados da Microtermometria.....	64
CAPÍTULO 6 - DISCUSSÕES.....	79
CONCLUSÕES.....	79
REFERÊNCIAS.....	89
ANEXO A – PETROGRAFIA	101

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. A) COMPARTIMENTAÇÃO TECTONICA DA REGIÃO NOROESTE DA PLACA SUL-AMERICANA ONDE INTERAGEM AS PLACAS SUL-AMERICANA, NAZCA, CARIBE E A MICRO-PLACA PANAMÁ. B) SISTEMA DE FALHAS PRINCIPAIS TRANSCORRENTES TRANSCORRENTES ATIVOS (SUTURAS) QUE CONFIGURAM A REGIÃO DE ESTUDO, CAUCA-ROMERAL A OESTE, E OTÚ-PERICOS-PALESTINA, A LESTE.....	2
FIGURA 2. MAPA GEOLÓGICO DA MINA EXPLORADA PELA EMPRESA. B) IMAGEM ESQUEMÁTICA ILUSTRANDO OS PRINCIPAIS VEIOS MINERALIZADOS COM POTENCIAL DE EXPLORAÇÃO NO CERRO MOCORONGO. FONTE. EMPRESA MOROCOTA GOLD S.A.S.....	5
FIGURA 3. DOIS DIFERENTES MODELOS PARA DEPÓSITOS PÓRFIRO $Cu \pm Au \pm Mo$ A) DEPÓSITO DO TIPO PÓRFIRO FORMADO E A PARTIR DE ROCHAS DE ARCO (RICHARDS,2011). DE ACORDO COM ESSE MODELO, MESMO A FORMAÇÃO DE DEPÓSITOS DE GRANDE PORTE, TEM O MESMO PRINCÍPIO DE FORMAÇÃO DE MINÉRIO, CONTROLADOS POR DISTINTAS CONFIGURAÇÕES TECTÔNICAS, ROCHAS ENCAIXANTES REATIVAS OU CANALIZAÇÃO DE PERCOLAÇÃO DE FLUIDOS QUE OTIMIZAM O PROCESSO. B) DEPÓSITO DO TIPO PÓRFIRO ASSOCIADO A MAGMAS PROVENIENTES CUNHA DE SUBDUÇÃO (MODIFICADO A PARTIR DE WILKINSON,2013), ESTES COM ALTO TEOR DE Cu INICIAL (SUN ET AL., 2011).	10
FIGURA 4. A) VALORES DE fO_2 PARA DIFERENTES ASSOCIAÇÕES MINERAIS EM FUNÇÃO DA TEMPERATURA EM 1 BAR. (FMQ = FAIALITA + MAGNETITA + QUARTZO); B) CONCENTRAÇÃO DE Cu NO MELT (MAGMA) EM FUNÇÃO DA TAXA DE FUSÃO PARCIAL (F) E fO_2 EXPRESSADA EM ΔFMQ . EXTRAÍDO DE SUN ET AL. (2015).A) VALORES DE fO_2 PARA DIFERENTES ASSOCIAÇÕES MINERAIS EM FUNÇÃO DA TEMPERATURA EM 1 BAR. (FMQ = FAIALITA + MAGNETITA + QUARTZO); B) CONCENTRAÇÃO DE Cu NO MELT (MAGMA) EM FUNÇÃO DA TAXA DE FUSÃO PARCIAL (F) E fO_2 EXPRESSADA EM ΔFMQ . EXTRAÍDO DE SUN ET AL 2013.....	11
FIGURA 5. GRÁFICO ESQUEMÁTICO DE CONTEUDO DE Fe NO MAGMA EM FUNÇÃO DO ESTADO DE OXIDAÇÃO (fO_2) PARA MAGMAS CÁLCIO-ALCALINOS A ALCALINOS ASSOCIADOS A PÓRFIROS DE Cu , $Cu-Mo$ E Mo E DEPÓSITOS DE W E Sn . O LIMITE ENTRE AS SÉRIES DA MAGNETITA E ILMENITA (ISHIHARA, 1977) TAMBÉM É ESQUEMATIZADA, SENDO ESTE LIMITE HM , ONDE A FUGACIDADE DE OXIGENIO É FAVORAVEL PARA A FORMAÇÃO DE DEPÓSITOS DO TIPO PÓRFIRO. (MODIFICADO DE THOMPSON ET AL., 1999).	12
FIGURA 6. DESENHO ESQUEMÁTICO COM O ZONAMENTO DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS, APRESENTANDO UM PADRÃO TELESCOPADO A PARTIR DA INTRUSÃO CENTRAL RESPONSÁVEL PELA MINERALIZAÇÃO DO TIPO PÓRFIRO, SEGUNDO (SILLITOE, 2010). NESSE CASO, AS ALTERAÇÕES MAIS SUPERFICIAIS DO SISTEMA ESTÃO ASSOCIADAS COMOSISTEMA EPITERMAL HIGH-SULFIDATION E OBLITERAM AS ALTERAÇÕES REFERENTES AO PÓRFIRO	14
FIGURA 7. ILUSTRAÇÃO DO AMBIENTE TECTÔNICA EM QUE SE ENCONTRAM DEPÓSITOS EPITERMAIS HIGH- E LOW- SULFIDATION, SEGUNDO RICHARDS (2013). OS DEPÓSITOS EPITERMAIS LOW-SULFIDATION, APESAR DE NÃO APRESENTAREM INDÍCIOS DIRETOS COM A ATIVIDADE MAGMÁTICA NECESSITAM DE UM GRADIENTE GEOTÉRMICO SUFICIENTE PARA PROVOCAR A CONVECÇÃO DA ÁGUA EM SUBSUPERFÍCIE.....	15
FIGURA 8. GRÁFICO MOSTRANDO OS DIFERENTES TIPOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E AS RESPECTIVAS TEMPERATURAS EM FUNÇÃO DA ATIVIDADE DOS ÍON K^+ E H^+ . (ADAPTADO DE PIRAJNO, 2009).	18
FIGURA 9. DIAGRAMAS BINÁRIOS DE SOLUBILIDADE DE OURO EM FUNÇÃO DA FUGACIDADE DE OXIGÊNIO (fO_2) E PH EM SOLUÇÕES AQUOSAS (STEFÁNSSON E SEWARD 2004; AKINFIEV E ZOTOV, 2010).....	22
FIGURA 10. GRÁFICO DE SOLUBILIDADE DE OURO DADA EM MOLALIDADE E EM PARTE POR BILHÃO (PPB) A 1 KBAR EM FUNÇÃO DA TEMPERATURA, PARA UMA SOLUÇÃO AQUOSA APRESENTANDO MOLALIDADE DE 1,5 PARA $NaCl$ E 0,5 PARA KCl , COM PH ESTABILIZADO PARA A PARAGÊNESE K -FELDSPATO + MUSCOVITA + QUARTZO. A) CONDIÇÕES DE fO_2 DADA PELA PARAGÊNESE HEMATITA–MAGNETITA; B) CONDIÇÕES DE fO_2 DADA PELA PARAGÊNESE PIRITA + PIRROTITA + MAGNETITA. AS LINHAS PRETAS INDICAM A SOLUBILIDADE TOTAL DE OURO. ESTABILIDADE DOS COMPOSTOS SEGUNDO STEFÁNSSON E SEWARD (2004) E JOHNSON ET AL. (1992). EXTRAÍDO E MODIFICADO DE WILLIAMS-JONES ET AL. (2009).....	24
FIGURA 11. A) GEOLOGIA REGIONAL E CONFIGURAÇÃO TECTÔNICA DA CORDILHEIRA CENTRAL NOS ANDES COLOMBIANOS. B) MAPA DAS PRINCIPAIS SUTURAS QUE LIMITAM OS TERRENOS DE COLOMBIA. FONTE CEDIEL ET AL, (2016).	27
FIGURA 12. GEOLOGIA REGIONAL – QUE INCLUI A ÁREA ONDE AFLORA O BATÓLITO ANTIOQUEÑO (INGEOMINAS, 2016).	32
FIGURA 13. A) FOTOGRAFIA DA ROCHA ENCAIXANTE GRANODIORITICA AFETADA PELA ALTERAÇÃO FISSURAL NAS ZONAS DE FRATURA. B) FELDSPATO POTÁSSICO (KfL) E PLAGIOCLÁSIO (Pg) COM EVIDÊNCIAS DE SERICITIZAÇÃO (Sc) E QUARTZO ($Qtz II$). C) PLAGIOCLÁSIO (Pg) COM ZONA DE ALTERAÇÃO SERICITICA (Sc) FISSURAL.	34
FIGURA 14. A) HORNBLENDA (Hb) DE TONALIDADE LARANJA COM NÚCLEO FANTASMA DE CLINOPIROXÊNIO EM	

ASSOCIAÇÃO A HEMATITA (HM), K-FELDSPATO (KFL) E QUARTZO (QTZ II) EM TEXTURA RELIQUIAR MAGMÁTICA. B) HORNBLENDA (HB) FORTEMENTE ALTERADA INTERNAMENTE PARA BIOTITA-CLORITA (BT – CL) COM BORDA DE SERICITA (SC) E MUSCOVITA (MS). C,D) VARIAÇÃO DE EXTURA E COMPOSIÇÃO DE TONALITO PARA GRANODIORITO. E) TESTEMUNHO DE SONDAÇÃO ONDE SE OBSERVA TEXTURA ASSOCIADA A FOLIAÇÃO MILONITICA.	35
FIGURA 15. A) DIQUES DE ANDESITO INTRUDIDO POR VEIOS DE QUARTZO, FRATURAMENTO ONDE O ANDESITO EXIBE MUDANÇAS DE COR PARA VERDE CLARO, SUGESTIVAS DE ALTERAÇÃO SERICÍTICA NOS LIMITES DAS FRATURAS. B) DIQUE DE ANDESITO INTRUDIDO POR VEIOS DE QUARTZO COM DEFORMAÇÃO RUPTIL DE CRISTAS DE QUARTZO (QTZ) E DE PLAGIOCLÁSIO (PG), COM PRECIPITAÇÃO DE MINERAIS SUBHEDRAIS DE EPIDOTO (ÉPT) E PLAGIOCLÁSIO (PG) TABULAR.	36
FIGURA 16. FOTOGRAFIAS REPRESENTANDO A CONFIGURAÇÃO DOS VEIOS DE QUARTZO DA VETA 2 A) VEIOS DE QUARTZO ORIENTADOS 270°/80° CONTENDO SULFETOS B) VEIO CONTENDO QUARTZO LEITOSO COM MINERAIS DE PIRITA E CALCOPIRITA. C) AGLOMERADO DE SULFETOS EM QUARTZO LEITOSO EM CONTATO COM O GRANODIORITO. D) SECÇÃO ESTRUTURAL ESQUEMÁTICA MOSTRANDO O ESTILO ESTRUTURAL DE OCORRÊNCIA DO SISTEMA DE VEIOS NO CERRO MOCORONGO. DIAGRAMAS PROJEÇÃO HEMISFÉRIO INFERIOR IGUAL ÁREA MOSTRANDO A ORIENTAÇÃO (CICLO GRÁFICA) DAS PRINCIPAIS ESTRUTURAS QUE CONTROLAM A POSIÇÃO DOS VEIOS DE QUARTZO MINERALIZADOS E A ORIENTAÇÃO DAS ESTRIAS DE ATRITO CONTIDAS EM ESPELHOS DE FALHA. E) MAPA GEOLÓGICO LOCAL DESTACANDO A ORIENTAÇÃO DO SISTEMA DE VEIOS E OS LINEAMENTOS MORFOLÓGICOS.	39
FIGURA 17. TESTEMUNHOS DE SONDAÇÕES DISPONIBILIZADOS PELA EMPRESA REFERENTES A VETA HILO GRANDE EM PROFUNDIDADE DE APROXIMADAMENTE 125M. A) TRANSIÇÃO DE GRANODIORITO PARA QUARTZO DIORITO. B) ZONA DE ALTERAÇÃO PERVASIVA EM GRANODIORITO VISTO MACROSCOPICAMENTE. C) DETALHE DA CONFIGURAÇÃO DA ALTERAÇÃO PARA ARGILOS MINERAIS. CARACTERÍSTICAS DAS ZONAS DE CISALHAMENTO QUE CONTROLAM O ESTILO DE OCORRÊNCIA DOS VEIOS MINERALIZADOS NA DA JAZIDA MOCORONGO, E SUA DEFORMAÇÃO. D) DEFORMAÇÃO PROTOCLÁSTICA E ALTERAÇÃO SERICÍTICA (COR LILAS). E) ESTRUTURA BANDADA DE VEIOS MINERALIZADOS COM QUARTZO DE VÁRIAS GERAÇÕES (I-CINZA ESCURO, II-LEITOSO E III-ESBRANQUIÇADO) ACOMPANHADO DE SULFETOS E OS TIPOS DE DEFORMAÇÃO INTERNA E ALTERAÇÃO PROPILÍTICA (COR ESVERDEADA).	42
FIGURA 18 A) BIOTITA E K-FELDSPATO INTERSTICIAL ASSOCIADOS A MAGNETITA E SERICITA (SERICITIZAÇÃO). B) BIOTITA AFETADA PELA SERICITIZAÇÃO PROVENIENTE DO SEGUNDO ESTÁGIO DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL.	43
FIGURA 19. A) ROCHAS HOSPEDEIRAS DO MINÉRIO NO CERRO MOCORONGO AFETADAS PELA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL SERICÍTICA. B) K-FELDSPATO (KFL) COM ALTERAÇÃO SELETIVA PARA SERICITA (SC) A PARTIR DA DEFORMAÇÃO CATACLÁSTICA EM ZONAS DE CISALHAMENTO. C) HORNBLENDA (HB) DEFORMADA EM ASSOCIAÇÃO A HEMATITA (HM) COM ALTERAÇÃO SELETIVA PARA MUSCOVITA (MS). D) ZONA DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL COM MUSCOVITA EM FLOCOS CARACTERÍSTICA DA ALTERAÇÃO SERICÍTICA OCORRENDO EM MINERAIS DE PLAGIOCLÁSIO (KFL E BY) COM REMANESCENTES DE QUARTZO II. E) QUARTZO III (QTZ III) DEFORMADO RUPTIL A PARTIR DA ENTRADA DE FLUIDO HIDROTHERMAL PROVENIENTES DA ALTERAÇÃO SERICÍTICA. F) ZONA DE ALTERAÇÃO PERVASIVA OBLITERANDO AS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DA ROCHA HOSPEDEIRA GRANODIORÍTICA. G) ZONA DE CONTATO ENTRE O QUARTZO II E A ZONA DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL SERICÍTICA COM A PRESENÇA DE MUSCOVITA EM HÁBITOS EM FLOCO E FIBROSA.	44
FIGURA 20. FOTOMICROGRAFIA DA ALTERAÇÃO PERVASIVA CLORÍTICA COM CRISTAIS DE APATITA (AP) HEXAGONAL EM APROXIMADAMENTE 15% DAS ZONAS DE ALTERAÇÃO.	46
FIGURA 21. VEIO DE QUARTZO (QTZ II) COM SULFETOS (PY I) COM A PRESENÇA MINERAIS DE ALTERAÇÃO COMO MUSCOVITA FIBROSA (MS). B) VEIO DE QUARTZO (QTZ II) COM INTENSA REDUÇÃO DE TAMANHO, DESLIZAMENTO PLANAR E EXTINÇÃO ONDULANTE. C) VEIO DE QUARTZO (QTZ II)	47
FIGURA 22. ASPECTOS PETROGRÁFICOS DAS PRINCIPAIS OCORRÊNCIAS DE VEIOS DE QUARTZO NA RELAÇÃO FLUIDO-ROCHA A) QUARTZO (QTZ I) ANHEDRAL COM INTENSO DESLIZAMENTO PLANAR EM UMA MATRIZ SERICITIZADA. B) QUARTZO (QTZ I) ENVOLTO EM ZONA DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL COMPOSTA POR ARGILOS MINERAIS, EPIDOTO (ÉPT) E CLORITA (CL). C) HÁBITO TÍPICO DO QUARTZO (QTZ II) EM ZONAS DE INTENSA REDUÇÃO DE TAMANHO, COM CRISTAIS MAIS GROSSOS APRESENTANDO DESLIZAMENTO PLANAR E EXTINÇÃO ONDULANTE. D) QUARTZO (QTZ III) COM GRANULAÇÃO GROSSA E DE COLORAÇÃO ESBRANQUIÇADA.	48
FIGURA 23. PRINCIPAIS OCORRÊNCIAS DA INTERAÇÃO ENTRE O FLUIDO CARBONÁTICO E AS ROCHAS DA MINA. A) VEIO DE CARBONATO CORTANDO O GRANODIORITO E A ALTERAÇÃO SERICÍTICA (SC) B) VEIO DE CARBONATO CORTANDO QUARTZO LEITOSO PERTENCENTE AO VEIO DE QUARTZO. C) SOBRECRESCEMENTO DE CARBONATO E PIRITA DO TIPO II EM QUARTZO DO GRANODIORITO. D) CARBONATO (CA) DESENVOLVIDO EM ZONAS DE ALÍVIO DE PRESSÃO NOS VEIOS DE QUARTZO.	49
FIGURA 24. FOTOMICROGRAFIA DOS PRINCIPAIS SULFETOS ENCONTRADOS EM ASSOCIAÇÃO AOS VEIOS DE	

QUARTZO (Qtz II) E A ZONA DE MINERALIZAÇÃO. A) PIRITA DO TIPO I (PY I) FORTEMENTE FRATURADA EM ASSOCIAÇÃO COM CALCOPIRITA (Cpy). B (PY I), COM PREENCHIMENTO DE CALCOPIRITA (Cpy) E OURO LIVRE (Au). C) PY1 E (Cpy I) COM PREENCHIMENTO DE GALENA (Gn). D) PIRITA DO TIPO I (Cpy I) EM ASSOCIAÇÃO A ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL SERICITICA, COM CRESCIMENTO DE MUSCOVITA FIBROSA (Ms). E) (PY I) MICROPOROSA COM PREENCHIMENTO DE CALCOPIRITA (Cpy). F) CALCOPIRITA (Cpy) ANÉDRICA PREENCHIDA POR PIRITA (PY II) LISA.....	50
FIGURA 25. DIAGRAMAS DE CLASSIFICAÇÃO DOS CRISTAIS DE K-FELDSPATOS E PLAGIOCLÁSIO DOS GNAISSES. A) DIAGRAMA OR-AB-AN (DEER ET AL. 1963). B) DIAGRAMA OR-AB-AN (DEER ET AL. 1997).....	55
FIGURA 26. CLASSIFICAÇÃO DE ANFIBÓLIOS. A) DIAGRAMA CATIONICO DE CAB vs. NAB PARA CLASSIFICAÇÃO DE ANFIBÓLIOS SEGUNDO LEAKE ET AL. (1997). B) DIAGRAMA DE CLASSIFICAÇÃO DE ANFIBÓLIOS CÁLCICOS COM $(Na+K)A \geq 0.5$ (LEAKE ET AL., 1997). C E D) DIAGRAMA DE CLASSIFICAÇÃO DE ANFIBÓLIOS CÁLCICOS COM $(Na+K)A < 0.5$ (LEAKE ET AL., 1997). FOTOMICROGRAFIA DAS FEIÇÕES COMUNS DOS ANFIBÓLIOS ANALISADOS USANDO MICROSSONDA ELETRONICA.....	57
FIGURA 27. RESULTADOS ANALÍTICOS DE BIOTITA EM GABRONORITO E HBL-GABRONORITO. A) DIAGRAMA DE CLASSIFICAÇÃO BINÁRIO ALIV vs. MG/ (MG + FE) PARA DEER ET AL., 1992. B). DIAGRAMA TERNÁRIO COM $10TiO_2 - FeO+MnO - MgO$ DE ACORDO COM NACHIT ET AL., (2005).....	58
FIGURA 28. HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIAS DE PARÂMETROS OBTIDOS PARA AS INCLUSÕES FLUIDAS AQUOSAS A) HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DA TEMPERATURA DE HOMOGENEIZAÇÃO TOTAL PARA TODAS AS AMOSTRAS DE IFs TIPO L ANALISADAS B) HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA PARA A SALINIDADE EM (MASS%) PARA TODAS AS AMOSTRAS DE IFs TIPO L ANALISADAS.....	65
FIGURA 29. GRÁFICO DA RELAÇÃO ENTRE TEMPERATURA DE FUSÃO DO GELO ($T_m Ice$ °C) E TEMPERATURA DE HOMOGENEIZAÇÃO (T_h °C) PARA AS AMOSTRAS ESSENCIALMENTE AQUOSAS.....	65
FIGURA 30. GRÁFICO DE TEMPERATURA DE HOMOGENEIZAÇÃO TOTAL (T_h) vs. SALINIDADE (MASS%) NaCl PARA AS AMOSTREAS ESSENCIALMENTE AQUOSAS.....	66
FIGURA 31. GRÁFICO P-T CONSTRUÍDO A PARTIR DAS IFs AQUOSAS INDICANDO A EVOLUÇÃO DO SISTEMA FLUIDO A) GRÁFICO P-T PARA A AMOSTRA MR2G, COM 47 INCLUSÕES. B) GRÁFICO P-T PARA A AMOSTRA MR5G, COM 23 INCLUSÕES. C) GRÁFICO P-T PARA A AMOSTRA MR6G, COM 5 INCLUSÕES. D) GRÁFICO P-T PARA A AMOSTRA MR7G, COM 2 INCLUSÕES.....	67
FIGURA 32. HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIAS DE PARÂMETROS OBTIDOS PARA AS INCLUSÕES FLUIDAS AQUO-CARBÔNICAS A) HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DA DISSOLUÇÃO DE CLATRATO PARA TODAS AS AMOSTRAS DE IFs DA AMOSTRA MR2G ANALISADAS B) HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA PARA A TEMPERATURA DE DISSOLUÇÃO DE CLATRATO PARA TODAS AS AMOSTRAS DE IFs DA MR5G. C) HISTOGRAMA PARA A TEMPERATURA DE HOMOGENEIZAÇÃO PARA AS IF AQUO-CARBÔNICAS NA AMOSTRA MR5G.....	69
FIGURA 33. A) HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DE SALINIDADE (%MASS) PARA AS INCLUSÕES FLUIDAS AQUO-CARBÔNICAS DA AMOSTRA MR2G. B) HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DE SALINIDADE (%MASS) DAS INCLUSÕES FLUIDAS AQUO-CARBÔNICAS DA AMOSTRA MR5G.....	70
FIGURA 34. A) GRÁFICO DE DISPERSÃO RELACIONANDO T_h X SALINIDADE PARA AS INCLUSÕES FLUIDAS AQUO-CARBÔNICAS. B) GRÁFICO DE DISPERSÃO RELACIONANDO T_h X SALINIDADE PARA AS INCLUSÕES FLUIDAS AQUO-CARBÔNICAS. COMPARANDO COM AS FASES AQUOSAS E AS POSSÍVEIS GERAÇÕES DE INCLUSÕES.	70
FIGURA 35. GRÁFICO P-T DAS AMOSTRAS AQUO-CARBÔNICAS INDICANDO TEMPERATURAS QUE VARIAM DE 200 A 500 °C, E PRESSÕES DE 0 A 8000 BAR, INDICANDO O ESTÁGIO HIPOTERMAL DA MIGRAÇÃO DO FLUIDO HIDROTHERMAL .A) ISOCORAS P-T PARAS AS AMOSTRAS AQUO-CARBÔNICAS DA AMOSTRA MR5G. B) ISÓCORAS P-T PARAS AS AMOSTRAS AQUO-CARBÔNICAS DA AMOSTRA MR2G. C) GRÁFICO P-T CONTENDO AS ISÓCORAS PARA O VALORES DE MAIOR ALTO T_h (TEMPERATURA DE HOMOGENEIZAÇÃO) TANTO PARA AS INCLUSÕES FLUIDAS AQUOSAS, QUANTO AQUO-CARBÔNICAS, COM O INTUITO DE VERIFICAR O CRUZAMENTO E O GEOTERMÓMETRO DE CONFINAMENTO DO SISTEMA.	72
FIGURA 36. DESENHO ESQUEMÁTICO DA RELAÇÃO ESTRUTURAL DO SISTEMA DE VEIOS MINERALIZADOS NO CERRO MOCORONGO, DO SISTEMA DE CISALHAMENTO – SUTURA PALESTINA (REGIONAL) COM SUAS ESTRUTURAS ASSOCIADAS. MODELO DE RELAÇÃO ANGULAR ENTRE ESTRUTURAS PARA UM VETOR DE ENCURTAMENTO COERENTE COM CISALHAMENTO E ROTAÇÃO DEXTRAL.....	79
FIGURA 37. DIAGRAMA T_h -SALINIDADE ILUSTRANDO AS FAIXAS TÍPICAS PARA INCLUSÕES DE DIFERENTES TIPOS DE DEPÓSITOS. OBSERVA-SE QUE OS CAMPOS NÃO DEVEM SER CONSIDERADOS DEFINITIVOS E EXISTEM COMPOSIÇÕES FORA DAS FAIXAS MOSTRADAS (FONTE: WILKINSON, 2001).	84
FIGURA 38. A) MODELO DE EVOLUÇÃO DA FORMAÇÃO DA JAZIDA DO CERRO MOCORONGO, DESDE O EVENTO DE MAGMATISMO INICIAL E INTRUSÃO DO CORPO ÍGNEO, A FORMAÇÃO DAS ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL, FORMAÇÃO DOS VEIOS SIN-DEFORMACIONAIS E A CONFIGURAÇÃO FINAL DA FORMAÇÃO DA PORÇÃO CONDILHEIRANA COM TELESCOPAGEM DOS VEIOS E FORMAÇÃO DE VEIOS TARDE-MAGMÁTICOS. B) MODELO ESTRUTURAL DOS VEIOS HIDROTHERMAIS DO CERRO MOCORONGO.....	86
FIGURA 39. CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS ENCAIXANTES DA MINA NO CERRO MOCORONGO, SEGUNDO CLASSIFICAÇÃO DE STREKEISEN 1972.....	107

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 1. ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E RESPECTIVAS ASSOCIAÇÕES MINERAIS PARASISTEMAS DOS TIPOS PÓRFIRO E EPITERMAL, SEGUNDO ROBB (2005), PIRAJNO (2009) E SILLITOE (2010).	20
TABELA 2. SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA DOS MINERAIS OBSERVADOS NOS VEIOS MINERALIZADOS DA MINA GRILLOS DE ACORDO COM FEIÇÕES ESTRUTURAIS E CARACTERÍSTICAS TEXTURAIS	53
TABELA 3. RESULTADOS ANALÍTICOS DE MICROSSONDA ELETRONICA REALIZADOS EM MINERAIS DO GRUPO DOS FELDSPATOS.....	56
TABELA 4. RESULTADOS ANALÍTICOS DE MICROSSONDA ELETRONICA REALIZADOS EM MINERAIS DO GRUPO DOS ANFIBÓLIOS.	57
TABELA 5. RESULTADOS ANALÍTICOS DE MICROSSONDA ELETRONICA REALIZADOS EM MINERAIS DE BIOTITA. .	59
TABELA 6. ANÁLISES COMPOSICIONAIS EM MUSCOVITA	60
TABELA 7. ANÁLISES COMPOSICIONAIS EM CRISTAIS DE PIRITA.	60
TABELA 8. COMPOSIÇÃO DAS INCLUSÕES FLUIDAS AQUOSAS TRAPEADAS EM VEIOS DE QUARTZO E BRECHAS PARA A AMOSTRA MR2G DA VETA GRILLOS.....	74
TABELA 9. COMPOSIÇÃO DAS INCLUSÕES FLUIDAS AQUOSAS TRAPEADAS EM VEIOS DE QUARTZO E BRECHAS PARA A AMOSTRA MR5G DA VETA GRILLOS.....	76
TABELA 10. COMPOSIÇÃO DAS INCLUSÕES FLUIDAS AQUOSAS TRAPEADAS EM VEIOS DE QUARTZO E BRECHAS PARA A AMOSTRA MR6G DA VETA GRILLOS.	77
TABELA 11. COMPOSIÇÃO DAS INCLUSÕES FLUIDAS AQUOSAS TRAPEADAS EM VEIOS DE QUARTZO E BRECHAS PARA A AMOSTRA MR7G DA VETA GRILLOS.	77
TABELA 12. COMPOSIÇÃO DAS INCLUSÕES FLUIDAS AQUO-CARBÔNICAS TRAPEADAS EM VEIOS DE QUARTZO E BRECHAS PARA A AMOSTRA MR2G DA VETA GRILLOS.....	78
TABELA 13. COMPOSIÇÃO DAS INCLUSÕES FLUIDAS AQUO-CARBÔNICAS TRAPEADAS EM VEIOS DE QUARTZO E BRECHAS PARA A AMOSTRA MR5G DA VETA GRILLOS.....	78

CAPÍTULO 1 - APRESENTAÇÃO

1.1 Introdução

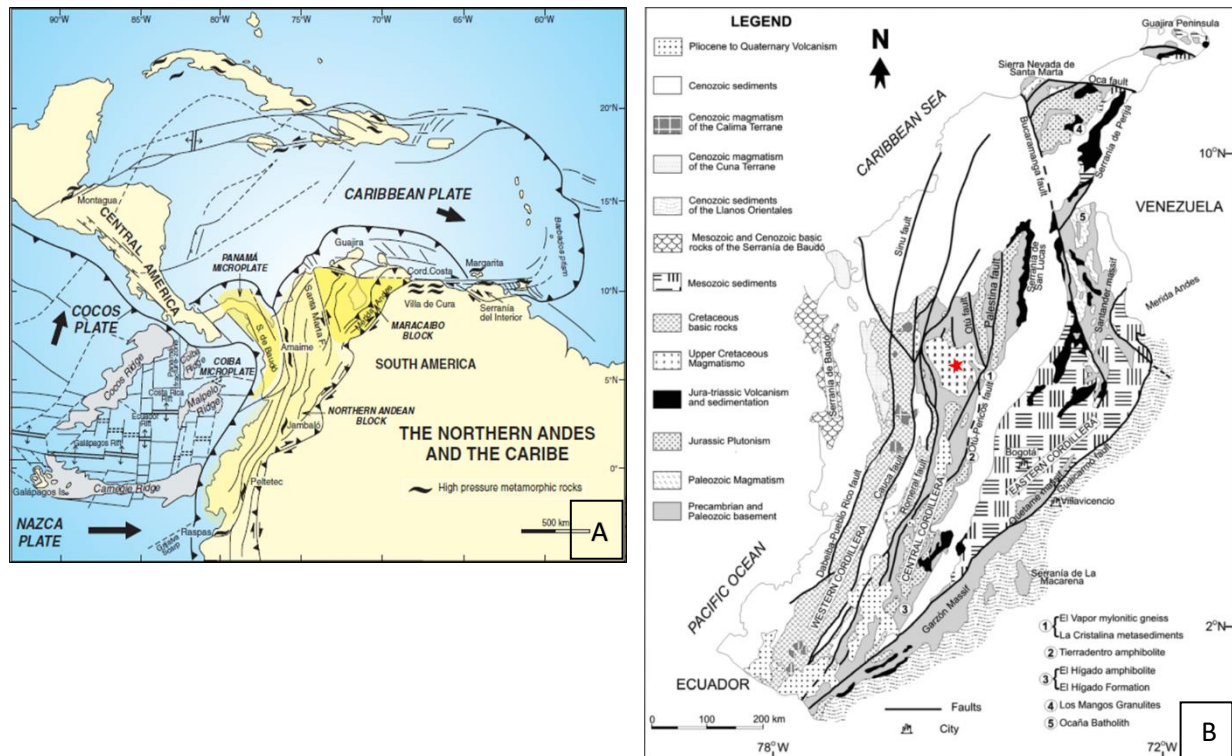
A Colômbia está localizada no extremo noroeste da América do Sul onde interagem as placas Sul-americana, Nazca, Caribe e a micro-placa Panamá (Correa Martínez, 2007), (Figura 1A). Os Andes Colombianos se dividem nas cordilheiras Oriental, Central e Ocidental, separadas por vales interandinos dos rios Magdalena e Cauca, respectivamente. A Serrania do Baudó também faz parte da orogenia andina e situa-se a oeste da Cordilheira Ocidental, da qual está separada pela bacia hidrográfica do rio Chocó (González, 2001). O Orógeno Andino foi moldado desde o Mesozoico por processos acrescionários com subducção contínua (Restrepo & Toussaint, 1988; Toussaint & Restrepo, 1994; Kennan et al. 2009, Villagómez et al., 2011; Bayona et al., 2012; Parra et al., 2012; Spikings et al., 2015).

A cordilheira central representa um arco magmático atualmente inativo, limitado por dois sistemas de falhas principais transcorrentes ativos (suturas), Cauca-Romeral a oeste, e Otú-Pericos-Palestina, a leste (Figura 1B). É constituída por embasamento do Permiano ao Triássico, que inclui gnaisses, migmatitos e anfibolitos (Martens et al., 2014), cinturões metamórficos de baixo grau e de alta pressão associados a cinturões ofiolíticos desmembrados do Jurássico e do Cretáceo (Correa, 2007, Blanco-Quintero et al., 2014; Bustamante et al., 2017). No embasamento deste arco orogênico se hospedam granitoides de afinidade cálcio-alcalina formados em vários estágios, dos quais se destaca o magmatismo Jurássico a partir do qual se formaram os batólitos de Segóvia e de Ibagué (Feininger, 1972). Esse batólitos ocorrem alinhados segundo trend N-S, e estão posicionados no flanco leste desta cordilheira. Na porção centro setentrional desta cordilheira, ocorre o batólito Antioqueño, o qual é constituído por vários pulsos magmáticos do Cretáceo Superior ao Paleoceno (Restrepo, 2009; Leal-Mejía, 2011).

Na cordilheira central, onde está inserida a região de estudo, o contexto orogênico ativo desde o Mesozoico e o magmatismo cálcio-alcalino, favoreceram a passagem de fluidos de variadas origens e a formação de jazidas auríferas polimetálicas. Essas jazidas, predominantemente por veios de quartzo e veios de carbonatos contendo sulfetos de Fe, Pb, Zn e Cu como principais minerais associados. Geralmente, os veios ocorrem em sistemas de estruturas encaixadas em rochas metamórficas e plutônicas ácidas (Alvarez-Galindez, 2013; Jaramillo, 2018; Leal-Mejía, 2019). Esses veios são controlados por sistemas de falhas que

representam a estruturação tectônica regional, ainda ativa do arco central andino. Tais discontinuidades, facilitaram a migração de fluidos e a instalação destes veios mineralizados em ouro. Dessa forma, estruturas regionais geralmente marcam o estilo da ocorrência mineral dos principais depósitos da região onde aflora o batolito Antioqueño.

Figura 1. A) Compartimentação tectônica da região Noroeste da placa Sul-Americana onde interagem as placas Sul-americana, Nazca, Caribe e a micro-placa Panamá. B) Sistema de falhas principais transcorrentes transcorrentes ativos (suturas) que configuram a região de estudo, Cauca-Romeral a oeste, e Otú-Pericos-Palestina, a leste



O objeto de estudo dessa pesquisa corresponde a jazida de ouro do Cerro Macorongo, que ocorre na porção central do batólito Antioqueño, localizado no município de Gómez Plata, a 90 km NE da cidade de Medellín (Figura 2A). Atualmente esta jazida é explorada pela empresa Morocota Gold S.A.S em túneis subterrâneos seguindo o *trend* dos veios, dispostos em níveis e subníveis, e separados na vertical aproximadamente a cada 50 m de profundidade. No contexto da mina do Cerro Macorongo, são 11 veios conhecidos, sendo 6 destes interceptados pelo túnel subterrâneo horizontal denominado de *Base Level*, a uma cota de aproximadamente 1856m. Atualmente, o foco da exploração se encontra no veio Grillos, porém, há a intenção de exploração dos veios Hilo Grande e Veta 2 na mina San Antonio, que se encontra em um nível mais profundo em relação ao veio Grillos (Figura 2B).

Nessa região, várias jazidas auríferas do tipo veios ocorrem hospedados tanto em granitoides como nas encaixantes destes, e são controlados por falhas associadas aos sistemas

transcorrentes que limitam a cordilheira central (Alvarez-Galindez.,2013). Estes depósitos são hospedados dentro do Batólito Antioqueño (Santa Rosa de Osos-Gómez Plata, Císneros-La Floresta de Yalí, El Machete-Guadalupe), ou em sua periferia (La Bramadora-Amalfi-Anorí, El Vapor, El Pino, Gramalote), apesar de não haver clareza sobre a idade da mineralização, as idades atribuídas por Leal-Mejia (2011) sugerem que os fluidos hidrotermais mineralizantes se relacionam com os plútons do terceiro pulso magmático que constituem o batólito Antioqueño que teria ocorrido no Cretáceo Superior. Os veios explorados na região de Gómez Plata ocorrem como: i) veios de quartzo de largura entre 0,1 a 0,8 m, que contêm sulfetos de Fe, Cu, Zn e Pb mais restrito, além, de Au, ii) ocorrem hospedados em granodiorito, paralelos a diques de andesito com larguras entre 0,4 e 1,2 m, e são controlados por estruturas de cisalhamento de regime de deformação rúptil (cataclástica). iii) os diques de andesito assim como o granodiorito, são hospedeiros de veios mineralizados, e exibem efeitos de alteração hidrotermal na forma de halos que preferencialmente se desenvolvem nos limites com o granodiorito hospedeiro.

A alteração hidrotermal mais proximal é do tipo propilítica (calcita, clorita, epidoto, sericita e pirita), seguida de alteração sericítica com efeitos de 0,1 a 0,6 m do limite dos veios. A geoquímica da mineralização de ouro do *trend* do Rio Nus, onde se localizam a maioria dos depósitos exploráveis de ouro na região de Gómez Plata, está representada por Au-Ag-Bi-Te-Mo (Leal-Mejia., 2011). Da consulta bibliográfica realizada sobre os depósitos auríferos da região onde está inserida a área de estudo conclui-se que: i) os veios mineralizados são controlados por estruturas, onde o minério é constituído por minerais de baixa sulfidação, ii) comumente o minério está associado a veios de quartzo-carbonato, iii) os efeitos hidrotermais mais comuns dos fluidos formadores dos veios nas rochas encaixantes são alteração clorítica e sericítica, iv) o Batólito Antioqueño é propício para a formação de depósitos de ouro relacionados a intrusivos (*Intrusion related gold deposits*) segundo estudos realizados por Leal-Mejia (2011). A respeito da síntese anterior, as principais hipóteses sobre a compreensão da origem dos fluidos mineralizantes postulam que estes têm relação com fluidos hidrotermais de origem tarde magmática (Cedial., 2003; Leal Mejia., 2011), às vezes com influência de fluidos meteóricos, embora estudos sobre as características dos fluidos mineralizantes são muito restritos. Também se postulam jazidas formadas por remobilização de fluidos associadas a eventos metamórficos que usam como principal argumento o fato de algumas jazidas estarem encaixadas em rochas metamórficas. Tais hipóteses comumente carecem de parâmetros analíticos que permitam associar, em um contexto objetivo, processos de interação fluido-rocha, paragênese metálica, parâmetros físico-químicos de fluidos e características

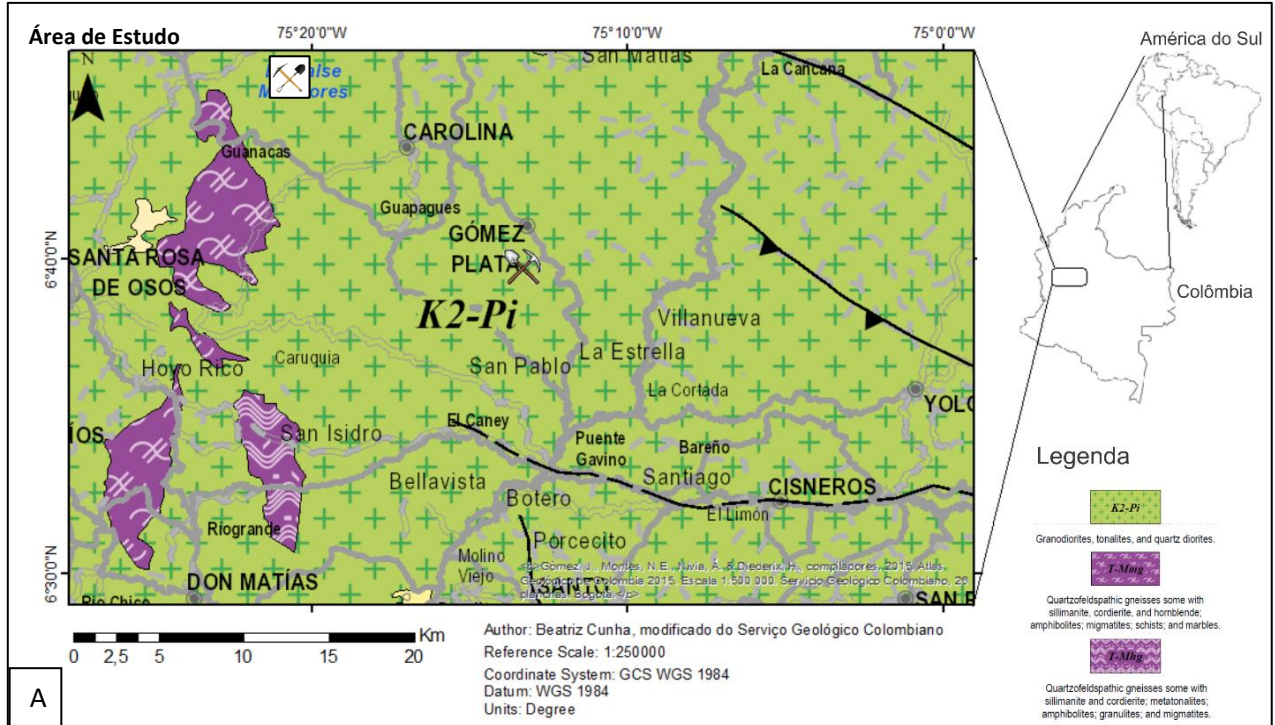
geoquímicas da rocha hospedeira.

Estudos de cunho metalogenético (Eceverri, 2006; Ordonez-Carmona *et al.*, 2005; Alvarez-Galindez, 2013; Jaramillo, 2018) têm sido realizados principalmente na área do distrito mineiro de Remédios-Segovia, por ser este o mais importante na região. Nos demais distritos mineiros de menor importância dentre eles o de Gómez Plata, permanecem em aberto questões como: A origem dos fluidos mineralizantes, isso em razão da variedade de pulsos magmáticos que ocorrem nesta região, a dificuldade de entender o estilo estrutural que controla os depósitos, e a falta de pesquisas regionais aprofundadas que definam parâmetros geológicos, físico-químicos dos fluidos mineralizantes e metalogenéticos. Alguns depósitos espacialmente associados ao batólito Antioqueño, como é o caso do depósito aurífero aqui estudado, carecem desse tipo de abordagens metalogenéticas para jazida mineral. Estes questionamentos motivaram realizar esta pesquisa utilizando sistemáticas analíticas para gerar acervo de dados confiáveis e consistentes de modo a entender os processos formadores desta jazida mineral, e modelar de forma conceitual, seu estilo de ocorrência. Portanto, **o foco principal** é realizar o estudo metalogenético e postular o modelo conceitual que explique a origem e estilo mineralizante da jazida aurífera Mocerongo.

1.2 Localização da Área

A mina do Cerro Mocerongo, onde é explorado o depósito aurífero estudado, está localizada no município de Gómez Plata, a 90 km a norte da cidade de Medellín (capital do estado de Antioquia (Figura 2A)). A mina é constituída por túneis direcionados segundo o *trend* dos veios que cortam o cerro Mocerongo. Este depósito aurífero é explorado pela empresa *Morocota Gold S.A.S* (sociedade anônima simplificada). Esta empresa iniciou trabalhos de exploração no cerro Mocerongo em 2012 (área de 60 hectares distribuídas em 5 títulos mineiros), onde já existiam trabalhos de exploração aurífera não tecnicada desde o início do século XVIII. A mina processa 50 toneladas por dia de minério polimetálico (sulfetos de ferro, zinco e cobre em veios de quartzo) com teor médio de 20 g/ton de Au. O plano de mineração considerou inicialmente o desenvolvimento e a exploração de pelo menos quatro veios com controle estrutural dominante W-E, conhecidas como Molinos, Grillos, Hilo Grande e Veta 2 (Figura 2B).

Figura 2. Mapa Geológico da mina explorada pela empresa. B) Imagem esquemática ilustrando os principais veios mineralizados com potencial de exploração no Cerro Mocerongo. Fonte. Empresa *Morocota Gold S.A.S.*



1.3 Objetivos

Objetivo Geral

Realizar o estudo metalogenético e postular o modelo conceitual que explique a origem e estilo mineralizante do depósito a ser estudado. Este objetivo será complementado pelos seguintes objetivos específicos:

Objetivos Específicos

- Determinar a paragéneses mineral, alteração hidrotermal e o estilo de ocorrência dos minerais formadores do minério;
- Interpretar os parâmetros físico-químicos dos fluidos mineralizantes da jazida aurífera;
- Elaborar o modelo descritivo e conceitual que permita integrar e entender a origem e ocorrência da jazida aurífera, de modo que possa ser comparada com outras.

CAPÍTULO 2 - MATERIAIS E MÉTODOS

Será apresentado um resumo dos principais métodos aplicados nessa pesquisa visando explicar a sua importância e articulação dentro do desenvolvimento da pesquisa

2.1 Trabalho de Campo e Mapeamento Geológico

É de praxe entender que todo trabalho de campo, além de proporcionar a compreensão geológica da região e da área de pesquisa, visa coletar as informações geológicas, assim como realizar a amostragem que permita a aplicação de técnicas de pesquisa complementares e de maior detalhe. Todo esse trabalho foi realizado de forma sistemática visando obter as informações, dados e suprimentos geológicos básicos para assim atingir com rigor os objetivos propostos. O trabalho de campo consistiu no reconhecimento e descrição geológica das rochas que afloram na área de estudo. Foram realizados percursos de superfície e em túneis subterrâneos, com a coleta de amostras de rocha representativas dos litotipos observados em campo correspondentes ao Batólito Antioqueño, tanto de diques de diabásio, de veios mineralizados e de granodiorito com alteração hidrotermal.

O trabalho de campo foi realizado no período de 16 de dezembro de 2019 a 10 de janeiro de 2020 este trabalho compreendeu: geoposicionamento de cada local amostrado em superfície, registro fotográfico, descrição macroscópica das unidades de rocha, levantamento de dados estruturais, coleta e rotulagem de amostras (algumas orientadas in situ). Amostragem de rochas do minério foi feita mediante a técnica de canal em que se incluem: veios com presença de sulfetos, a rocha encaixante com diferentes graus de alteração hidrotermal e rocha sã. Foram descritos testemunhos de sondagens da área da mina Mocerongo visando identificar veios mineralizados com sulfetos e outros tipos de veios, da alteração hidrotermal associada a veios mineralizados com sulfetos, assim como a variação na composição de litotipos e da alteração hidrotermal. Foram coletadas 68 amostras sendo 15 de testemunhos de sondagem. Para efeitos de localização de amostras em túneis foram usados planos dos túneis fornecidos pela empresa mineradora Morocota Gold S.A.S.

Na etapa de preparação de amostras para fins de análises laboratoriais específicas, 40 amostras foram selecionadas para a confecção de lâminas delgadas-polidas usando como critério a associação mineral de litotipos e de sulfetos em veios, o grau de alteração hidrotermal e sua distribuição espacial com relação a veios mineralizados. Foram também confeccionados tabletes para a lapidação de lâminas polidas de rochas e do minério para fins de análises petrográficas.

As lâminas polidas de rocha e de minério foram confeccionadas no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), a maioria das amostras que foram usadas para lapidação de lâminas, exibem evidências de alteração hidrotermal para fins de análises geoquímicas.

2.2 Petrografia e Microscopia

Trata-se de uma análise microscópica convencional focada em entender processos formadores da jazida mineral e as relações destes processos com as rochas hospedeiras dos veios mineralizados. Foram realizadas no laboratório de microscopia do Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFAM, utilizando microscópio petrográfico convencional de luz transmitida e refletida. Estas análises focam em: i) classificar as rochas hospedeiras da jazida mineral segundo sua composição mineral mediante contagem modal pelo método de Streckeisen (1976) dos minerais que constituem da rocha inalterada que hospeda o minério. ii) definir associações e relações entre minerais, caracterizar a textura estrutura de litotipos, associação mineral metalográfica e a caracterização de minerais e zonas de alterações hidrotermais. iii) obter fotografias relevantes para ilustrar os resultados deste tipo de análises.

2.3 Química Mineral em Microsonda Eletrônica (MSE)

Este procedimento analítico fornece informações sobre a composição mineral da rocha e da alteração hidrotermal associada. Se apoia em análises petrográficas criteriosas que destacam associações minerais relacionadas aos processos formadores da jazida, visando estabelecer vínculos de origem petrogenética e hidrotermal nas condições físico-químicas de formação mineral. Quatro amostras pertencentes a rocha hospedeira da mineralização foram encaminhadas para análises no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista (UNESP). O laboratório é equipado com uma microsonda modelo JEOL JXA-FE-8530 à qual estão acoplados cinco espectrômetros WDS (espectrometria por dispersão de comprimento de onda) e um espectrômetro EDS (Espectroscopia por Dispersão de Energia de Raios X). Essas análises foram realizadas para o reconhecimento da composição química dos minerais associados com a mineralização aurífera e com as alterações hidrotermais, bem como possíveis oscilações composicionais e zonamentos. Com este intuito foram realizadas análises pontuais nos minerais previamente selecionados, sendo a análise por WDS uma ferramenta importante quando se pretende quantificar os elementos químicos presentes nos minerais com alto grau de precisão. (Gomes,

1984).

2.4 Estudo de Inclusões fluidas (IF)

É mais um método de pesquisa sistemático e detalhado, foi aplicado em minerais de ganga (quartzo) da jazida mineral que estão relacionados com a gênese do ouro. Visa entender as condições físico-químicas dos fluidos mineralizantes. Fornece parâmetros que permitem entender a origem dos fluidos hidrotermais, do ambiente em que esses fluidos precipitaram a jazida mineral, dando suporte a interpretações de cunho metalogenético. O estudo de inclusões fluidas (IF) foi realizado no laboratório de inclusões fluidas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP), onde foram coletados dados em 4 amostras a partir da observação direta das características morfológicas (cor, tamanho, natureza e proporção das fases que as compõem à temperatura ambiente), na distribuição espacial dentro do mineral analisado, permitindo a distinção entre inclusões primárias e secundárias. Seguida da análise indireta, por meio de ensaios microtermométricos. A composição de um fluido aprisionado em uma inclusão fluida pode ser obtida a partir da medida de mudanças de fases devido ao aumento da temperatura da inclusão (Roedder., 1984; Bodnar., 2003). Isto é realizado usando um microscópio dotado de objetiva de 100 vezes, acoplado a uma platina de aquecimento. Neste contexto, assume-se que o fluido não teve alterações após o seu aprisionamento.

O sistema de fluidos do minério associado ao sistema hidrotermal foi caracterizado com base no estudo petrográfico e microtermométrico de inclusões fluidas. Os testes microtermométricos consistiram em ciclos de resfriamento e aquecimento de inclusões fluidas previamente selecionadas, provocados, respectivamente, pela circulação de nitrogênio líquido no interior da platina dotada com resistência elétrica controlada eletronicamente. Os dados obtidos servem para realizar os cálculos de salinidade, condições de aprisionamento da inclusão, etc, usando o software *FLUIDS*. (Bakker, 2003)

CAPÍTULO 3 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo serão discutidas as mineralizações hidrotermais associadas à colocação de magmas intermediários a félsicos em contexto de arcos magmáticos, englobando sistemas do tipo pórfiro, epitermal (*high- e low-sulfidation*) e *Intrusion Related Gold Systems (IRGS)*, por serem estes os mais prováveis modelos que explicariam a origem dos fluidos mineralizantes da jazida aurífera do Cerro Mocorongo.

3.1 Depósitos Magmático–Hidrotermais

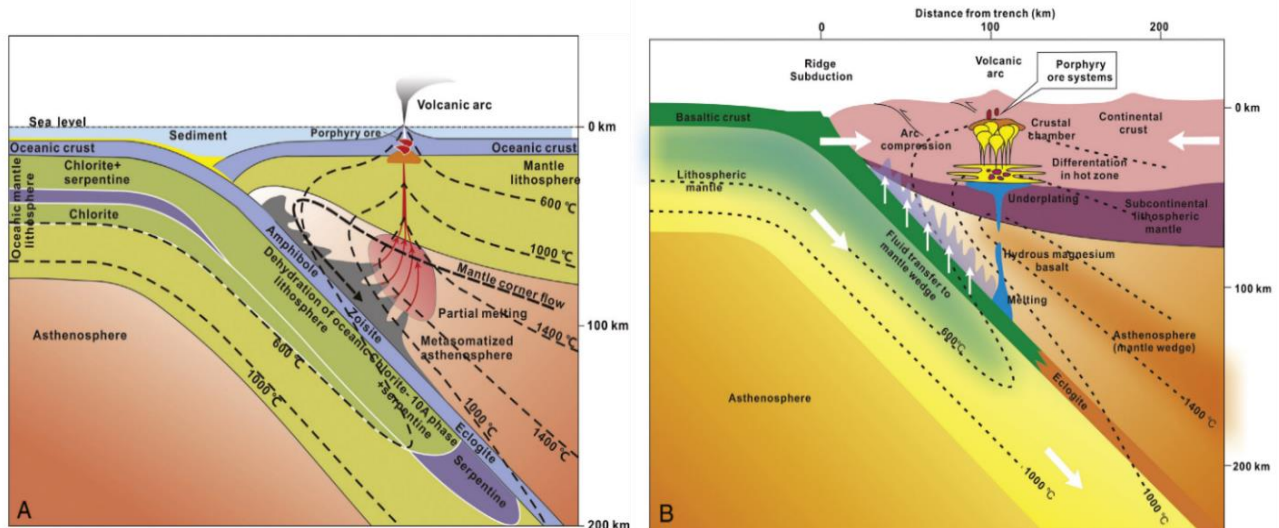
São estes uma fonte principal de Cu, Mo, Sn e W e a maior para Au, Ag, Pb e Zn (Kesler & Simon, 2015). Por definição, são produzidos por fluidos hidrotermais que estão espacial e temporalmente associados a cristalização de magmas em câmaras magmáticas. Embora nem todos os fluidos em um Sistema magmático-hidrotermal tenham origem magmática, estes ainda incluem fluidos de origem externa, como água meteórica quando a colocação do plúton ocorre nas porções mais superiores da crosta. Em este tipo de jazidas a fonte de ligantes como (Cl, S e F) é o próprio magma (e.g., Hedenquist & Lowenstern, 1994; Barnes, 1997). Na medida que o magma ascende e evolue pela crosta, se dão as geoquímicas propícias que permitem o transporte e deposição dos metais em solução e a formação de depósitos em si. Esses sistemas magmáticos formadores de jazidas minerais, podem ser encontrados associados às zonas de subducção (arcos de ilha e arco magmáticos), em contextos tardi-tectônicos e também em zonas de *rift*. Esse é o caso dos sistemas magmáticos–hidrotermais do tipo pórfiro e epitermal, tanto *high-sulfidation* quanto *low-sulfidation*, os quais serão destacados e melhor caracterizados em seu aspecto de origem e contexto tectônico a seguir.

3.1.1 Depósitos do Tipo Pórfiro

Os depósitos do tipo pórfiro são hospedeiros de uma das mais importantes associações minerais (Cooke et al., 2005; Halter et al., 2005; Heinrich et al., 2004; Mutschler et al., 2010; Sillitoe, 2010), somando em torno de 80% para depósitos de Cu e 95% para Mo nas reservas mundiais. Também é uma importante fonte de Au, Ag, Zn, Sn e W. A maioria dos depósitos pórfiro são encontrados em ambientes tectônicos de zonas de subducção ativa (Kesler, 1997; Hedenquist et al., 1998; Richards, 1999; Gonzalez-Partida et al., 2003, 2013; Sillitoe, 2010; Sun et al., 2011; Chiaradia et al., 2012; Wilkinson, 2013; Chiaradia, 2014; Lee, 2014). Com algumas ocorrências em configurações pós-colisionais e outras situações tectônicas (Sillitoe, 2010), a figura 3 mostra os contextos tectônicos onde os pórfiros são

comumente alojados e encontrados. À medida que a placa oceânica entra em processo de subducção, ocorre o aumento do grau metamórfico, progressivamente variações na pressão e na temperatura induzem reações de desidratação em micas, epidoto, talco, serpentina, anfibólio, e outros minerais. Como consequência importante desse processo metamórfico, que pode chegar até a formar eclogitos a partir de rochas da placa oceânica, ocorre ascensão de fluidos gerados para o manto astenosférico subjacente (Figura 3A e B). Do ponto de vista geoquímico, os magmas gerados em estes ambientes apresentam características como altos teores de *LILE* (*Large Ion Lithophile Elements* – K, Rb, Cs, Ca, Sr e Ba) e B, Pb, As e Sb (Tatsumi *et al.*, 1986; Kogiso *et al.*, 1997; Hattori e Guillot, 2003; Breeding *et al.*, 2004; Manning, 2004; Hattori *et al.*, 2005). Essa assinatura geoquímica é semelhante à encontrada nas rochas de arcos magmáticos, fato este que sugere a correlação genética entre a desidratação do *slab* e o magmatismo em zonas de subducção (Gill, 1981; Davidson, 1996; Noll *et al.*, 1996; Sobolev & Chaussidon, 1996; Wallace, 2005; Portnyagin *et al.*, 2007).

Figura 3. Dois diferentes modelos para depósitos pórfiro Cu ± Au ± Mo A) Depósito do tipo pórfiro formado a partir de rochas de arco (Richards, 2011). De acordo com esse modelo, mesmo a formação de depósitos de grande porte, tem o mesmo princípio de formação de minério, controlados por distintas configurações tectônicas, rochas encaixantes reativas ou canalização de percolação de fluidos que otimizam o processo. B) Depósito do tipo pórfiro associado a magmas provenientes cunha de subducção (Modificado a partir de Wilkinson, 2013), estes com alto teor de Cu inicial (Sun *et al.*, 2011).

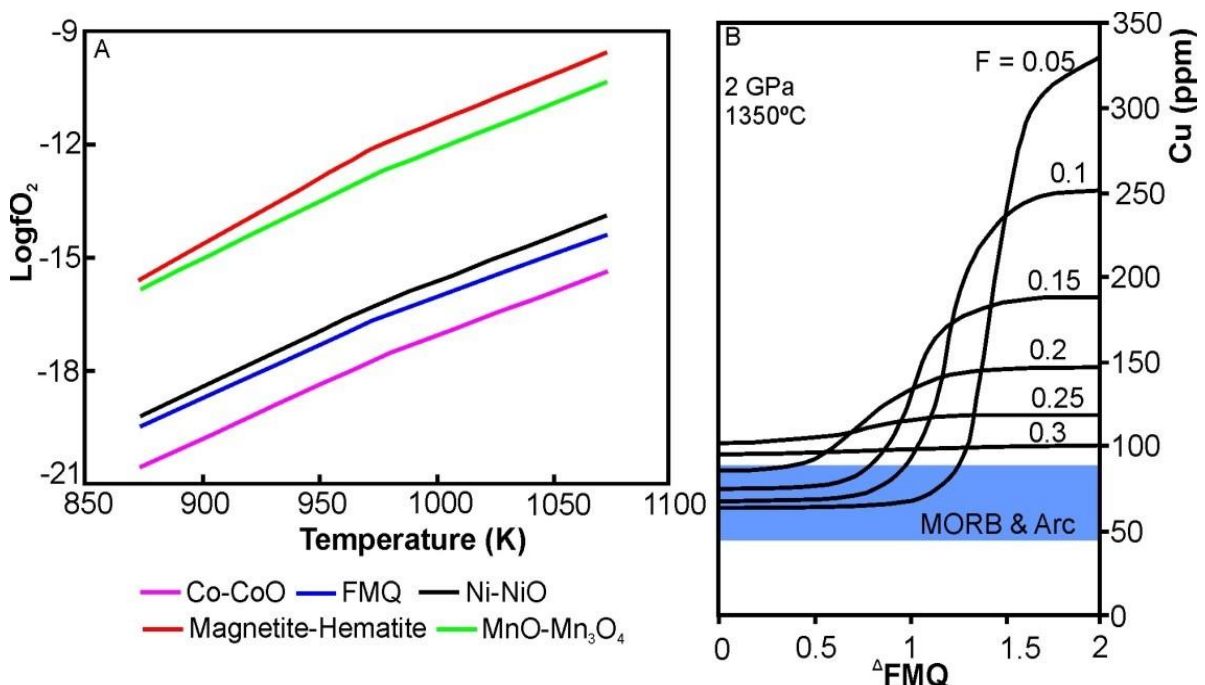


Há um consenso no qual a maioria dos sistemas do tipo pórfiro de Cu ± Mo ± Au se iniciam a partir da injeção de magma adakítico oxidado e saturado em fluidos aquosos ricos em S e outros metais, i.e., o magma parental deve ser oxidado e rico em água (e.g. Burnham & Ohmoto, 1980; Ballard *et al.*, 2002; Garrido *et al.*, 2002; Imai, 2002; Mungall, 2002; Liang *et al.*, 2006; Stern *et al.*, 2007; Sillitoe, 2010; Sun *et al.*, 2013). Entretanto, ainda é controverso do ponto de vista do porquê a alta fugacidade de oxigênio é favorável para a mineralização em depósitos pórfiro, e o quão oxidado o magma essencialmente deve ser. Segundo alguns

autores (e.g. Lee *et al.*, 2012; Sun *et al.*, 2013), altas fugacidades de O_2 (fO_2) são muito eficientes para expulsar sulfetos residuais do manto e, conseqüentemente, transferir elementos calcófilos para os magmas gerados. Elementos como Au, Cu e Mo apresentam coeficientes de partição muito elevados entre sulfeto e o magma e se comportam como elementos incompatíveis durante o processo de fusão parcial ($D_{Au} = 4500-11200$ (Mungall e Brenan, 2014); $D_{Cu} = 1334 \pm 210$ (Patten *et al.*, 2013); $D_{Mo} = 0,15-5,15$ (Li e Audetat, 2013)). Sendo assim, a presença e abundância de sulfetos de fonte mantélica terá papel fundamental na concentração desses elementos no *melt*.

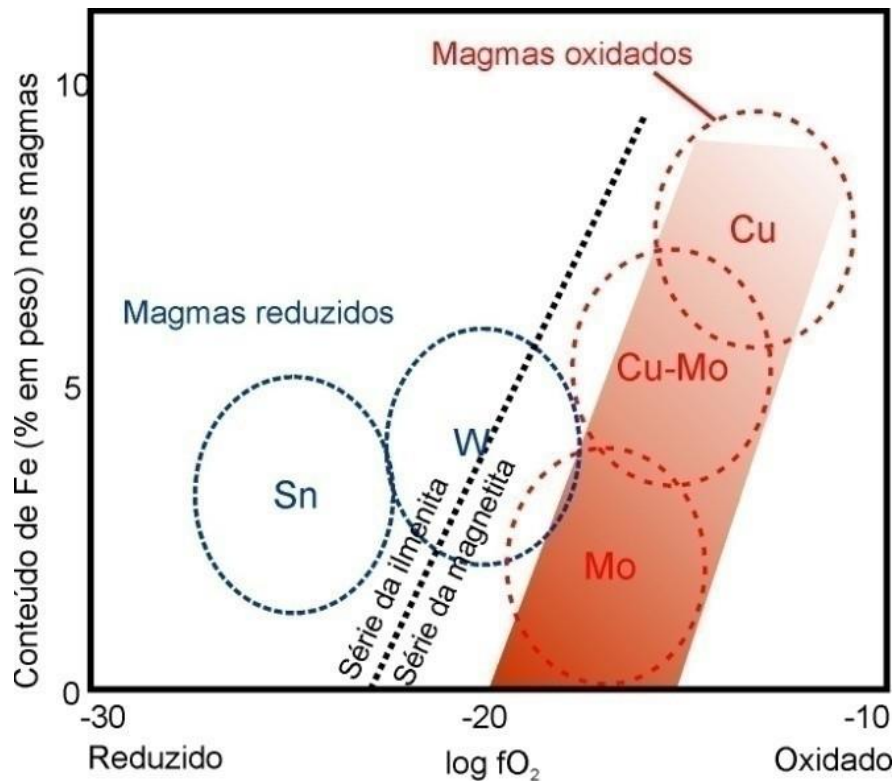
Estudos experimentais que investigaram os teores de metais em fundidos em condições semelhantes a composição do manto, levaram em consideração o conceito de *oxygenbuffer*, que pode ser entendido como uma associação de minerais a uma dada fO_2 em função da temperatura (Figura 4A). A relação positiva entre fO_2 e o conteúdo de Cu do *melt* (magma) é expressada na Figura 4B.

Figura 4. A) Valores de fO_2 para diferentes associações minerais em função da temperatura em 1 bar. (FMQ = faialita + magnetita + quartzo); B) Concentração de Cu no melt (magma) em função da taxa de fusão parcial (F) e fO_2 expressada em ΔFMQ . Extraído de Sun et al. (2015). A) Valores de fO_2 para diferentes associações minerais em função da temperatura em 1 bar. (FMQ = faialita + magnetita + quartzo); B) Concentração de Cu no melt (magma) em função da taxa de fusão parcial (F) e fO_2 expressada em ΔFMQ . Extraído de Sun et al 2013.



Esta permite concluir que, para baixas taxas de fusão, quanto maior a fO_2 maiores serão os teores de Cu no *melt*. No entanto, taxas de fusão muito elevadas não são interessantes do ponto de vista metalogenético. Nesses casos os teores de metais de interesse acabariam diluídos na quantidade excessiva de *melt* gerado, gerando magmas inférteis para produzir depósitos minerais. Além disso, a fugacidade de O_2 exerce um papel importante no que se refere à especialização metalífera dos magmas, conforme ilustrado na Figura 5. Segundo classificação de Ishihara (1977), magmas oxidados da série da magnetita são os mais favoráveis para a formação de pórfiros de Cu, Cu-Mo ou Mo, enquanto que magmas mais reduzidos da série da ilmenita são mais favoráveis para formação de pórfiros de Sn e W.

Figura 5. Gráfico esquemático de conteúdo de Fe no magma em função do estado de oxidação (fO_2) para magmas cálcio-alcalinos a alcalinos associados a pórfiros de Cu, Cu-Mo e Mo e depósitos de W e Sn. O limite entre as séries da magnetita e ilmenita (Ishihara, 1977) também é esquematizada, sendo este limite HM, onde a fugacidade de oxigênio é favorável para a formação de depósitos do tipo pórfiro. (Modificado de Thompson et al., 1999).



Magmas gerados por fusão parcial do manto astenosférico tendem a migrar para base da crosta continental, onde se acumulam em um processo denominado de *underplating*. Essa acumulação resulta em processos de fusão e assimilação das rochas do manto superior e da base da crosta, homogeneização e acumulação (*MASH*) Hildreth e Moorbath (1988). À medida que os magmas se diferenciam, os produtos mais evoluídos apresentam densidades relativamente mais baixas, o que permite a sua ascensão na crosta. Conforme estes magmas se resfriam e cristalizam, ocorre exsolução das fases fluidas ricas em voláteis, como Cl^- e S^-

(tanto na forma reduzida quanto na forma oxidada). Essas fases terão importância fundamental para o processo metalogenético, pois são os principais íons responsáveis pelo transporte dos elementos de interesse. Os mecanismos de transporte e deposição dos metais de interesse econômico serão discutidos no subitem 3.2.1

3.1.2 Depósitos Epitermais (*High e Low-Sulfidation*)

Os depósitos epitermais são importantes fontes de Au, Cu e Ag, com teores consideráveis de Bi, Te, Sb, As e Hg que se formam em condições de baixas temperaturas. O termo "epitermal" surge da classificação de depósitos minerais proposta por Lindgren (1933) para se referir aos depósitos formados a baixas profundidades (classificados como epizonais) e temperaturas menores que 300 °C (Hedenquist, 1994). Dependendo do fluido associado ao processo metalogenético, da condição de pH e do estado de oxidação de S, os depósitos epitermais são classificados em *high-sulfidation* ou *low-sulfidation*, com um termo intermediário denominado *intermediate-sulfidation*. Essas ocorrências minerais são encontradas tipicamente em ambientes tectônicos distintos, estando os depósitos epitermais *high-sulfidation* associados com zonas de subducção e a vulcanismo de arco (Figura 3A) e os *low-sulfidation*, mais frequentemente encontrados em ambientes extensionais como *rifts* ou bacias de retro-arco (Figura 6).

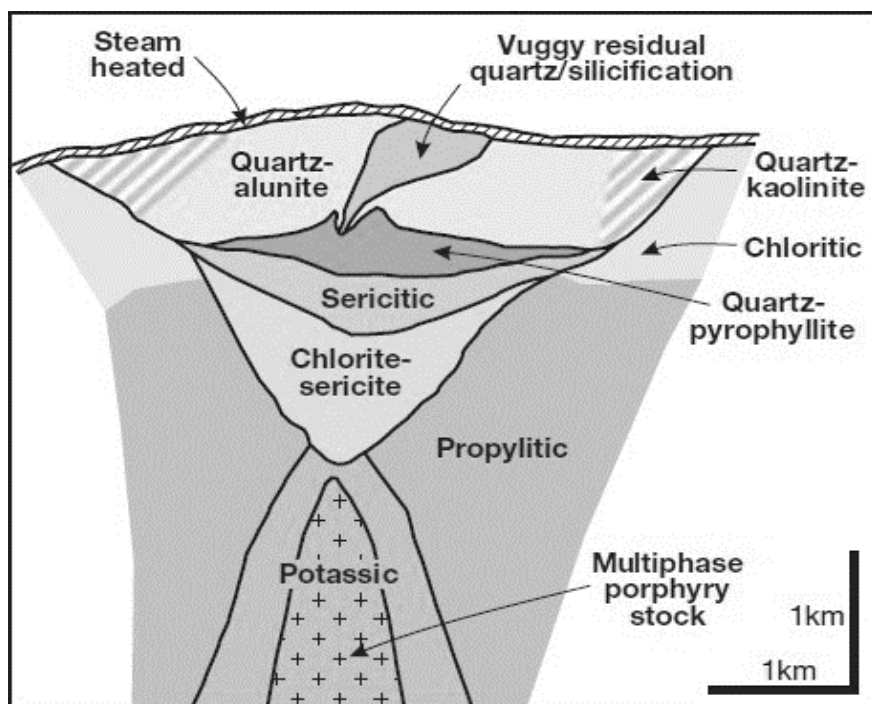
Mineralizações Epitermais *High-Sulfidation*

Os depósitos epitermais do tipo *high-sulfidation* estão geneticamente relacionados com a evolução dos fluidos hidrotermais responsáveis pela mineralização do tipo pórfiro de Cu e Mo. O minério formado nestes sistemas, está hospedado em rochas vulcânicas do arco magmático, tais como andesitos, dacitos e riolitos, e consiste em uma mistura de ouro, ouro-prata, enargita e, como ganga, alunita, pirita, pirofilita, barita, caulinita, dentre outros minerais. Em determinado estágio da cristalização, em pressões mais elevadas, o magma coexiste com um fluido de estado supercrítico (onde a fase líquida e a vapor são indistinguíveis). Quando o sistema atinge pressões menores, em torno de 1,4 kbar, ocorre a exsolução de duas fases aquosas distintas, são estas (i) fluido de alta salinidade e densidade e; (ii) fase rica em compostos voláteis de salinidade moderada a baixa, que ascenderá aos níveis crustais mais rasos, podendo formar mineralizações epitermais (Richards, 2011).

À medida que a pluma hidrotermal evolui e ascende para níveis crustais mais superficiais, compostos como H₂SO₄ e HCl de origem magmática são particionados para a fase rica em voláteis em um processo chamado de *boiling*. Como resultado da interação desses

fluidos com as rochas encaixantes ocorre diminuição do pH e, conseqüentemente, esses fluidos muito ácidos promovem intensa lixiviação de grande parte dos elementos químicos e minerais presentes nas rochas que tais fluidos percolam no seu processo de migração a partir do magma fonte, deixando a sílica e argilominerais como resíduos dessa alteração hidrotermal na rocha. Na porção central da pluma hidrotermal, à atuação dessas soluções ácidas é dominada pela sílica residual, também chamada de *silica cap* e *vuggy silica* (sílica porosa), que são características de depósitos epitermais do tipo *high-sulfidation*. Ao redor da zona central ocorre uma zona de alteração argílica avançada, onde predominam minerais como quartzo, alunita e argilominerais (Figura 6). A presença de alunita ($KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$) representa uma evidência importante da característica oxidada desses sistemas.

Figura 6. Desenho esquemático com o zonamento das alterações hidrotermais, apresentando um padrão telescópico a partir da intrusão central responsável pela mineralização do tipo pórfiro, segundo (Sillitoe, 2010). Nesse caso, as alterações mais superficiais do sistema estão associadas como sistema epitermal high-sulfidation e obliteram as alterações referentes ao pórfiro



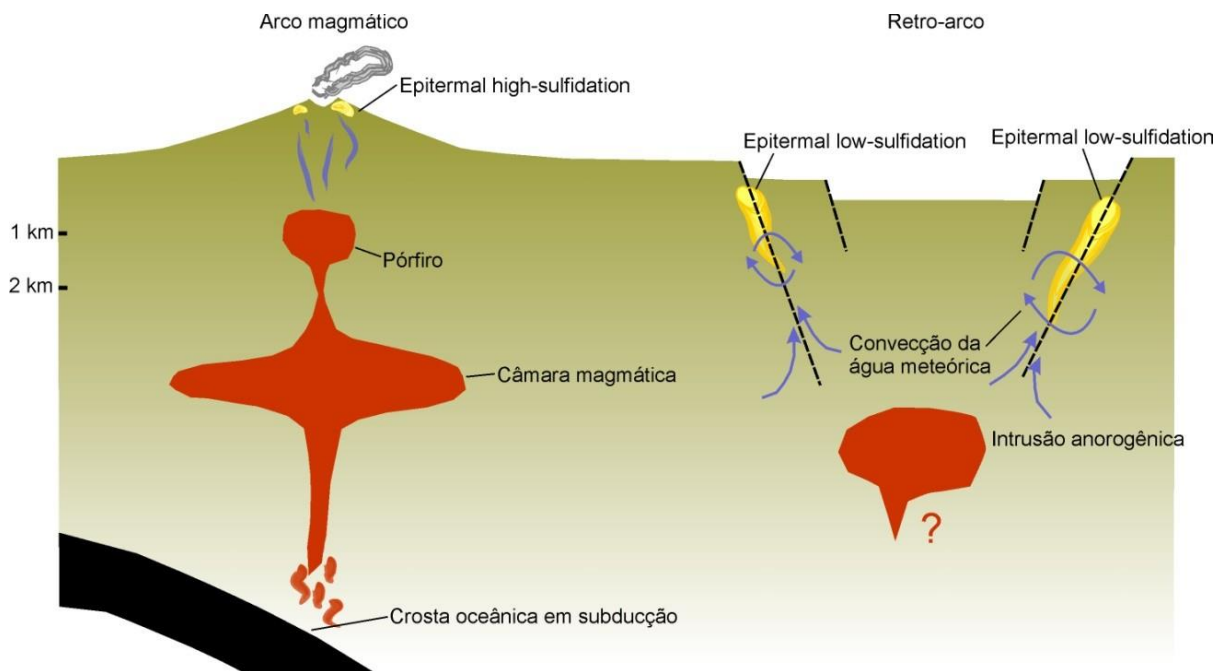
Nos fluidos hidrotermais o PH ácido é um importante fator, o qual é muito eficaz na geração da porosidade necessária para a deposição dos metais em solução que são transportados por estes. No caso dos depósitos epitermais *high-sulfidation*, Au e Cu podem ser transportados tanto por compostos cloretados ($AuCl_2^-$) quanto por compostos sulfetados ($Au(HS)$). A estabilidade geoquímica destes elementos é controlada principalmente pela temperatura, pH, fO_2 e mistura com água meteórica, cabe ressaltar que a influência de fluidos

magmáticos é essencial para a formação desses depósitos. É conhecido a partir de estudos de inclusões fluidas que as soluções responsáveis pela deposição dos metais, apresentam em sua maioria, salinidades na ordem de 2–5% NaCl, podendo chegar a 30%, abaixo da zona mineralizada (Sanger-Von Oepen *et al.*, 1990). Observa-se na figura 7 o padrão em que as alterações nesses sistemas hidrotermais são encontradas e a relação destas com o pórfiro intrusivo. De modo geral, conforme o sistema rocha- fluido se resfria, a tendência é que as alterações de menor temperatura se sobreponham e oblitere as de maior temperatura.

Mineralizações Epitermais Low-Sulfidation

Os depósitos epitermais *low-sulfidation* são importantes fontes de Au e Ag com teores consideráveis de As, Se, Sb e Hg. Esses depósitos não necessariamente guardam uma relação direta com magmatismo e, em contraste com o modelo anterior, são influenciados pela ação de fluidos meteóricos e estão geograficamente localizados em regiões de anomalias geotérmicas capazes de gerar a movimentação das soluções hidrotermais em células de convecção. Tectonicamente estão localizados em zonas de esforços distensivos, como bacias de retro-arco e *rifts* (Figura 7).

Figura 7. Ilustração do ambiente tectônica em que se encontram depósitos epitermais high- e low-sulfidation, segundo Richards (2013). Os depósitos epitermais low-sulfidation, apesar de não apresentarem indícios diretos com a atividade magmática necessitam de um gradiente geotérmico suficiente para provocar a convecção da água meteórica em subsuperfície.



O minério presente nesses sistemas são caracterizados pela presença de pirita,

pirrotita, arsenopirita e esfalerita, sendo o quartzo, adularia e calcita indicadores da ação de fluidos com características mais reduzidas. Comumente apresentam alteração propilítica nas porções mais profundas do sistema e nos níveis mais superficiais apresenta *silica sinter*, que consiste em depósitos de quartzo e opala tipicamente encontrados em campos geotermiais e regiões de *hotsprings*.

As principais características químicas dos fluidos nesses sistemas são a baixa salinidade e pH próximo ao neutro. As ocorrências ricas em Au apresentam salinidades baixas (<1–2% em peso de NaCl_{eq.} (Hedenquist e Henley, 1985). Uma tendência oposta e menos comum, é observada nas ocorrências ricas em Ag, que por sua vez apresentam salinidades mais elevadas, na ordem de 10–15% de NaCl_{eq.} (Simmons *et al.*, 1988), fato que deixa evidente a relação entre o conteúdo de sal dos fluidos hidrotermais e sua capacidade de transportar metais em solução. Isótopos de O e H revelam que, apesar da predominância de água meteórica, a contribuição de água magmática pode ser encontrada em alguns sistemas *low-sulfidation* (e.g. O'Neil e Silberman, 1974). Por apresentarem salinidades mais baixas, o Au nesses depósitos é comumente transportado por compostos sulfetados na forma de Au(HS). Os principais mecanismos de deposição do metal para a formação de depósitos epitermais *low-sulfidation* são a ocorrência de *boiling* e a mistura de fluidos, estes aspectos são discutidos adiante no subitem 3.2.1.

3.1.3 Intrusion Related Gold Systems

O termo *Intrusion Related Gold Systems (IRGS)* tem sido usado para se referir a depósitos minerais hospedados nas adjacências ou nos corpos ígneos intrusivos, constituindo uma classe distinta de depósitos magmático-hidrotermais. Esses depósitos se associam tipicamente à intrusões graníticas (tipo-I, S e A) encontradas em orógenos acrescionários ou colisionais. Tais intrusivos comumente variam de metaluminosas a alcalinas, são predominantemente reduzidas, e se posicionam em condições de pressão que varia de 0,5 kbar a maiores que 3,0 kbar e temperaturas entre 200 e 600°C (Baker & Lang, 2001). Nesses depósitos, os estudos de inclusões fluidas em veios revelaram a presença frequente de CO₂, atestando que fluidos carbônicos estão associados com o processo metalogenético. No entanto, a alteração hidrotermal nesses sistemas é fraca e não expressiva quando se considera a área total afetada.

A associação mineralógica encontrada nesses depósitos é constituída por pirita, pirrotita e arsenopirita, indicando a baixa fO_2 dos fluidos nesses sistemas. O ouro é acompanhado de teores elevados de Bi, W, As, Mo, Te e Sb, com baixas concentrações de

metais base, e pode ocorrer electrum, livre e de outras formas. Segundo proposto por Hart *et al.* (2000), esses depósitos podem ser separados em três categorias: *intrusion-hosted* (com a associação Au-Bi ±Te ±As ±Mo ±W), *proximal-deposits* (W ±Cu ±Au ou Cu-Bi-Au ±W) e *distal-deposits* (Au-As-Sb ±Hg). Segundo Hart *et al.*, (2000), os *intrusion-hosted* são dominados por veios dispostos em padrão *stockwork* hospedados em facies precoces do próprio plúton, com minério aurífero localmente associado a aplitos e pegmatitos comagmáticos. Os *proximal-deposits* são tipicamente *skarns* onde o minério se apresenta em veios e brechas ou disseminado pelas rochas adjacentes à intrusão. Dentro da categoria de *distal-deposits* encontra-se veios de quartzo e sulfeto de metais base com Au ±Ag, brechas hidrotermais e Au disseminado nas rochas encaixantes.

3.2 Alteração Hidrotermal

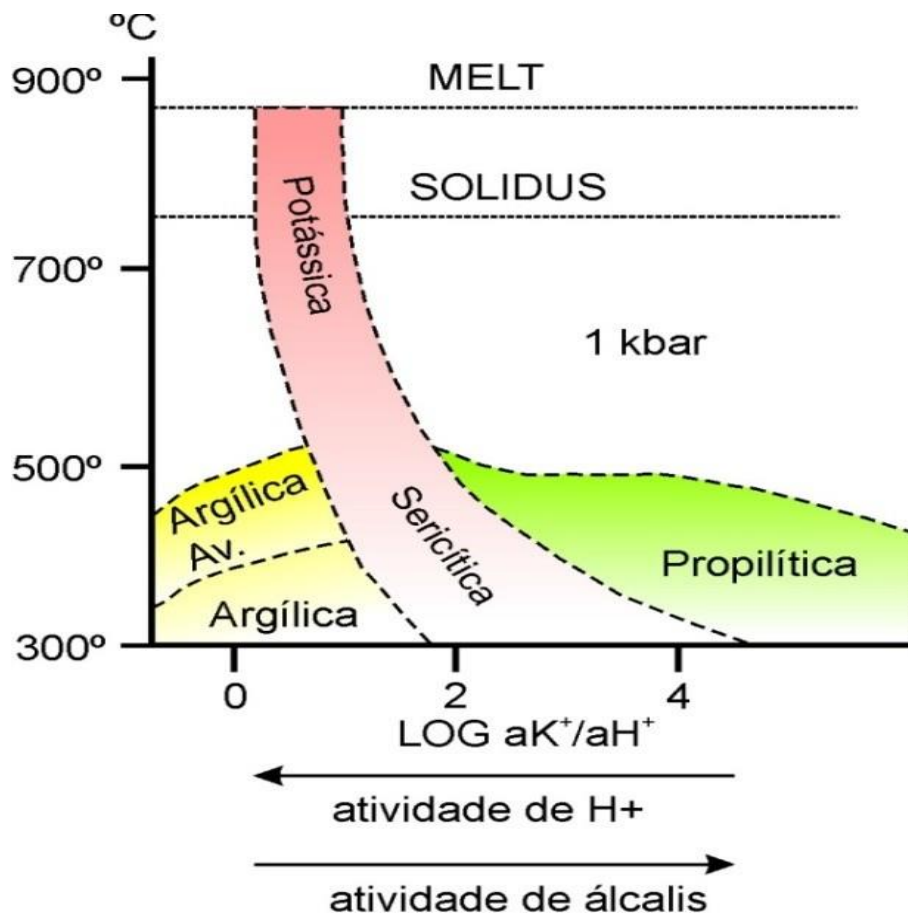
A alteração hidrotermal é consequência da percolação de fases fluidas quentes através da crosta, resultando em mudanças químicas, texturais e mineralógicas nos litotipos afetados pela migração de tais fases fluidas. Os fluidos envolvidos podem ter origens diversas (magmática, metamórfica, meteórica, água do mar, fluidos basinais, entre outros) e as reações hidrotermais se desenvolvem em amplo intervalo de temperatura. As soluções hidrotermais, carregadas de cátions e ânions em solução, e o gradiente de temperatura são responsáveis pelas mudanças físico-químicas no ambiente, forçando os minerais da rocha quando entram em contato fluido hidrotermal a iniciarem processos de reequilíbrio, e adquirir novas características as quais podem ser relacionadas com as propriedades do fluido percolante. Para os depósitos magmáticos-hidrotermais, os fluidos envolvidos são exsolvidos pelo magma em ascensão pela crosta. Esses fluidos são os responsáveis pelas alterações hidrotermais tipicamente observadas nos depósitos do tipo pórfiro e epitermal high-sulfidation. Esses processos são controlados por alguns fatores principais, que segundo alguns autores (e.g. Robb, 2005; Pirajno, 2009) são: (i) natureza da rocha encaixante; ii) composição química dos fluidos; (iii) atividade e concentração de componentes fluidos como H⁺ e K⁺; (iv) a razão fluido/rocha do sistema e por fim; (v) as condições de pressão e temperatura do fluido hidrotermal.

As alterações hidrotermais podem ser individualizadas com base na razão aK^+/aH^+ (Fig. 8), que corresponde à atividade desses íons no sistema (Pirajno, 2009). À medida que as reações hidrotermais se iniciam e o sistema evolui, os fluidos tendem a mudar de composição e características, ocorrendo a liberação de íons H⁺ fazendo com que o metassomatismo mude seu caráter de álcali (alteração potássica e propilítica) para ácido, estado onde predominam

as alterações do tipo sericíticas e, em estados mais avançados de alteração, argílica e argílica avançada. Na maioria dos casos, essa mudança nas características químicas dos fluidos se traduz devido a sobreposição das alterações, como demonstrado na Figura 8, que apesar de esquematizar uma situação idealizada, é possível observar as alterações associadas ao sistema epidermal superpostas às alterações associadas à intrusão do pórfiro.

O termo “telescopagem” é comumente utilizado para se referir a essa disposição das zonas de alteração hidrotermal. Ainda, durante a evolução do sistema pode ser acompanhada não somente uma, mas diversas novas intrusões, as quais são responsáveis por fornecer energia térmica e mais fluidos ao sistema mineralizador. Como resultado, é provável observar a sobreposição dos eventos hidrotermais mais recentes sobre os mais antigos, assim como a sobreposição de associações de menor temperatura sobre as de mais alta temperatura quando a pluma hidrotermal resfria.

Figura 8. Gráfico mostrando os diferentes tipos de alteração hidrotermal e as respectivas temperaturas em função da atividade dos íon K^+ e H^+ . (Adaptado de Pirajno, 2009).



Segundo Robb (2005), Pirajno (2009) e Sillitoe (2010), as principais características e fases minerais presentes em cada uma das principais alterações hidrotermais

dominantes nos sistemas pórfiro e epitermal são apresentadas resumidamente a seguir e encontram-se sintetizadas na Tabela 1:

A. Alteração potássica: Definida como a alteração mais central do sistema hidrotermal, muitas vezes ocorrendo dentro da própria intrusão. Representa a fase de maior temperatura (500 - 600 °C). Os minerais típicos são biotita e feldspato potássico e geralmente está acompanhada da deposição de pirita, calcopirita e molibdenita. Biotita hidrotermal costuma esverdeada e apresentar teores mais elevados de Fe. São comuns inclusões de hematita em feldspatos hidrotermais, fato que confere a estes minerais uma coloração avermelhada.

B. Alteração propilítica: Ocorre nas zonas marginais à intrusão principal e está caracterizada pela adição de H₂O e CO₂ ao sistema, localmente S, com atividade de H⁺ mais baixa ou irrelevante. As temperaturas dessa fase são intermediárias, na ordem de 200 a 350 °C, apresentando baixa razão entre fluido/rocha. Os minerais típicos dessa fase são clorita, epidoto, albita e carbonato, com feldspato potássico e pirita em menores quantidades. À medida em que se analisam porções mais distais, a alteração grada para rocha sã.

C. Alteração sericítica: Também conhecida como alteração fílica, é definida pela associação quartzo, sericita e pirita (QSP). Ocorre devido à presença de H⁺, OH⁻, K e S, que promovem a desestabilização dos feldspatos. Pode conter até 20% em volume de sulfetos (Robb, 2005).

D. Alteração argílica: É formada devido a intensa atividade de H⁺, que promove a lixiviação dos demais elementos à temperaturas de 100 a 300 °C, enriquecendo o sistema em sílica. Argilominerais, principalmente caulinita, illita e montmorilonita, substituem o plagioclásio e minerais máficos como biotita e anfibólio. O metassomatismo ácido provoca a lixiviação intensa dos álcalis, tornando o sistema com características de alta razão fluido/rocha, configurando uma alteração do tipo argílica avançada ao sistema, com formação de minerais diagnósticos como alunita e pirofilita.

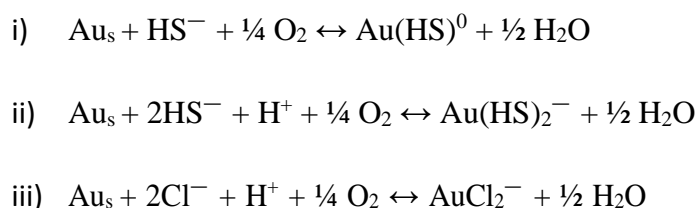
Tabela 1. Alterações hidrotermais e respectivas associações minerais parasistemas dos tipos pórfiro e epitermal, Segundo Robb (2005), Pirajno (2009) e Sillitoe (2010).

Alteração	Minerais Típicos	Minerais Acessórios	Posição no Sistema
Potássica	Biotita, K-feldspato	Actinolita, epidoto, sericita, andalusita, albita, carbonato, turmalina, magnetita	Zonas centrais do sistema
Propilítica	Clorita, epidoto, albita, carbonato	Actinolita, hematita, magnetita	Zonas marginais
Sericítica	Quartzo, sericita, pirita	Pirofilita, carbonato, turmalina, especlarita	Porções mais superficiais do sistema
Argílica	Caulinita, montmorilonita	Sericita, clorita	Estratigraficamente acima do pórfiro
Argílica Avançada	Quartzo (<i>vuggy silica</i>) alunita, pirofilita, dickita, caulinita	Diasporo, andalusita, coríndon, topázio, dumortierita, especlarita	Estratigraficamente acima do pórfiro

3.2.1 Mecanismos de Transporte e Precipitação de Ouro

Segundo a classificação de Pearson (1963) os metais e íons aos quais o ouro se liga podem ser denominados como “*hard*” e “*soft*” de acordo com a valência e raio iônico do elemento. De acordo com essa classificação os íons pequenos e de alta valência seriam classificados como “*hard*” e, em contrapartida, os chamados íons “*soft*” são íons grandes que apresentam baixa carga. Conforme essa classificação quando houver competição entre íons os chamados metais “*hard*” vão se ligar preferencialmente a ligantes “*hard*”, o mesmo ocorre para os chamados “*soft*”. Ouro ocorre predominantemente como Au^+ sendo, portanto, classificado como “*soft*” e comumente associando-se ao ânion HS^- . O metal pode ainda ocorrer como Au^{3+} porém apenas em condições muito oxidantes e à temperaturas ambientes.

Sob temperaturas mais elevadas, como encontradas em sistemas hidrotermais, a solubilidade do ouro é controlada tanto por compostos sulfetados quanto por compostos cloretados, como se observa nas figuras 8 e 9. A precipitação do metal nesse caso é controlada pelas reações apresentadas a seguir:

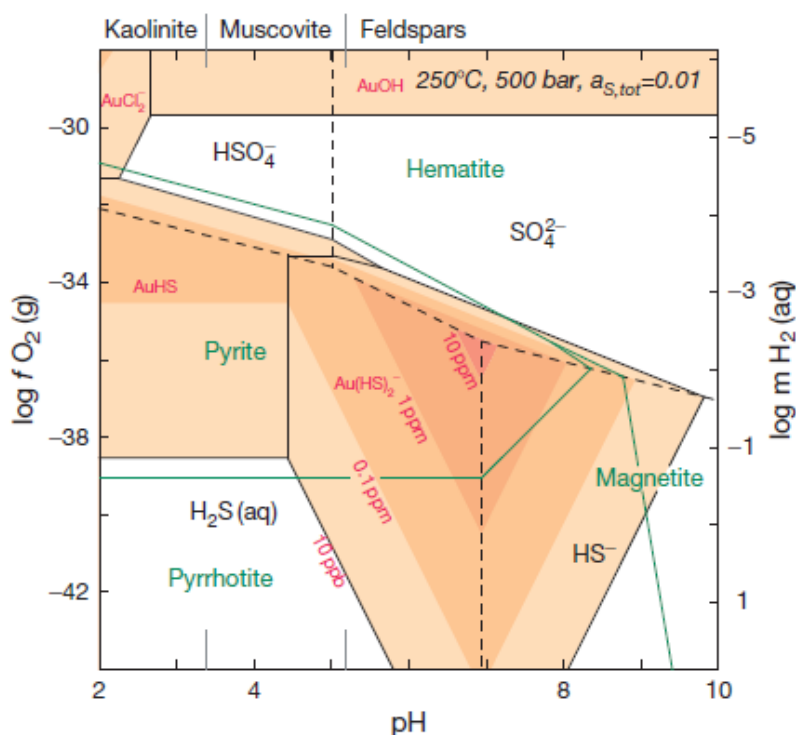


Ouro é um metal nobre que não é reativo sob condições atmosféricas. É necessário um ligante para favorecer a sua solubilidade para que haja o transporte hidrotermal. A disponibilidade de ligantes em solução é um dos parâmetros fundamentais, além disso, estabelecer qual ligante estará envolvido no processo de formação do depósito é essencial para entender a fonte do ouro. Cloreto (Cl^-) e Sulfureto de hidrogênio (HS^-) são agentes importantes visto que o ouro possui 3 estados de oxidação: Au^0 , Au^+ e Au^{3+} (Williams-Jones et al. 2009). Phillips e Powell (2010) propuseram que sulfureto de hidrogênio é um dos potenciais ligantes devido a elevada eletronegatividade do estado de oxidação Au^+ para S (Um valor de 2.58 no diagrama de Pauling), conseqüentemente, favorecendo uma ligação covalente. A validação é sustentada nas associações metálicas encontradas em depósitos de ouro orogênico, onde As, Sb, B, Se, Te, Hg, Bi, Mo, e W são metais traços comuns e possuem valores no diagrama de Pauling (>2), estes são mais compatíveis com Cl^- para formar ligações

complexas iônicas mais fortes (Yardley e Cleverley 2015; Zhong et al. 2015).

Experimentos realizados sob condições hidrotermais confirmam que o ouro é solúvel em complexos de HS^- (Stefansson & Seward 2004; Williams-Jones et al. 2009). Esses dados têm sido usados para desenvolver diagramas binários de solubilidade de ouro em função da fugacidade de oxigênio ($f\text{O}_2$) e Ph. Em soluções aquosas exemplificadas no diagrama da figura 9, cálculos para diferentes temperaturas, pressões e moldes de S em solução, descrevem-se duas condições fundamentais que controlam o campo de solubilidade de ouro: 1) Um campo muito restrito de pH próximo a valores neutros ($\text{pH} \sim 7$); (2) $f\text{O}_2$ abaixo do campo de limite de estabilidade entre sulfato-sulfeto (óxido-sulfeto).

Figura 9. Diagramas binários de solubilidade de ouro em função da fugacidade de oxigênio ($f\text{O}_2$) e Ph em soluções aquosas (Stefansson e Seward 2004; Akinfiev e Zotov, 2010)



O enxofre ocorre naturalmente como um gás (H_2S , SO_2), como mineral e como elemento nativo. Em sequências vulcano-sedimentares, pirita é a fonte principal de enxofre e é comumente convertida para pirrotita por reações de desulfidação sob condições metamórficas (Toulmin e Barton 1964). Já que pirita contém mais S do que a pirrotita, é esperado que seja liberado enxofre durante essa reação, entretanto, nem todo enxofre liberado nessa conversão permanece em solução para agir como um ligante para o ouro. As condições de temperatura e pressão, juntamente com o conteúdo de ferro-silicatos, que consomem o S para formar pirrotita, normalmente controlam os excessos de enxofre disponíveis para a

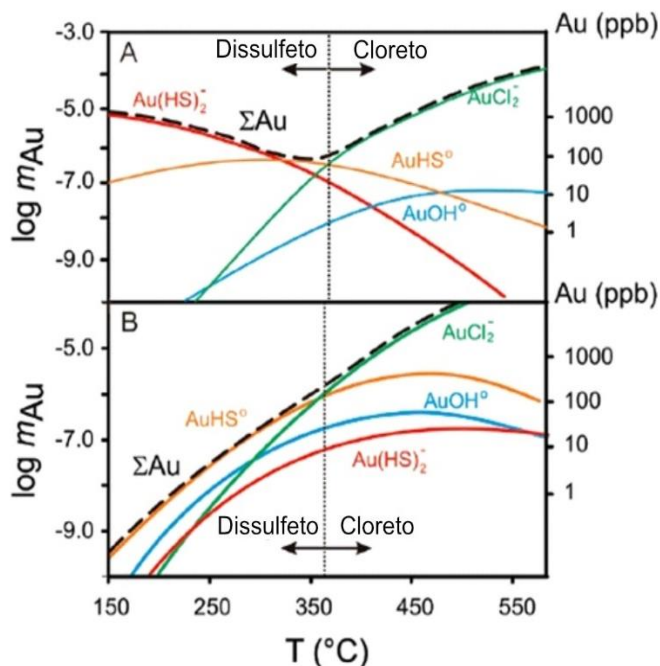
ligação com o ouro. À medida que o sistema evolui, compostos como HS^- e H^+ são fracionados para a fase rica em voláteis (*boiling*), provocando o aumento do pH no fluido residual, deslocando o equilíbrio das reações em i) e ii) para a esquerda e induzindo a precipitação de ouro (Stefánsson e Seward 2004). Outro mecanismo eficiente que promove a precipitação de ouro é a mistura de fluidos meteóricos. A qual atua na formação dos depósitos epitermais do tipo *low-sulfidation*, onde o enxofre encontra-se preferencialmente em sua forma reduzida.

Para os depósitos epitermais do tipo *high-sulfidation*, o ouro pode ser transportado tanto por compostos sulfetados quanto por compostos cloretados. No entanto, antes do momento de deposição dos metais, a formação desses depósitos se inicia a partir de um estágio de alteração hidrotermal argílica e argílica avançada, provocadas pela ação de soluções ácidas. Esses fluidos de pH baixo (1 a 3, segundo Robb, 2005) são produtos do *boiling* sofrido pelas soluções magmáticas e têm papel fundamental no processo metalogenético, pois atuam lixiviando minerais e elementos, causando a porosidade secundária nos litotipos necessária para a percolação e deposição dos metais em solução. O segundo estágio para formação desses depósitos ocorre com a percolação dos fluidos transportando o ouro em compostos sulfetados e compostos cloretados. A Figura 10 mostra o comportamento da solubilidade do metal alvo quando este é transportado por ambos os compostos. Acima de 350 °C, a solubilidade do ouro é predominantemente controlada por AuCl_2^- . O transporte do metal por este composto é mais comum em sistemas hidrotermais onde os fluidos envolvidos são mais salinos e ácidos. Nestes depósitos, conforme se observa na reação iii), a adição de água ao sistema, provocada pela mistura da solução hidrotermal com fluidos meteóricos, pode atuar deslocando o equilíbrio da equação para esquerda e induzir a deposição de ouro. Da mesma forma, a estabilidade do composto AuCl_2^- decai significativamente com a diminuição da temperatura, como se observa no gráfico da Figura 10, indicando que o resfriamento do sistema também é um importante mecanismo para a deposição do metal. No entanto, caso o enxofre não seja consumido, compostos como $\text{Au}(\text{HS})$ se estabilizam e podem provocar o aumento da solubilidade de ouro, como observado na Figura 10.

A formação de depósitos do tipo pórfiro esta associada ao estágio final de cristalização de *melts* silicáticos, que conforme ascendem na crosta exsolvem fluidos devido à diminuição da solubilidade da água com a descompressão. Segundo Richards (2011), o ponto crítico para fluidos magmáticos está entre 1 a 1,4 kbar, sob temperaturas médias de 700 °C. Segundo o autor, nessas condições de pressão e temperatura, ocorre a separação das fases fluidas do magma, sendo uma um fluido salino de alta densidade e outra um fluido de baixa

densidade rico em voláteis.

Figura 10. Gráfico de solubilidade de ouro dada em molalidade e em parte por bilhão (ppb) a 1 kbar em função da temperatura, para uma solução aquosa apresentando molalidade de 1,5 para NaCl e 0,5 para KCl, com pH estabilizado para a paragênese k-feldspato + muscovita + quartzo. A) Condições de fO_2 dada pela paragênese hematita–magnetita; B) Condições de fO_2 dada pela paragênese pirita + pirrotita + magnetita. As linhas pretas indicam a solubilidade total de ouro. Estabilidade dos compostos segundo Stefánsson e Seward (2004) e Johnson et al. (1992). Extraído e modificado de Williams-Jones et al. (2009).



Ambas fases exsolvidas são importantes do ponto de vista do transporte de metais como Cu, Mo e Au, os quais se comportam como elementos incompatíveis e têm sua deposição controlada principalmente pela precipitação de sulfetos.

À medida que ascendem na crosta e interceptam o *solidus* os magmas encontram-se completamente cristalizados. A partir desse momento os fluidos remanescentes do processo de cristalização encontram-se ricos em componentes voláteis como Cl, S e CO_2 , e assim contem os metais de interesse em solução, ligados principalmente a compostos cloretados. Esses fluidos exercem forte pressão nas rochas adjacentes à intrusão e, por vezes, a pressão hidrostática exercida supera a pressão litostática, ocorrendo o processo de hidrofraturamento. Esse processo é responsável pela abertura de espaços e discontinuidades necessárias para percolação de soluções hidrotermais, as quais são responsáveis pelas alterações hidrotermais observadas nos depósitos do tipo pórfiro e pelo transporte e deposição dos elementos de interesse. Segundo Sun *et al.* (2015) a redução de sulfato para sulfeto é essencial para a deposição dos metais, e esse processo é regido principalmente pela cristalização de magnetita. Os depósitos do tipo pórfiro se associam geoquimicamente a magmas oxidados, que chegam a atingir fO_2 em torno de $\Delta FMQ+4$ (Figura 5A), onde o

enxofre é encontrado, comumente na forma de SO_4 . Segundo os autores, a cristalização desse mineral é uma das formas mais eficientes de diminuir a $f\text{O}_2$ dos fluidos os quais são responsáveis pelo transporte dos metais, induzindo assim a precipitação de sulfetos de Cu-Fe, tipicamente associados ao Au.

CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA REGIONAL

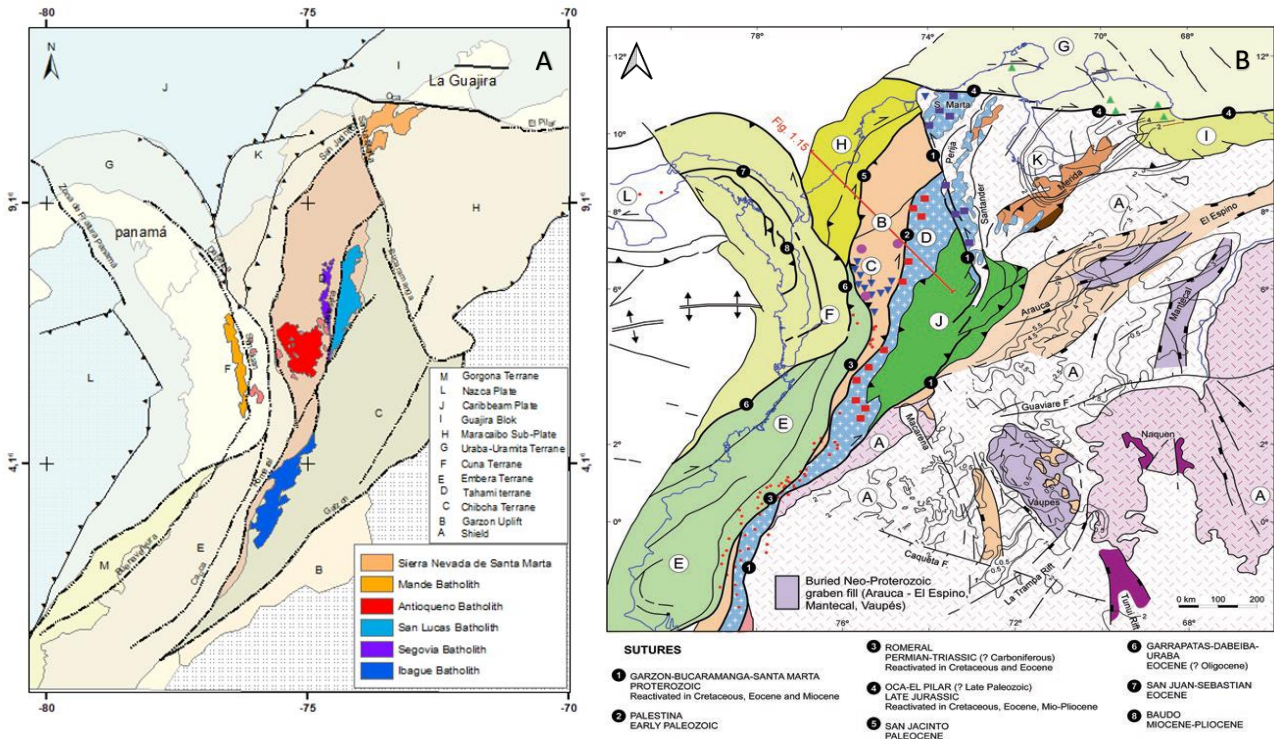
4.1 Compartimentação Tectônica

O orógeno andino é resultado de um processo caracterizado pela colisão e acreção de terrenos de diversas idades, devido a convergência das placas do Caribe, Nazca e a Sul-Americana, gerando um padrão complexo de deformação a NW da plataforma sul-americana. Assim, a formação desse orógeno se relaciona a processos de subducção e de acreção sucessiva no tempo, a magmatismo na margem pacífica, e a subducção rasa da placa Caribe com distensão de retro arco na Região de La Mojana, (Cediel et al., 2019). Dentre as principais estruturas, destaca-se a instalação de falhamentos transcorrentes com trends principais NE-SW, reativação de suturas NW-SE e instalação de estruturas secundárias subordinadas (Ramos, 2009). A estruturação deste orógeno cordilheirano é constituída por segmentos de crosta alóctone, para-autóctone e autóctone, e por unidades litoestratigráficas individuais, cujo entendimento evolutivo é representado em modelos de terrenos com diferentes origens, resultado dessa subducção contínua no tempo (Cediel, 2003). Embora haja semelhanças a respeito da cronoestratigrafia dos eventos nos modelos de terrenos propostos por vários autores (Etayo et al. 1986, Restrepo & Toussaint, 1988; Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo, 2002; Cediel et al; 2003), os limites entre os terrenos, não estão claramente estabelecidos, (Figura 11 A e B).

As três principais cordilheiras que representam o orógeno andino na Colômbia apresentam as seguintes características: A cordilheira oriental, é constituída por embasamento metamórfico proterozóico encoberto por sequências sedimentares marinhas e siliciclasticas do paleozoico ao cenozoico, dobradas e falhadas pelo encurtamento andino (Villamil 1998, Sarmiento-Rojas et al., 2006). Esta cordilheira é separada da cordilheira central mediante a sutura Otú-Pericos-Palestina que constitui um sistema de cisalhamento transcorrente regional, posicionado a W do vale interandino do rio Magdalena. Na cordilheira central, o embasamento é representado por rochas metamórficas de alto grau do permo-triássico, onde ocorrem migmatitos e anfibolitos ao leste. Já para o centro e oeste, afloram rochas metamórficas de baixo a intermediário grau (xistos verdes), assim como cinturões de xistos azuis do jurássico e do cretáceo, além de uma faixa de ofiolito desmembrado (Blanco-Quintero Et Al., 2014, Bustamante, 2017). Tais rochas do embasamento são intrudidas por plútons cálcio-alcalinos, alongados e com eixo maior alinhado segundo a atitude N-S, relacionados a arco magmático

do jurássico. Esses plútons se posicionam para leste da cordilheira (Cochrane Et Al., 2014; Bustamante et al., 2016). Plútons do cretáceo a Paleógeno (subelípticos) ocorrem para o norte e centro da cordilheira, dentre estes se destaca o batólito Antioqueño (Bayona et al., 2012; Bustamante et al., 2017).

Figura 11. A) Geologia Regional e configuração tectônica da cordilheira central nos Andes colombianos. B) Mapa das principais suturas que limitam os terrenos de Colombia. Fonte Cediel et al, (2016).



Cordilheira Ocidental, esta última inclui rochas de origem oceânica do final do cretáceo que foram acrescidas à placa Sul-Americana durante o Mesozóico (Kerr et al., 1996; Villagómez & Spikings, 2014, Bustamante, 2016). O limite desse domínio oceânico é marcado por cinturões metamórficos pareados de baixa T e alta P, e pela sutura Cauca-romeral. As rochas de afinidade oceânica são intrudidas por plútons de idade miocênica, e encobertas por rochas vulcânicas de caráter intermediário a toleíticas (Bissig et al., 2017; Restrepo & Toussaint, 1990).

A Cordilheira Ocidental alóctone consiste em terrenos oceânicos compostos predominantemente por rochas ígneas máficas a ultramáficas e rochas vulcano-sedimentares que representam os remanescentes acrescidos da grande província ígnea do Caribe, que colidiu com a América do Sul em ~75 Ma. Esse evento de colisão resultou na formação de um arco magmático relacionado à subducção (Bayona et al., 2012), encurtamento tectônico,

elevação e exumação da Cordilheira Central e formação das bacias de antepaís da bacia do Médio Magdalena a leste da Cordilheira Central durante o Paleoceno.

Os autores Gómez et al. (2005b), Moreno et al. (2011) e Parra et al. (2012) evidenciam que a principal deformação na Cordilheira Central, na latitude da bacia do Médio Magdalena, ocorreu do início a metade do Eoceno, como demonstrado pela descontinuidade do vale do Médio Magdalena. Uma superfície pedimental regional se formou durante a migração para leste do eixo de elevação na Cordilheira Central, que se desenvolveu ao longo de aproximadamente 15 m.a.

No Mioceno, ocorreu a colisão do bloco Panamá-Chocó com a Cordilheira Ocidental (Barat et al., 2014), o que produziu a convexidade atual ao norte do Panamá. Esse evento também resultou em uma maior elevação da Cordilheira Central, exumação de níveis crustais mais profundos e a formação de um arco magmático intermediário relacionado à subducção para leste da placa de Nazca, (Coates et al., 2004; Borrero et al., 2009; Nie et al., 2010; Farris et al., 2011; Barat et al., 2014). O cinturão vulcânico Plioceno-Quaternário da zona vulcânica Norte é a manifestação atual da atividade vulcânica (Borrero et al., 2009; Londoño, 2016).

Segundo as descrições de Cediél (2003), as rochas do embasamento na região de Gomez Plata corresponde a rochas metamórficas do Paleozóico do Grupo Cajamarca-Valdivia (CA-VA). Estas rochas também afloram para leste da cordilheira central nas regiões da serra de San Lucas (sl) e de Ibagué, dentre elas se destaca o grupo Cajamarca-Valdivia que é composto por associação de grafite pelitos, biotita-clorita-quartzo xisto, anfíbolito. Estas rochas hospedam granitos do Mesozoico e estão em contato falhado com rochas de origem ofiolítica (olivina gabro, piroxenito, cromitito e serpentinito; Feininger, 1972). Análises geoquímicas indicam que as rochas de crosta oceânica são de afinidade de arco intra oceânico (Restrepo-Pace, 1992). Elas se formaram em um prisma acrescionário parautóctono, que foi suturado no cretáceo ao Terreno Chicamocha (ao norte), ao Escudo das Guianas (ao Sul), e aos blocos Triássico-Jurássico de San Lucas e de Ibagué (a Leste). Estes dois últimos blocos formam um cinturão descontínuo paralelo à sutura Chicamocha- Cajamarca-Valdivia. Os blocos San Lucas e Ibagué são constituídos por batólitos metaluminosos, cálcio-alcalinos, dioritos que variam para granodioríticos (Batólitos de Segovia, de Ibagué, de Norosí, Antioqueño) e rochas vulcânicas associadas, geradas em um embasamento continental (Litherland et al., 1994). A continuação se faz uma explicação resumida das rochas que constituem o batólito Antioqueño que hospeda a jazida aurífera a ser pesquisada.

A área em que o batólito aflora é de 7.221 km², este batólito é representado por vários plutons e por vários corpos satélites. A parte centro e leste do batólito é caracterizada por ter

pouca variação na composição. O plúton principal têm composição granodiorito que varia para quartzodiorito a tonalito e duas fácies subordinadas uma de sienogranito e outra de gabro. A idade do batólito U-Pb SHRIMP em zircão (Restrepo Moreno 2009, Leal- Mejia, 2017) varia de 63 a 90 Ma, a idade também foi determinada por vários outros métodos de datação (K-Ar, Rb-Sr e U-Pb), e pertencem ao período Turoniano do Cretáceo Superior (Acosta, 2017). Resultados de análises litogeoquímicas reportados por Duque-Trujillo et al., (2019) para o granodiorito dominante, mostram a seguinte composição em % em peso: SiO₂ varia de 61,9 - 66,7%, Al₂O₃ de 16,2 a 17.1, Fe₂O ente 4.3 e 5.9%; enquanto MgO de 1,5 a 2,3%, CaO entre 3.7 e 5.2%, Na₂O entre 3.18, K₂O em torno de ~ 1,8% e 3.71%, MnO de 0.094-0.126%. P₂O₅ de 0.117-0.177%, classificando-o do tipo metaluminoso. Apresenta padrão com baixa concentração em elementos LILE, enriquecimento em elementos HFSE com anomalias negativas de Nb- Ta, La-Ce e Ti e anomalias positivas de Pb, e Zr-Hf. Os elementos terras raras normalizados para condrito exibem razão La/Yb entre 6.4-8.6, Gd/Yb entre 1.78- 1.70 padrão aplainado dos LILE com típica anomalia negativa de Eu. Informações estas que são sugestivas de granitos fracionados.

O batólito Antioqueño apresenta forma trapezoidal, diferente dos grandes plútons (Segovia, Ibagué, Norosí) que estão ao longo da direção tectônica regional N-S marcada pelos sistemas transcorrentes regionais Otú-Pericos-Palestina a leste, e Cauca-Romeral a oeste. Possui contatos discordantes com as rochas encaixantes e auréola de contato de extensão e magnitude variável, consistindo em fácies piroxênio-hornblenda a albita- epidoto-hornblenda (Restrepo-Moreno, 2009). Pouquíssima deformação pode ser relacionada a sua intrusão: não há mudanças na intensidade da deformação intra pluton. A intrusão não gerou desvio das estruturas nas rochas encaixantes, mas sim há truncamento (Figura 12, Acosta, 2017). Em relação ao controle estrutural regional, as estruturas que afetam ou estão associadas ao batólito, incluem falhas de intrusão que afetam as rochas encaixantes, zonas de cisalhamento que cortam rochas do batolito, falhas tensivas entendidas como de resfriamento e alinhamentos topográficos cuja natureza estrutural é incerta devido à falta de afloramentos (Acosta, 2017).

Nas jazidas associadas ao Batólito antioqueno o estilo de mineralização é predominantemente mesotermal, embora estudos geológicos e metalogenéticos pontuais mostrem que os depósitos de ouro apresentam feições de modelos de ouro orogênico e epitermal. Os depósitos são caracterizados por veios sin a pós-cinemáticos e stockwork que cortam rochas plutônicas e sequências sedimentares e metamórficas proximais. A mineralogia do minério destas mineralizações é caracterizada por pirita, arsenopirita, galena, esfalerita, calcopirita, em menor proporção estibnita, jamesonita, pirrotita e ouro associados com quartzo

e calcita tardia. O processo de Alteração da rocha encaixante exhibe Sulfidação (pirita), silicificação, alteração potássica local (K-feldspato, biotita, sericita), magnetita hidrotérmal e propilitização (epidoto, clorita). Desta maneira as áreas de pesquisa para mineralizações de ouro mostram enriquecimentos geoquímicos em Au, Ag, As, Sb, Hg, Pb, + \ - Cu, Zn, Mo. Com razões entre prata e ouro variável de 1:1 até 10:1.

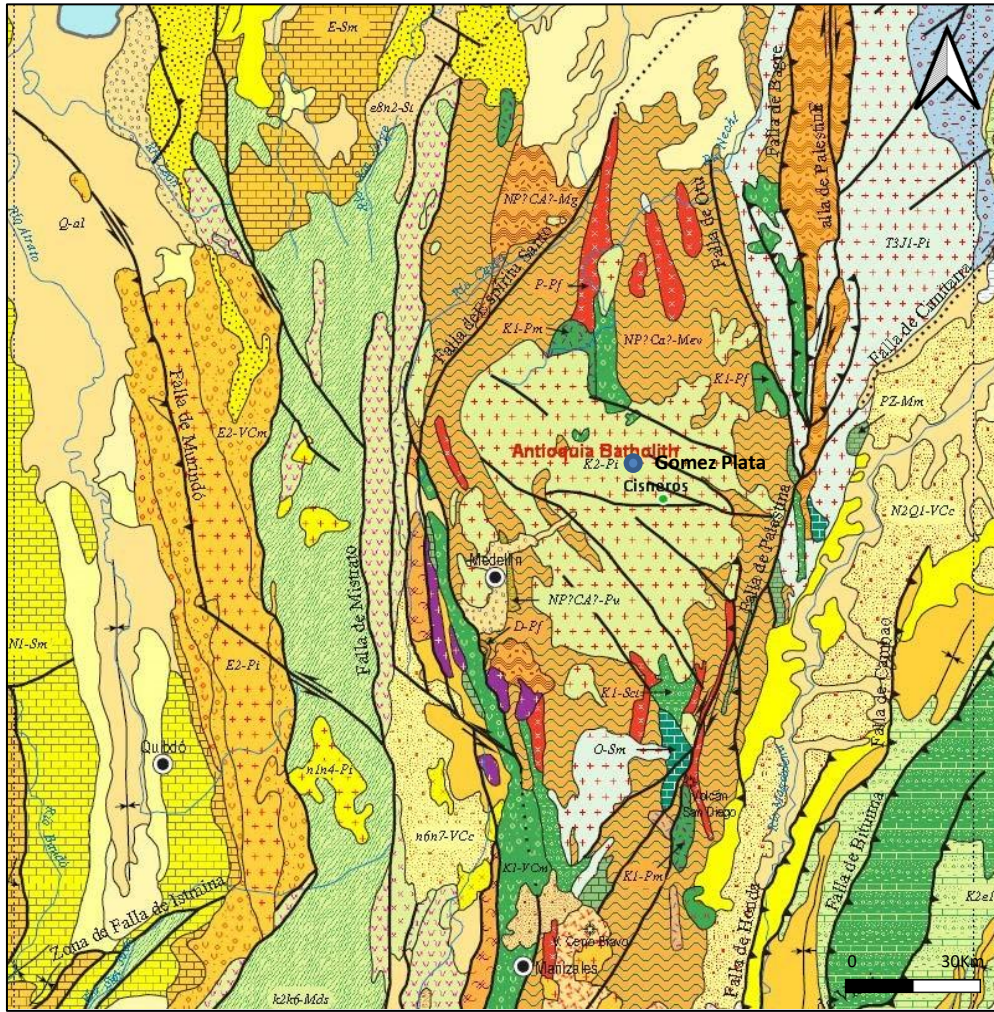
4.1.1 Geologia do Batólito Antioqueño

Na região de Gomez Plata, a rocha apresenta textura hipidiomporfica a xenomórfica, tamanho médio a grosso. A composição varia de granodiorito dominante para quartzo monzonito subordinado. As rochas desta fácies são muito susceptíveis a intemperismo, forma perfis de intemperismo de até 60 m de profundidade (comprovado em testemunhos de sondagem da empresa mineradora Continental Resources INC). Análises petrográficas e relações de campo, sugerem limites gradativos entre as diferentes fácies (Leal-Mejia 2011). A unidade de rocha na que ocorre na mina Mocerongo é granodiorito, com variação para quartzodiorito e tonalito, de textura média a localmente grossa, equigranular, aparentemente isotrópica, constituída por quartzo anedrico, plagioclásio tabular a prismático tipo andesina, K-feldspato tipo microclima, anfibólio tipo hornblenda comum (verde) e biotita subédrica formando agregados com hornblenda. Apatita, zircão, opacos e titanita, representam os minerais acessórios, minerais secundários como epidoto e clorita ocorrem por alteração de hornblenda (Feiniger & Botero 1982). Ocorrem enclaves máficos finos e diques com larguras de 10-40 cm de granito fino. Ocorrem diques de diabásio de largura variando de 0.4 a 1.4 m que se alojam em uma zona de cisalhamento com atitude 070°-090° e mergulho variando de 50°-78°S. Em esta zona de cisalhamento, aparecem veios de quartzo com sulfetos de ferro, cobre, zinco e Au. Estes veios de quartzo são localmente deformados pelo cisalhamento. A deformação por cisalhamento gera brechas na transição para cataclásito e controla veios de calcita. Essa deformação gera variações na espessura dos veios de quartzo com sulfetos, mostrando que estes veios são controlados pelo cisalhamento.

As principais estruturas na região de Gomez Plata têm orientação entre 010° – 030° localmente restrita, mas coerente com a atitude das estruturas regionais (Falha Palestina e Espiritu Santo), e entre 070° – 090° (Sistema de Falhas NUS) localmente dominante (mas regionalmente subordinada e associada a falhas com atitude 130°-150°, conjugados do sistema de falhas Palestina, (Figura 12). A alteração hidrotermal da rocha hospedeira forma halos estreitos em torno dos veios de quartzo. Observa-se ao interior da mina Hilo Grande por volta dos veios, halo proximal com alteração sercítica. O principal alvo de exploração na área de

Gomez Plata são depósitos de ouro em veios de quartzo polimetálicos hospedados em granodiorito e controlados por falhas. Os sistemas de veios têm todos os atributos de um depósito de ouro em veio, limitado por quebras estruturais, onde ocorre a associação quartzo-carbonato com pirita, e alteração clorítica e sericitica.

Figura 12. Geologia Regional – que inclui a área onde aflora o batólito Antioqueño (INGEOMINAS, 2016).



Q-ai	Quaternário, Inundação (Q-AI)	E2-Pi	Eoceno, Plutônica intermediária (E2-Pi)
Q-t	Quaternário, Terraço (Q-t)	K2-Vm	Cretáceo Superior, Volcânica máfica (K2-Vm)
Q2-Vm	Quaternário, Mafico Vulcânico (Q2-Vm)	K2-Pi	Cretáceo Superior, Plutônica intermediária (K2-Pi) Batólito Antioqueño
N2Q1-VcC	Plioceno-Pleistoceno, Continental Volcanoclástico (N2Q1-VcC)	k2k6-Mds	Cretáceo Superior, Metamorfismo Dinâmico Regional (k2k6-Mds)
n6n7-VcC	Mioceno-Plioceno, Volcanoclástico marinho (N6n7-VcC)	K1-Sctm	Cretáceo Inferior, Sedimentar transicional marinho-continental (K1-Sctm)
n3n7-Sc	Mioceno, Sedimentar continental (n3n7-Sc)	K1-VcM	Cretáceo Inferior, Volcanoclástico marinho (K1-VcM)
n3n7-St	Mioceno, Sedimentar Transicional (n3n7-St)	K1-Pm	Cretáceo Inferior, Plutônica máfica (K1-Pm)
e8n2-St	Oligoceno-Mioceno, Sedimentar Transicional (e8n2-St)	J1J2-VcCt	Jurássico, Volcanoclástica continental transicional (J1J2-VcCt)
N1-Sm	Mioceno, Sedimentar marinho (N1-Sm)	T3J1-Pi	Triássico-Jurássico, Plutônica intermediária (T3J1-Pi)
n1n4-Pi	Mioceno, Plutônica intermediária (n1n4-Pi)	T-Pi	Triássico, Plutônica intermediária (T-Pi)
E-Sm	Eoceno, Sedimentar marinho (E-Sm)	P-Pf	Permiano, Plutônica félsica (P-Pf)
e6e7-VcM	Eoceno Superior, Volcanoclástico marinho (e6e7-VcM)	NP?CA?-Mev	Neo Proterozoico-Cambriano, Metamórfica Xisto verde (NP?CA?-Mev)
E2-VcM	Eoceno, Volcanoclástico marinho (E2-VcM)	NP?CA?-Mg	Neo Proterozoico-Cambriano, Metamórfica Facies granulito (NP?CA?-Mg)

CAPÍTULO 5 – RESULTADOS

5.1 Geologia do Depósito Mocerongo

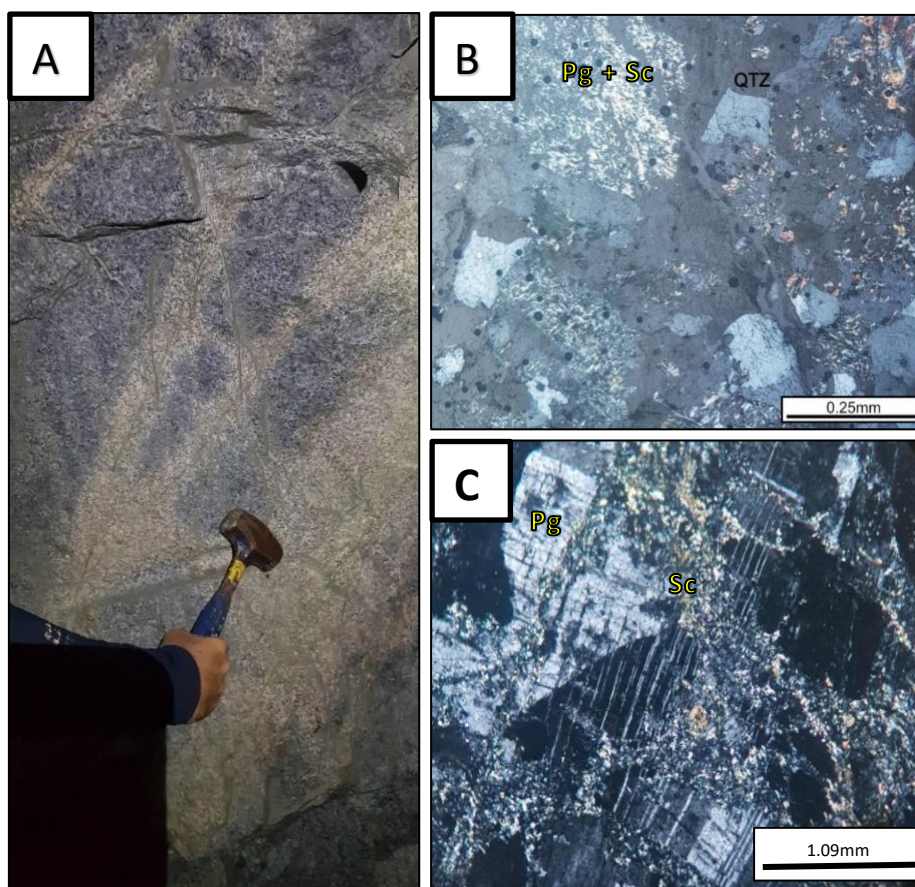
A unidade litológica identificada no interior da mina Mocerongo correspondem a rochas que variam de composição granodiorítica dominante para tonalítica mais restrita do Batólito Antioqueño, essas fácies apresentam limites difusos não identificados as quais são intrudidas por diques de andesito. Estas rochas são deformadas por sistema de cisalhamento com *trend* regional 240°-280°/65°-80° (azimute) que controla o vale da quebrada Hojas Anchas, dessas falhas se destacam Sesgaleti a norte Grillos e Mata-Andrea para sul, estas estruturas determinam o estilo de ocorrência de sistema de veios de quartzo mineralizado sulfetos e ouro, cujos fluidos mineralizantes desenvolveram nas rochas do Batólito Antioqueño intenso e diversificado processo de alteração hidrotermal.

5.1.1 Granodiorito

As Rochas de composição granodiorítica variam de cor cinza a esverdeada, granulação inequigranular média (0.10 a 1.9mm) a restritamente grossa com fenocristais de ortoclásio (1 a 3cm), com presença de agregados tanto máficos quanto félsicos, de maneira geral, tem IC < 20%. A textura mostra aparência isotrópica, localmente orientada pelo alinhamento de agregados de cristais de minerais máficos (Figura 13A). A composição modal mostra proporções médias de 30% de quartzo, 30% de feldspato potássico, 25% de plagioclásio, 10% de hornblenda, 5% de biotita, e, minerais acessórios como epidoto, clorita, óxidos de Fe e sulfetos de Fe, Zn, Cu, além da grande influência de minerais de alteração que obliteram desde parcialmente a totalmente as características da rocha hospedeira dos veios de quartzo mineralizados.

O quartzo se apresenta intercrescido com o feldspato potássico na típica textura gráfica, por vezes exibe textura poiquilítica com inclusões de anfibólio e plagioclásio e, extinção ondulatória. O plagioclásio, composicionalmente classificado como oligoclásio-andesina, quando se apresenta como cristais isolados, exibe dois graus de cristalinidade diferentes, o primeiro como cristais euédricos, zonado e com geminação lei de albita, intercrescido em quartzo (Figura 13B), o segundo tipo, são cristais anédrais, sem zonamento interno, com evidências de forte alteração seletiva para sericita, epidoto e clorita. Devido a variações locais de composição se observaram agregados de cristais máficos contendo hornblenda e biotita, anédrais a tabulares ou subédrais de razão axial (3:1) (Figura 13C). Estes agregados têm forma subelíptica com eixo maior de até 1 cm de comprimento, e por vezes, ocorrem alinhados.

Figura 13. A) Fotografia da rocha encaixante granodiorítica afetada pela alteração fissural nas zonas de fratura. B) Feldspato potássico (Kfl) e plagioclásio (Pg) com evidências de sericitização (Sc) e quartzo (Qtz II). C) Plagioclásio (Pg) com zona de alteração sericitica (Sc) fissural.



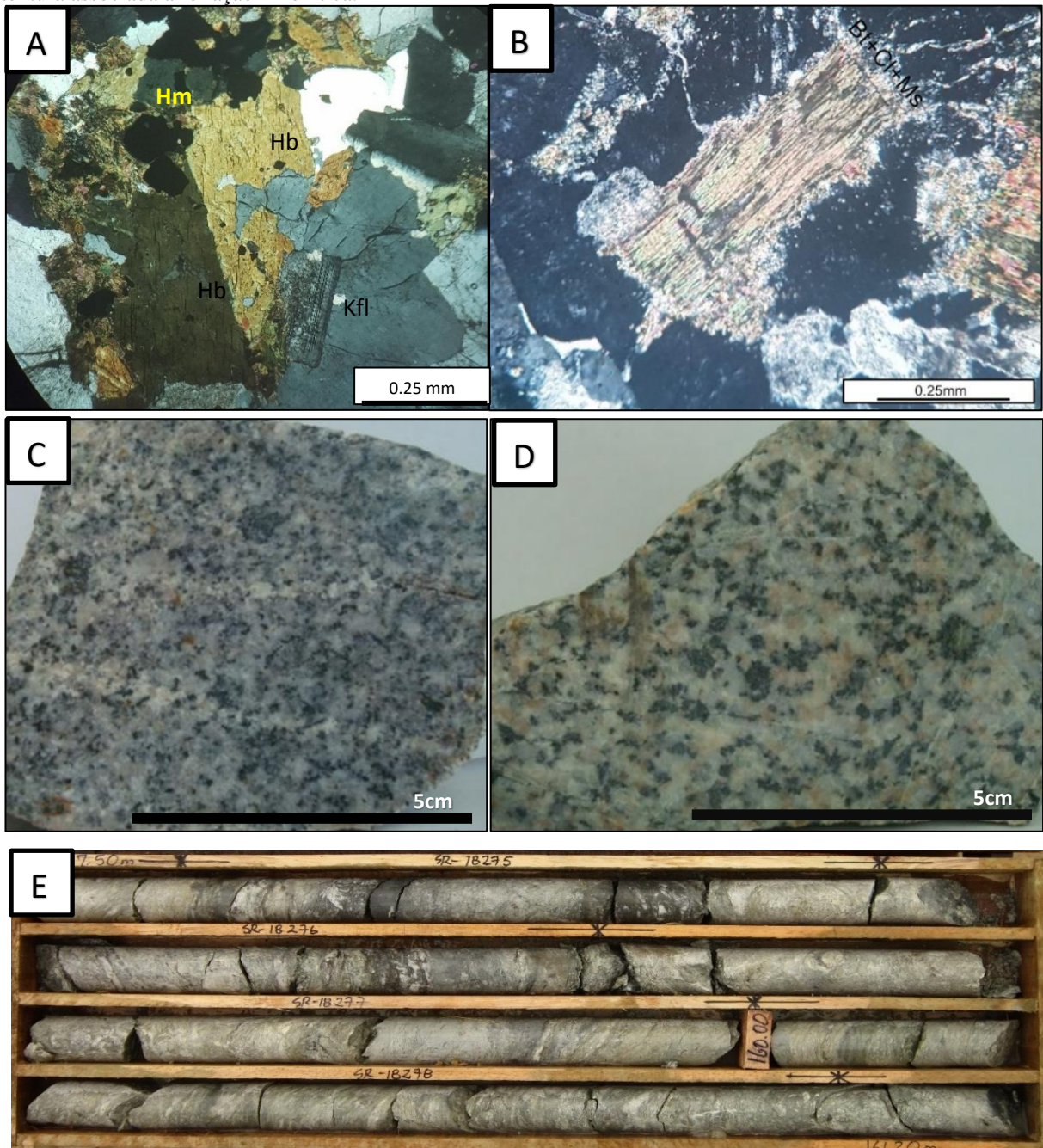
Hornblenda (10%) possui coloração esverdeada, subédrica, e está associada a biotita e pirita eudral, com exoluções de hematita e magnetita e, em algumas porções, com intensa alteração para clorita e sobrecrecimento de epidoto anédrico. A hornblenda por vezes exibe núcleo fantasma de piroxênio (reação peritítica em estágio tardi-magmático) (Figura 14A), mas de modo geral, o piroxênio está totalmente substituído pelo anfibólio (Figura 14A). Hornblenda eudrica cor laranja claro, maclada, em cristais isolados prismáticos curtos, se altera para clorita verde claro nos limites do cristal, (Figura 14B).

A biotita primária se apresenta euhedral de coloração marrom alaranjada, já a biotita formada a partir da alteração hidrotermal potássica possui coloração esverdeada e se apresenta associada ao k-feldspato e a hematita, possui hábito anedral e está espacialmente associada aos minerais formados a partir da alteração potássica, interscrescido entre os minerais primários da rocha, localmente alterada pela fase sericitica e bordeando os veios de quartzo.

Localmente, a composição varia para tonalítica sugerida pelo aumento no conteúdo de cristais de plagioclásio, formando agregados e fenocristais sub-hedrais e diminuição de cristais de K-feldspato, o teor de cristais de quartzo, hornblenda e biotita não foi perceptível. Estas

mudaças foram observadas nas minas Hilo Grande, Veta2 e principalmente em testemunhos de sondagem. Texturas miloníticas nas que se destaca deformação plástica configurando foliação pervasiva onde predominam mecanismos de deformação envolvendo estiramento e alinhamento de feldspatos e de minerais máficos, comprovando a ocorrência de deformação plástica em zona de cisalhamento (Figuras 14 C, E).

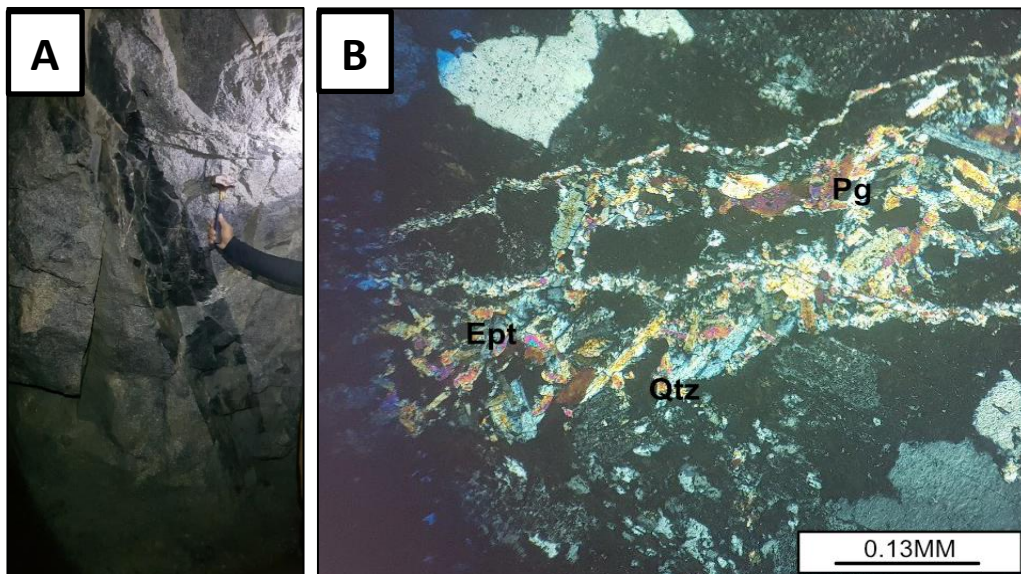
Figura 14. A) Hornblenda (Hb) de tonalidade laranja com núcleo fantasma de clinopiroxênio em associação a hematita (Hm), K-feldspato (Kfl) e quartzo (Qtz II) em textura reliquiar magmática. B) Hornblenda (Hb) fortemente alterada internamente para biotita-clorita (Bt – Cl) com borda de sericita (Sc) e muscovita (Ms). C,D) Variação de extura e composição de tonalito para granodiorito. E) Testemunho de sondagem onde se observa textura associada a foliação milonítica.



5.1.2 Diques de Andesito

Possui textura muito fina e coloração cinza escura, são observados localmente, ocorrendo encaixados ou subparalelos aos veios de quartzo com sulfetos. São diques que variam de 0.6 – 1.6 m de largura e continuidade por mais de 100 m (Figura 15A). Contém xenólitos sigmoidais de granodiorito parcialmente assimilados (Figura 15B), e se orientam segundo a atitude de 085/56. É possível identificar também em lâmina a presença destes diques (Figura 15B), composto essencialmente por plagioclásio (55%), hornblenda (20%), quartzo (10%), opacos (10%) epidoto e mica branca (~5%) seguindo a orientação preferencial.

Figura 15. A) Diques de andesito intrudido por veios de quartzo, fraturamento onde o andesito exibe mudanças de cor para verde claro, sugestivas de alteração sericítica nos limites das fraturas. B) Dique de andesito intrudido por veios de quartzo com deformação rúptil de cristais de quartzo (Qtz) e de plagioclásio (Pg), com precipitação de minerais subhedrais de epidoto (Ept) e plagioclásio (Pg) tabular.



5.1.3 Estilo estrutural de ocorrência do sistema de veios mineralizados

As rochas que afloram na mina San Antonio são de textura fanerítica de granulação média, aproximadamente 0.5mm, possuem composição granodiorítica a tonalítica e são intrudidas por veios de quartzo esbranquiçado e acimentado, estes veios possuem sulfetos de Fe, Zn, Cu e óxidos de ferro em sua composição (Figuras 16A, C), e por diques de diabasio de composição diorítica. As áreas de mineralização que afetam as rochas estudadas no cerro Mocerongo, são exploradas em túneis subterrâneos de aproximadamente 50m de profundidade, em geral, são 11 veios (vetas) conhecidos, sendo estes interceptados pelo túnel subterrâneo horizontal denominado de base level, a uma cota de aproximadamente 1854m . Atualmente, o foco da exploração se encontra no veio Grillos, porém, há a intenção de exploração nos veios

Hilo Grande e Veta 2 na mina San Antonio.

A mina San Antonio é explorada em galerias (inclinadas e a níveis e subníveis, constituindo câmaras e pilares), um sistema de aproximadamente 8 veios de quartzo mineralizados com sulfetos e ouro. O depósito aurífero na mina Mocerongo está constituído por veios de quartzo com sulfetos com espessura variável de 0.1 a 0.6m. Esses veios estão dispostos espacialmente sub-paralelos e separados na horizontal entre 30 e 120m entre si.

Na zona de influência direta da mina, os veios mais importantes, ou seja, com alto potencial de exploração pelo seu teor de ouro, são denominados Molinos, Grillos e Hilo Grande, que espacialmente possuem continuidade para SW como Mata Andrea, el Cojo e Veta 2. A orientação dominante deste sistema de veios mineralizados é $260^\circ - 080^\circ/70^\circ-80^\circ$ (*strike/dip*), essa inversão do sentido de mergulho é devida a sinuosidade. O sistema de falhas locais Hojas Anchas – Hilo Grande e Sesgaleti parece ter influenciado e facilitado a migração dos fluidos mineralizadores. Trata-se de falhas com deformação registrada em regime rúptil desenvolvendo cataclasito no Granodiorito, cuja extensão é ampla e controla o vale da quebrada Hojas Anchas.

A descrição a seguir adota a nomenclatura usada na mina San Antonio para nomear veios (veta) e as respetivas falhas que controlam os veios.. A veta Molinos com 0.2-0.4 m de largura se encaixa em zona de falha orientada $214^\circ-220^\circ/78^\circ-82^\circ$ com estrias em espelho de falha inclinadas $68^\circ-72^\circ$ para $049^\circ-054^\circ$ e steps indicando cinemática sinistral compressiva. A veta Pantanos tem 1.5 m de largura exibe duas orientações a mais dominante $245^\circ-080^\circ/60^\circ-65^\circ$ com estria caindo 50° para 283° indicando cinemática dextral e transporte de massa transcorrente tensivo, e uma atitude subordinada $350^\circ/70^\circ$. A Veta Grillos se encaixa em zona de cisalhamento de 0.45 a 0.6 m de largura com atitude $264^\circ-272^\circ/76^\circ-82^\circ$ e estrias de falha inclinadas entre $20^\circ-24^\circ$ para $070^\circ-076^\circ$, assim como steps indicando cinemática sinistral com componentes transcorrente e reversa. Veta Hilo Grande-Mata Andrea orientada $065^\circ-080^\circ/68^\circ-78^\circ$ e estrias com *steps*, orientadas $65^\circ-73^\circ/194^\circ-200^\circ$ indicando cinemática sinistral compressiva variando para uma atitude subordinada de $218^\circ/78^\circ$ com estrias mergulhando 70° para 258° , indicando cinemática dextral transcorrente tensiva. A Veta 2 tem de 0,3m a 1,6m de largura se orienta $067^\circ-077^\circ/65^\circ-78^\circ$. Diques de andesito com 0.4 a 1.2 m de largura se observam localmente com atitude geral $348^\circ-356^\circ/58^\circ-62^\circ$ e paralelos com o *trend* regional dos veios de quartzo.

A orientação dos veios e a compreensão do estilo estrutural de ocorrência dos veios mineralizados e dos diques de andesito, se apresentam nas figuras 16D. Localmente foi observada foliação magmática So definida pelo alinhamento de minerais maficos que

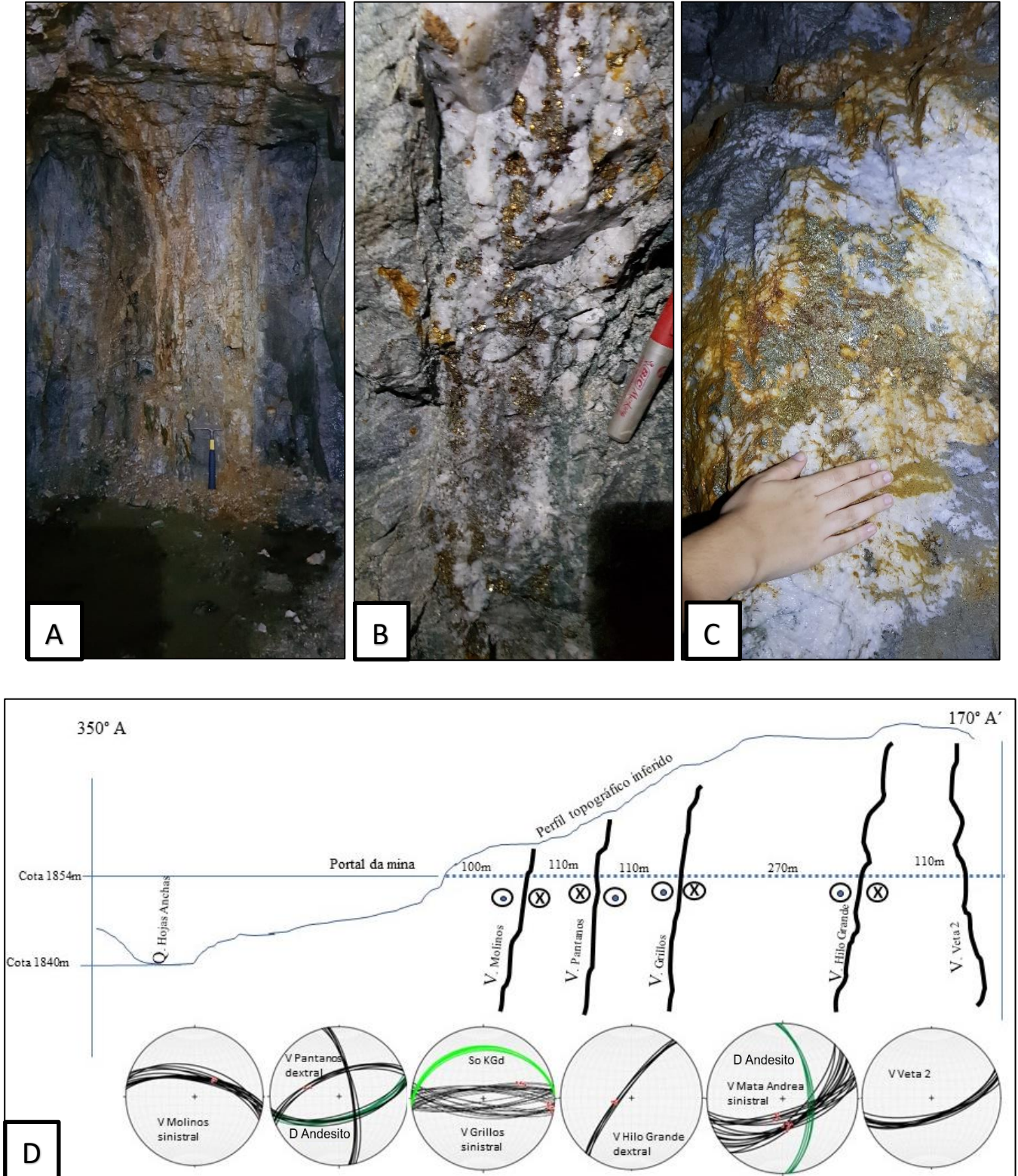
constituem o granodiorito (KGd, figuras 16D, E). Esta foliação So se orienta $260^{\circ}/34^{\circ}$ mostrando paralelismo com a orientação dos veios de quartzo. A atitude das estrias de atrito contidas nas falhas que encaixam os diques de andesito, mostram uma cinemática com características transcorrentes para E nas Falhas Grillos e Molinos, e para W nas Falhas Pantanos e Hilo Grande. Particularmente a Falha Mata Andrea exhibe transporte de massa para SE em alto ângulo (*Down Dip*).

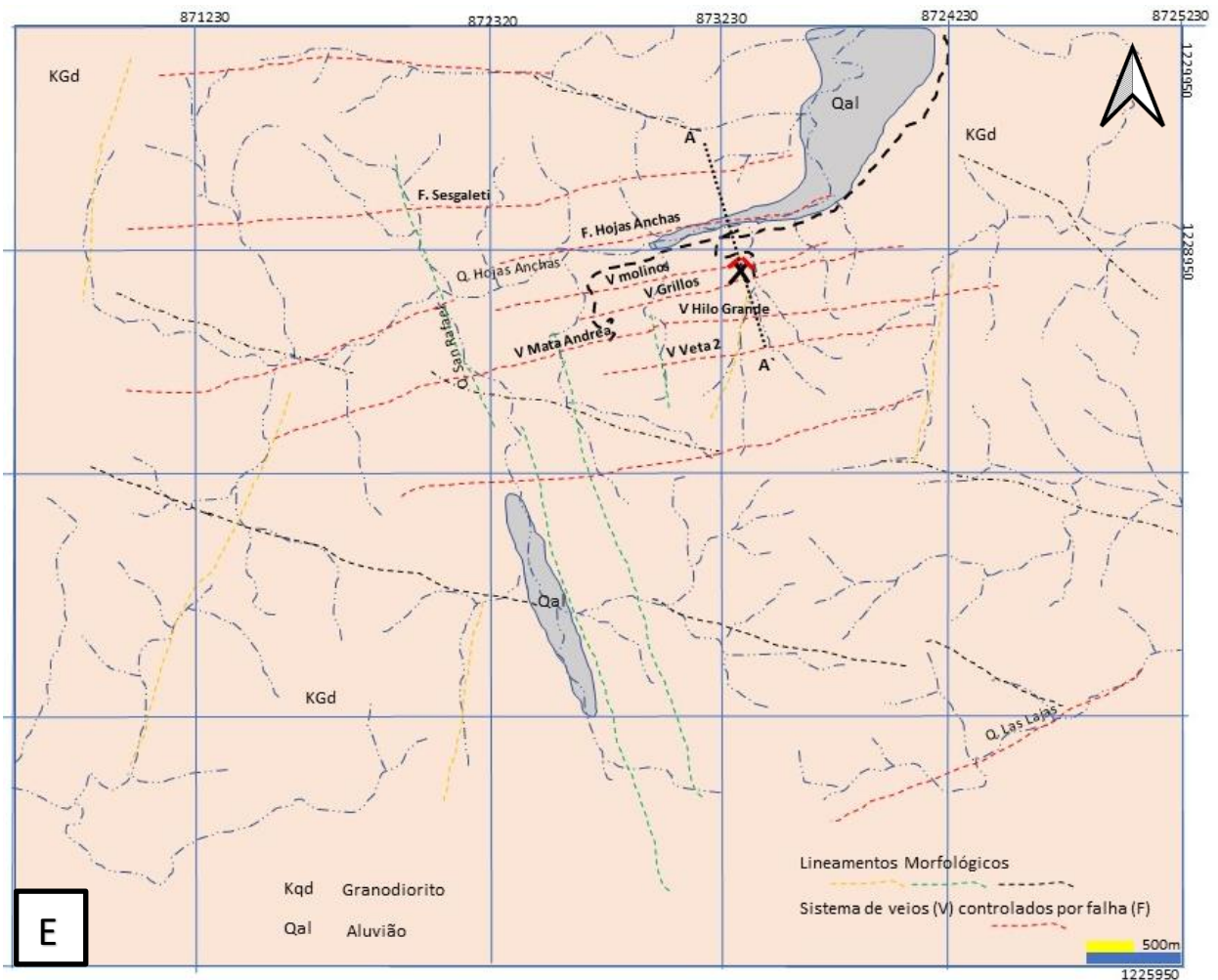
Na Falha Veta 2, não foi possível observar indicadores cinemáticos confiáveis. As evidências estruturais observadas em campo mostram que os lineamentos com azimute 350° (San Rafael) tem orientação coerente com a falha Regional Miraflores que afeta o Batolito Antioqueño. Esta falha controla a ocorrência de diques de andesito, no entanto de forma subordinada, estes diques também se encaixam nos lineamentos E-W (Mata Andrea-Hilo Grande). A atitude dominante dos veios mineralizados é paralela à falha Regional Nús. Os sistemas de falhas Miraflores e Nús se relacionam com a sutura Otú -Palestina como prováveis estruturas conjugadas que estariam ativas desde o Cretáceo Superior.

5.1.4 Sistema de extração do minério

Consiste em túnel exploratório de 250 m de comprimento e 2 m de largura e 1.7 a 2.0 m de altura que se une a um túnel guia principal e três guias secundárias denominadas de níveis, estas guias estão posicionadas em cota inferior ao túnel principal. Este sistema de exploração é complementado com um túnel vertical de 150m de profundidade e uns 3m de diâmetro o qual conecta as guias a nível. Os níveis estão separados verticalmente a 20m cada. A figura 16D representa a configuração da distribuição dos túneis na mina subterrânea. Toda a exploração está desenhada seguindo o rumo e o mergulho dos veios que constituem o *trend* estrutural das rochas. As rochas ao entorno da mina espesso manto de intemperismo.

Figura 16. Fotografias representando a configuração dos veios de quartzo da Veta 2 A) Veios de quartzo orientados $270^{\circ}/80^{\circ}$ contendo sulfetos B) Veio contendo quartzo leitoso com minerais de Pirita e calcopirita. C) Aglomerado de sulfetos em quartzo leitoso em contato com o granodiorito. D) Secção estrutural esquemática mostrando o estilo estrutural de ocorrência do sistema de veios no Cerro Mocerongo. Diagramas projeção hemisfério inferior igual área mostrando a orientação (círculo gráfico) das principais estruturas que controlam a posição dos veios de quartzo mineralizados e a orientação das estrias de atrito contidas em espelhos de falha. E) mapa geológico local destacando a orientação do sistema de veios e os lineamentos morfológicos.





O modelo de exploração subterrânea está baseado em câmeras e pilares de segurança, os túneis são revestidos em madeira, iluminados com sistema elétrico interconectado com a superfície. O sistema de ventilação subterrânea é assistido por injeção de ar e a extração de gases via ductos de ventilação vertical que comunicam os túneis e guias com a superfície. O avanço da exploração se faz mediante cargas de explosivo que são inseridas com perfuratriz pneumática de um metro de profundidade na frente de lavra subterrânea; a detonação das cargas é de forma sequenciada ao final de cada expediente. A perfuração permite a extração do minério com o avanço dos túneis. A rocha é extraída mediante vagões com tração manual nos níveis mediante malacate elétrico para o transporte vertical entre níveis.

5.1.5 Beneficiamento e separação do ouro

Consiste na seleção manual do veio mineralizado nas frentes de exploração, usando minerais “guia” e expertise empírica dos trabalhadores. Nas frentes de lavra, depois da explosão, a rocha fica fraturada em tamanhos menores a 0.4 m de diâmetro. O minério separado é levado em vagões para o local de beneficiamento onde é triturado em trituradora

de mandíbula. Em seguida, o minério é moído em moinho aberto de 2 m de diâmetro que contém esferas de ferro que reduz o minério até tamanho areia; o minério moído é passado por mesa vibradora Wilfley que concentra por peso específico e separa os minerais pesados dos leves. O concentrado de minerais pesados é passado por um segundo moinho aberto com esferas de ferro de menor diâmetro, o minério é moído até tamanho areia fina, e passado por uma segunda mesa vibradora Wilfley. O concentrado de minerais mais densos, finalmente é levado para moinhos fechados de 0.7 m de diâmetro que contém esferas, onde o minério concentrado é moído (pela terceira vez) durante 4 horas e o ouro é separado por redução de tamanho. Nesta última fase de moagem, o ouro é amalgamado com mercúrio, e depois é separado do mercúrio em forno controlado por fusão com recuperação do mercúrio por condensação. Na geologia da mina principal denominada de Hilo Grande, predomina a composição granodiorito, que varia para quartzodiorito, e por vezes pode chegar até tonalito.

5.1.6 Alteração Hidrotermal

Em amostras de furo de sondagem disponibilizadas pela empresa (Figura 17 A, B e C), notam-se três principais estilos da alteração hidrotermal em profundidade, apresentando porções com alteração cloritica, alteração para sericita da rocha hospedeira dos veios mineralizados e os demais tipos que serão discutidos a seguir.

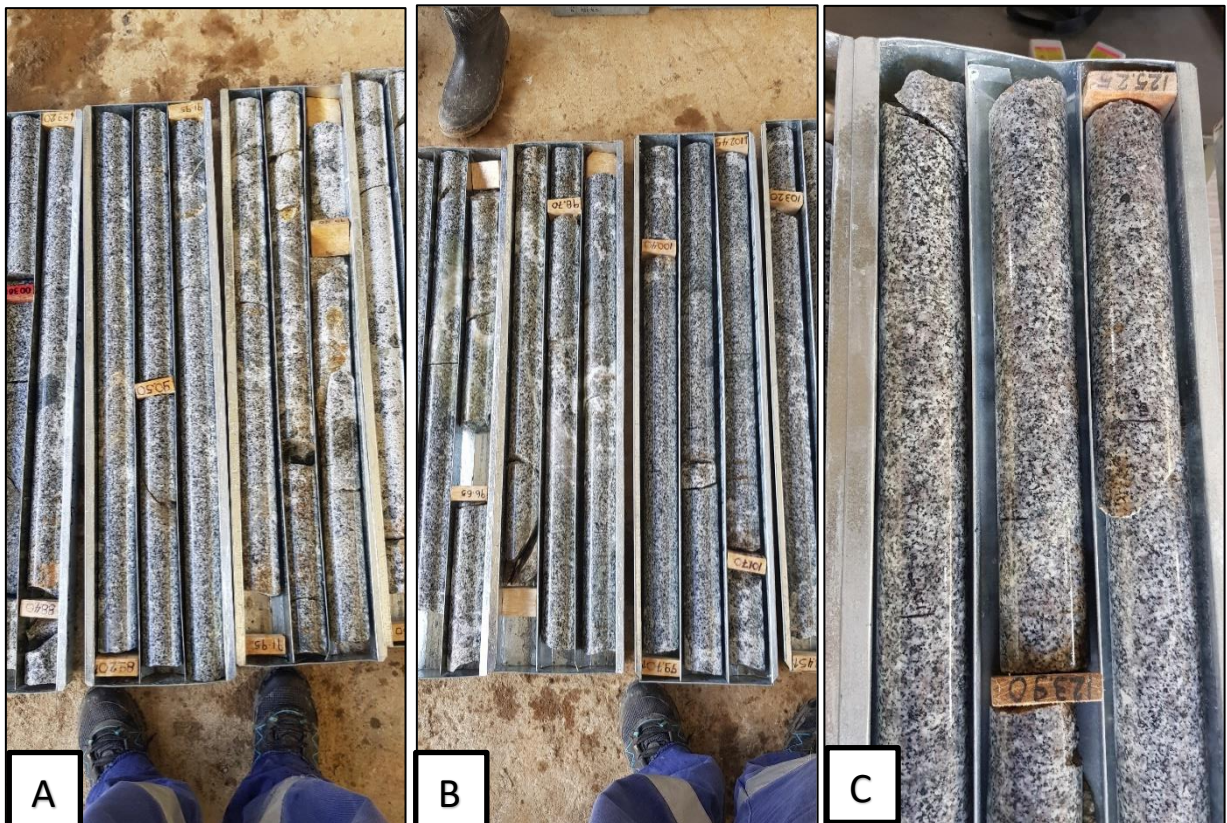
Em furos de sondagem notam-se feições dos efeitos hidrotermais na rocha hospedeira em profundidade: São três os principais tipos da alteração hidrotermal, (i) a alteração potássica visível em escala de mão, com minerais principais K-feldspato e biotita; (ii) a alteração propilítica que contém a associação mineral epidoto, clorita, K-feldspato, calcita, pirita e acessórios como apatita; (iii) a alteração sericítica com a associação quartzo, sericita e pirita.

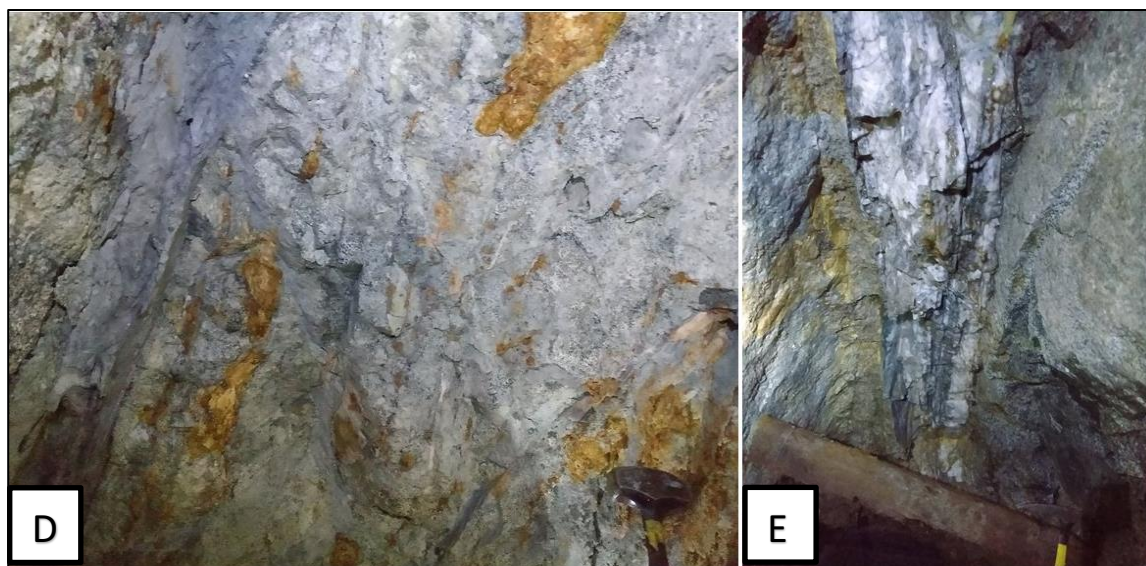
Essas alterações se mostram pervasivas e por vezes sobrepostas formando veios e vênulas de epidoto de até 5 cm de largura. As mudanças minerais causadas pelos pulsos hidrotermais na rocha hospedeira são facilmente reconhecíveis pois se exibem na forma de halos próximos a veios de quartzo com sulfetos e fraturas preenchidas por micas e pela mudança de cor e de textura experimentada pela rocha granodiorítica. O feldspato do granodiorito se altera principalmente para sericita e epidoto (alteração sericítica) (Figura 17D e E). Hornblenda e biotita para clorita com formação de apatita (alteração propilítica) e de calcita, (Figura 17E).

O processo de migração de fluidos formadores dos veios mineralizados e da propagação da alteração hidrotermal das suas rochas encaixantes na mina Mocarongo esta associado a deformação cataclástica em zonas de cisalhamento (ZC). Em geral, tratam-se de estruturas com continuidade no comprimento, sinuosas e anastomosadas (uma zona de cisalhamento tem até 6

estruturas por metro, cada uma com largura de até 2 cm). Estas zonas de cisalhamento são espaçadas em torno de 100 m a 200 m uma das outras, são contínuas no comprimento por centenas de metros, e exibem larguras entre 0.5 e 2.4 m (observadas em túneis de exploração da jazida). A deformação se caracteriza por ser ruptil, protocataclástica a mesocataclástica no granodiorito (Figura 17A). Nos veios de quartzo mineralizados observa-se deformação por fraturamento e estiramento mais restrito. Na base das ZC, frequentemente se observa no granodiorito, nos limites com os veios mineralizados, uma faixa de alteração hidrotermal aparentemente sericítica, cinza claro com larguras entre 10 a 60 cm (Figura 17B). As rochas hospedeiras do minério no cerro mcorongo se alteram devido a uma sucessão de processos hidrotermais, produzindo uma zona de alteração fissural (Figura 17 A, B e C) onde a migração de fluídos foi facilitada por deformação cataclástica de zonas de cisalhamento. De modo geral é possível identificar, por toda a extensão, a presença de zonas de alteração tanto pervasivas, quanto fissurais e nos contatos do granodiorito com os veios de quartzo. A seguir se descrevem cada tipo de alteração hidrotermal observados.

Figura 17. Testemunhos de sondagens disponibilizados pela empresa referentes a veta Hilo Grande em profundidade de aproximadamente 125m. A) Transição de granodiorito para quartzo diorito. B) Zona de alteração pervasiva em granodiorito visto macroscopicamente. C) Detalhe da configuração da alteração para argilo minerais. Características das zonas de cisalhamento que controlam o estilo de ocorrência dos veios mineralizados na da jazida Mcorongo, e sua deformação. D) deformação protocataclástica e alteração sericítica (cor lilas). E) Estrutura bandada de veios mineralizados com quartzo de várias gerações (I-cinza escuro, II-leitoso e III-esbranquiçado) acompanhado de sulfetos e os tipos de deformação interna e alteração propilitica (cor esverdeada).

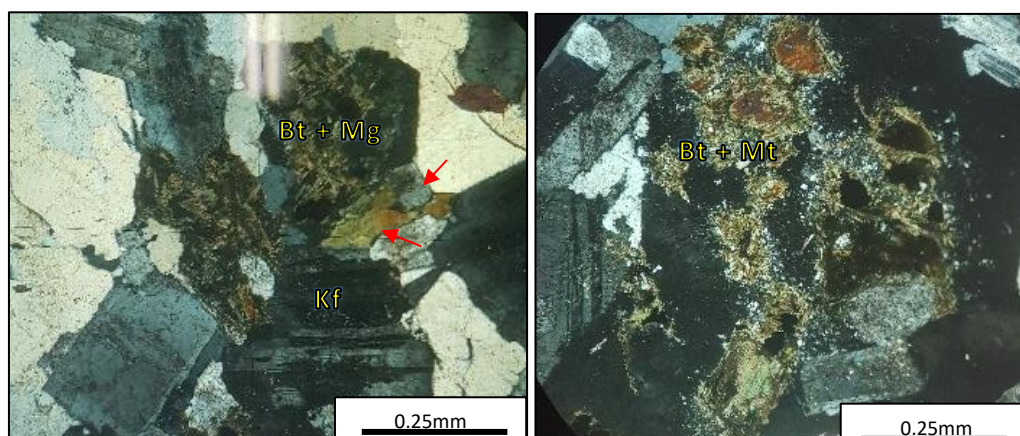




5.1.6.1. Alteração potássica

A alteração potássica é pervasiva e se torna mais intensa com o aumento da profundidade no depósito (observada nos furos de sondagens), substituindo os minerais da rocha encaixante principalmente os minerais ferromagnesianos, como a biotita e a hornblenda. A geração de feldspato potássico formado a partir dessa alteração se apresenta de forma anhédrica, sem zonamento e com fissuras preenchidas por sericita. Normalmente, encontra-se também associado a clorita, pirita, calcopirita e magnetita. As características de textura e composição da rocha encaixante são parcialmente obliteradas pela alteração potássica, a biotita de alteração se apresenta com coloração amarronzada clara a verde e se encontra nos interstícios entre cristais de K-feldspato e plagioclásio também se observa como substituição a partir da alteração da hornblenda e da biotita primária e formação de óxidos de Fe. Geralmente esta alteração está intimamente associada a alteração sericítica de plagioclásio (Figura 18A e B)

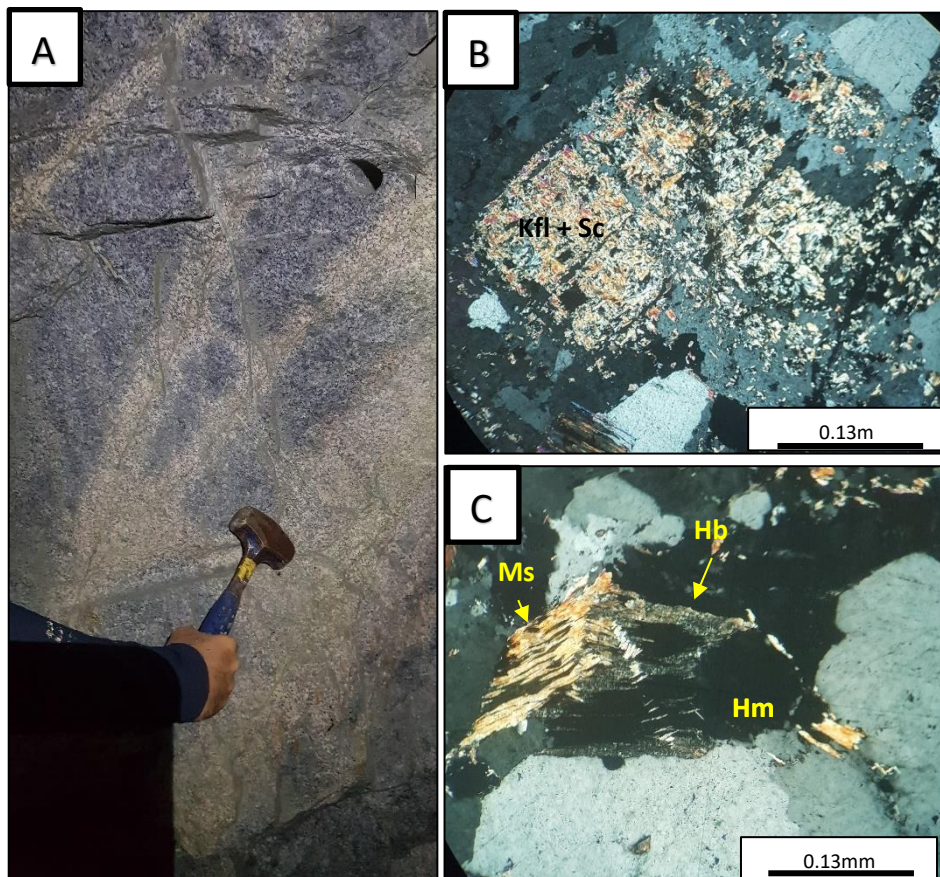
Figura 18 A) Biotita e K-feldspato intersticial associados a magnetita e sericita (sericitização). B) Biotita afetada pela sericitização proveniente do segundo estágio de alteração hidrotermal.

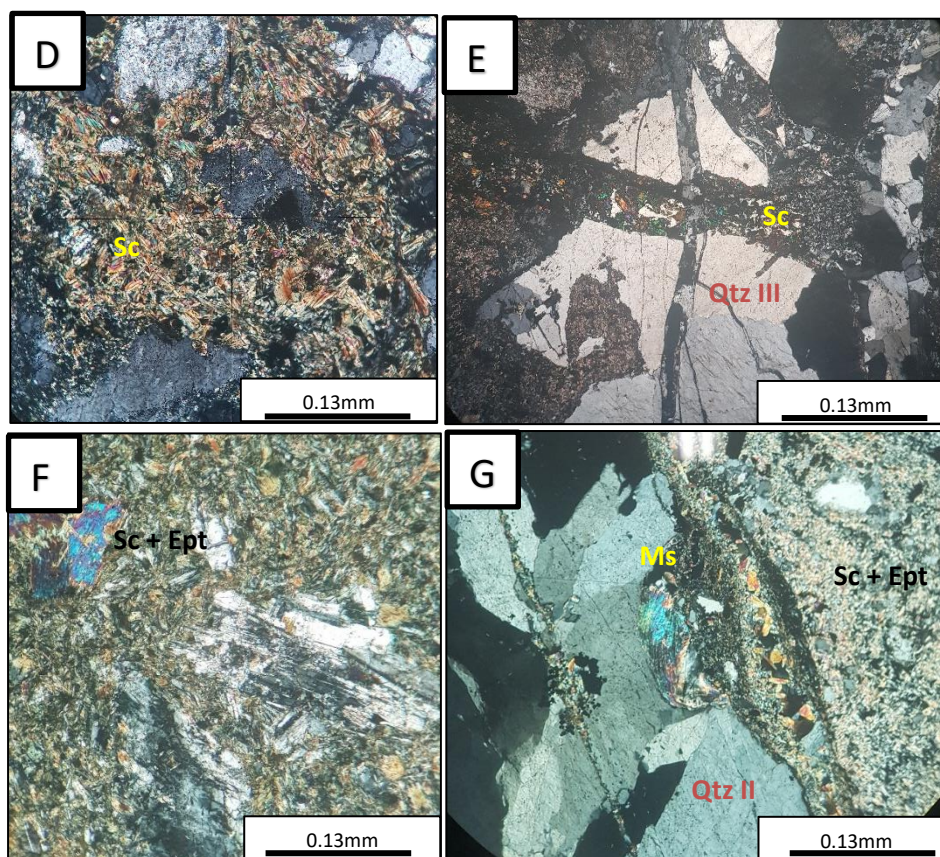


5.1.6.2 Alteração sericítica

Caracteriza-se pela formação de sericita (muscovita finogranular) associada a pirita e quartzo. Essa alteração se mostra de forma disseminada na rocha hospedeira (Figura 19A), é amplamente observada nas porções mais rasas do depósito e está relacionada ao limite entre a rocha encaixante e os veios mineralizados. A associação mineral é dominada por sericita acompanhada por quartzo, clorita e muscovita. A alteração ocorre de forma pervasiva substituindo minerais preexistentes, principalmente o K-feldspato. A calcita ocorre por vezes acompanhando os veios de quartzo, como veios tardios que cortam os minerais do minério.

Figura 19. A) Rochas hospedeiras do minério no cerro mcorongo afetadas pela alteração hidrotermal sericítica. B) K-feldspato (Kfl) com alteração seletiva para sericita (Sc) a partir da deformação cataclástica em zonas de cisalhamento. C) Hornblenda (Hb) deformada em associação a hematita (Hm) com alteração seletiva para muscovita (Ms). D) Zona de alteração hidrotermal com muscovita em flocos característica da alteração sericítica ocorrendo em minerais de plagioclásio (Kfl e By) com remanescentes de quartzo II. E) Quartzo III (Qtz III) deformado rúptil a partir da entrada de fluido hidrotermal provenientes da alteração sericítica. F) Zona de alteração pervasiva obliterando as principais características da rocha hospedeira granodiorítica. G) Zona de contato entre o quartzo II e a zona de alteração hidrotermal sericítica com a presença de muscovita em hábitos em flocos e fibrosa.





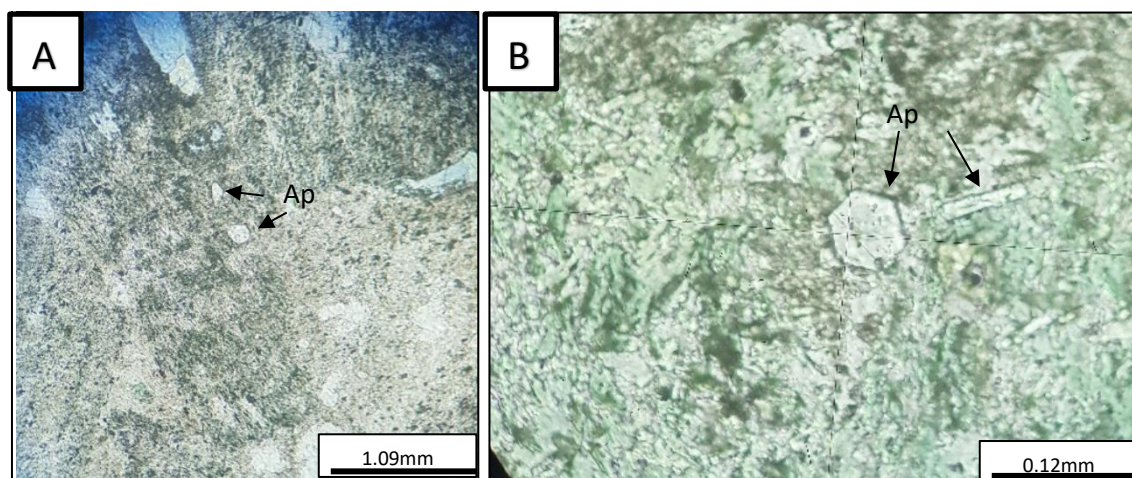
5.1.6.3 Alteração propilítica

A associação de clorita, calcita, epidoto e sericita identificam a intensa alteração propilítica. Se apresenta de forma pervasiva formando minerais de coloração esverdeada comumente vista em testemunhos de sondagem até uma profundidade de 150 m, ou seja, porções mais profundas da jazida. A clorita forma cristais finos e pseudomorfos a partir de minerais primários associada a óxidos de Fe. Esta alteração gera substituição total localmente obliterando quase todas as características da rocha encaixante principalmente a alteração dos feldspatos primários, associada à formação de cristais prismáticos eudrais de apatita (Figuras 20A, B).

A **apatita (Ap)** se apresenta associada a clorita nesta zona de alteração. Possui coloração cinza claro, relevo alto característico, hábito euédrico a subédrico, forma prismática com eixo maior desenvolvido para o centro da alteração clorítica, com hábito hexagonal, e limites retos. Forma agregados de cristais e geralmente não exibe evidências de deformação intracristalina. Quando afetados por fraturas acompanham a alteração pervasiva clorítica, tais fraturas são angulosas e aparecem preenchidas principalmente por cristais de sericita, pirita e

calcopirita (Figuras 24).

Figura 20. Fotomicrografia da alteração pervasiva clorítica com cristais de apatita (Ap) hexagonal em aproximadamente 15% das zonas de alteração.



5.1.6.4. Veios de quartzo

Efeitos de silicificação no granodiorito são observáveis diretamente em áreas perto dos veios, onde o quartzo é predominante. Nos veios (Figura 21B) e em áreas com efeitos deformacionais visíveis, é possível observar que os veios de quartzo estão acompanhados da alteração potássica, propilítica e sericítica, formada por quartzo, clorita, carbonato, pirita e apatita de granulação em torno de 0.2 mm (Figura 21A, C e D).

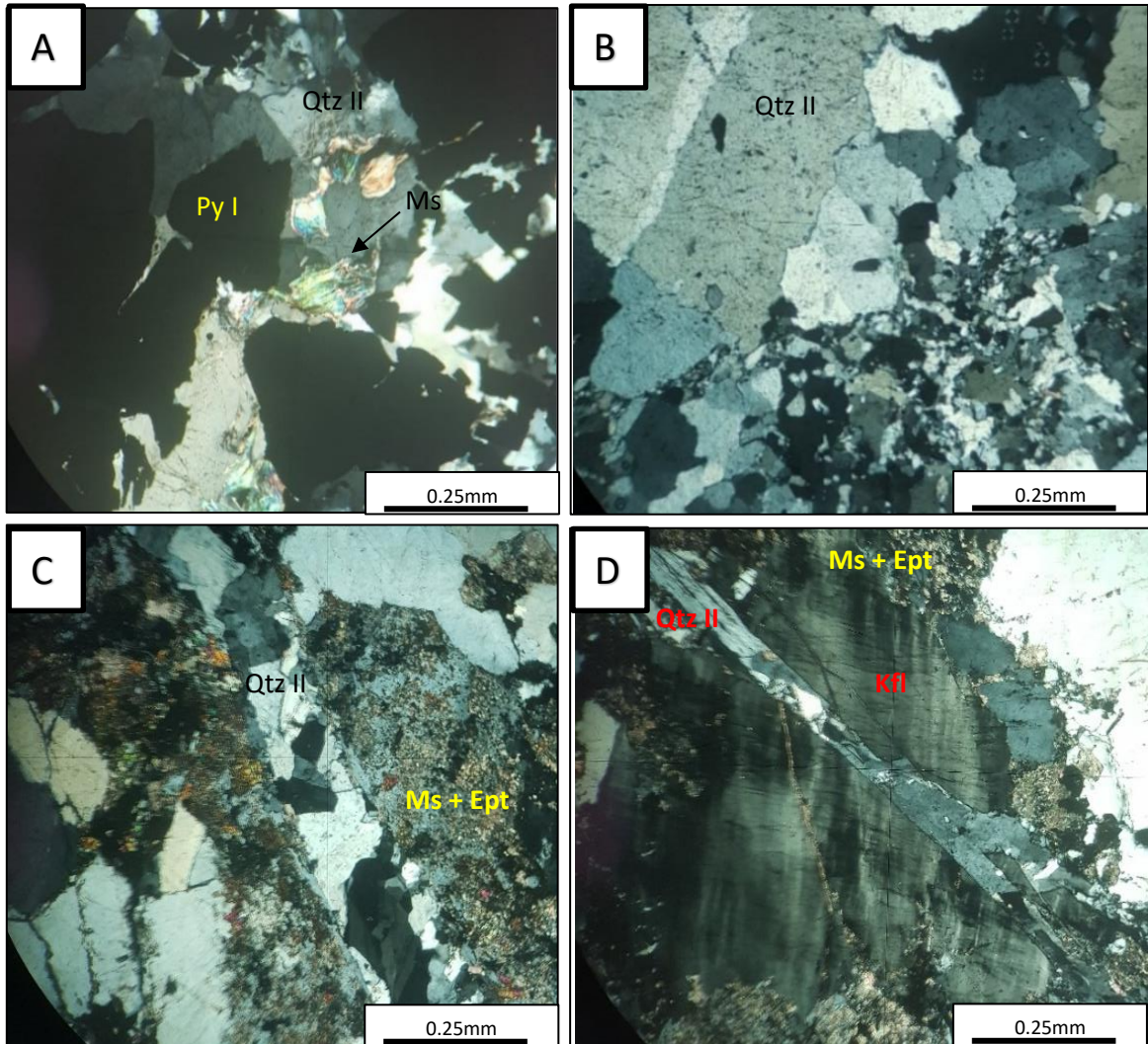
Os veios que cortam a rocha granodiorítica possuem largura de até 1.7 cm de espessura e são constituídos por quartzo, como mineral dominante, mas também apresentam calcita, apatita e sulfetos de Fe e Cu, disseminados como pirita e calcopirita, também contém óxidos de ferro como hematita (Hm) e magnetita (Mt) e, localmente, de Zn (esfalerita-Sph), galena (Gn) e pirrotita (Pt) (Figura 21C).

A orientação dos veios se encontra na média de 070° - 250° / 50° e 110° - 280° / 80° . De modo geral, nos veios de quartzo, o conteúdo em sulfetos pode alcançar até 30%, com textura predominantemente maciça, e por vezes formam agregados de sulfetos unidos por finos veios de quartzo, e que os mineiros chamam de ‘‘camândula’’.

O **quartzo** se apresenta variedade na cor e na textura, permitindo separar em três tipos diferentes que se descrevem a seguir:

i) Quartzo Tipo I, tem hábito anédrico, maciço, cinza escuro e forma bandas próximas ao limite do veio com a rocha encaixante. Exibe deslizamento planar, extinção ondulante e estiramento, é acompanhado de pirita grossa subédrica (Figura 22A e B).

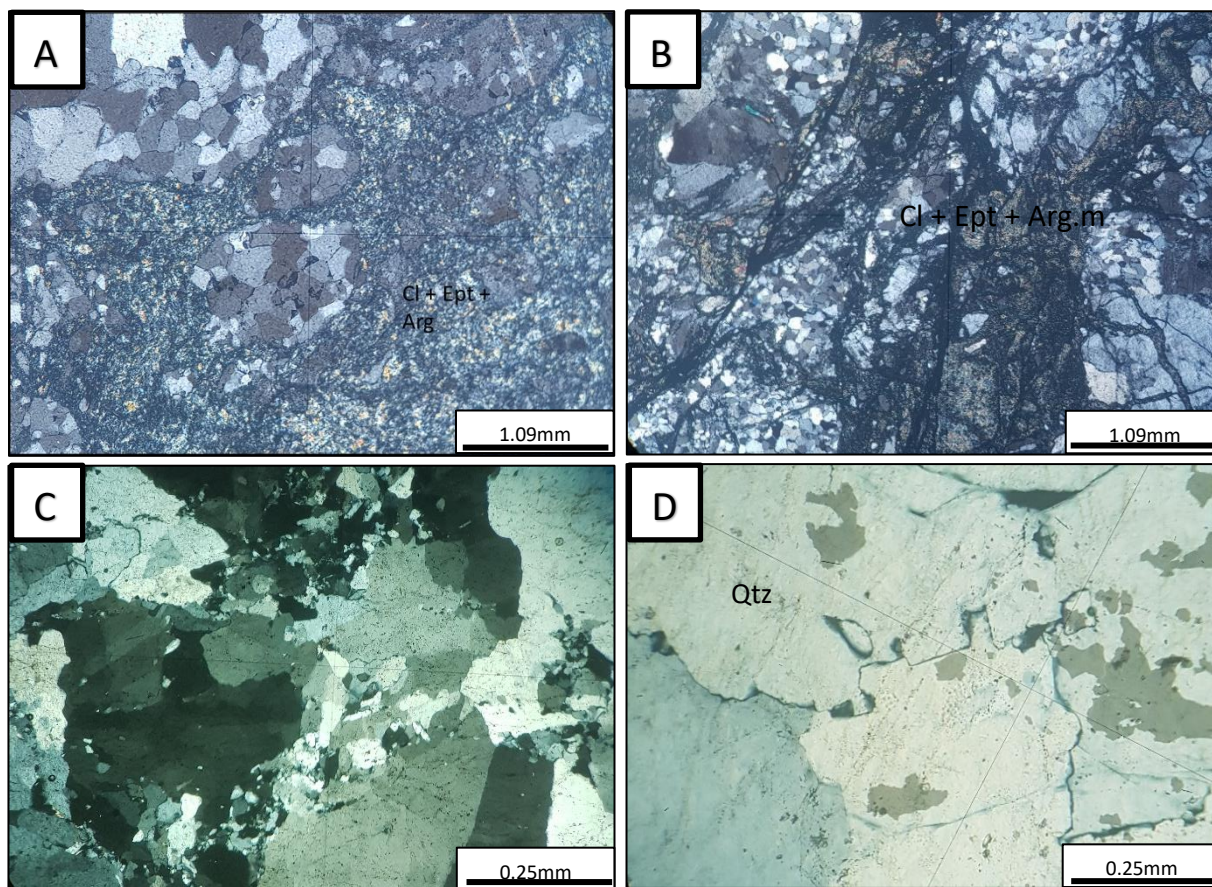
Figura 21. Veio de quartzo (Qtz II) com sulfetos (Py I) com a presença mineral de alteração como muscovita fibrosa (Ms). B) Veio de quartzo (Qtz II) com intensa redução de tamanho, deslizamento planar e extinção ondulante. C) Veio de quartzo (Qtz II)



ii) Quartzo Tipo II tem aparência leitosa maciço, hábito anédrico e forma bandas com limites irregulares com o quartzo Tipo I. Comumente exhibe deformação por redução de tamanho, fraturas angulosas ocupadas por calcopirita e pirita (Figura 22C)

ii) Quartzo Tipo III, possui hábito anédrico a subédrico, textura grossa, esbranquiçado, ocupa a parte central do veio, comumente contém pirita, calcopirita e esfalerita (Figura 22D).

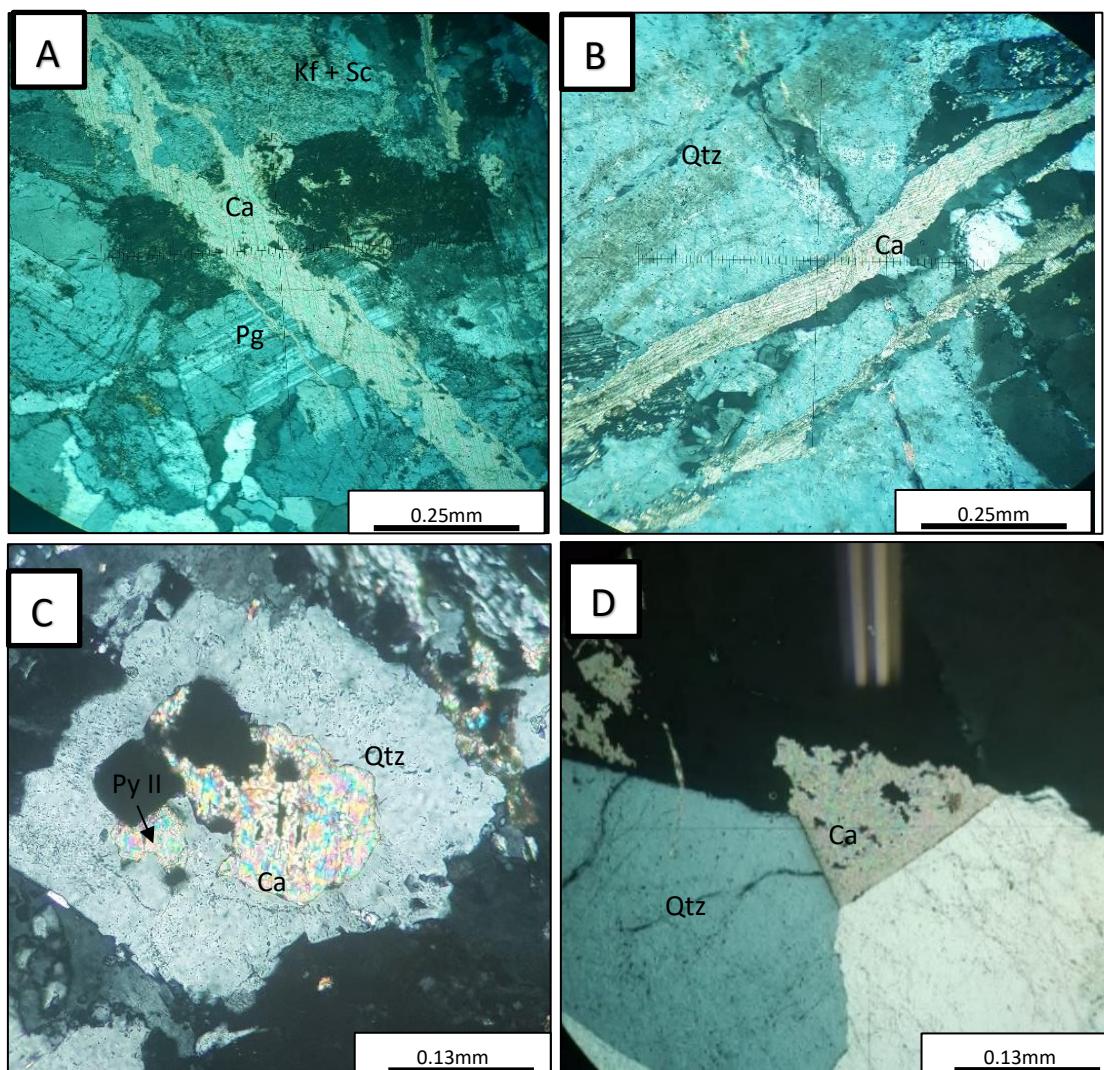
Figura 22. Aspectos petrográficos das principais ocorrências de veios de quartzo na relação fluido-rocha A) Quartzo (Qtz I) Anhedral com intenso deslizamento planar em uma matriz sericitizada. B) Quartzo (Qtz I) envolto em zona de alteração hidrotermal composta por Argilo minerais, epidoto (Ept) e clorita (Cl). C) Hábito típico do Quartzo (Qtz II) em zonas de intensa redução de tamanho, com cristais mais grossos apresentando deslizamento planar e extinção ondulante. D) Quartzo (Qtz III) com granulação grossa e de coloração esbranquiçada.



Veios de carbonato são tardios e constituídos por calcita, k-feldspato com pertitas nas bordas, pirita e ouro (Figuras 23A, B e C), cortam as principais estruturas e minerais tanto do granodiorito quanto dos veios de quartzo porém também se apresentam preenchendo zonas de alívio de pressão nas regiões de contato entre cristais de quartzo (Figura 23D).

A mineralogia do minério esta composta essencialmente por pirita, calcopirita e ouro electrum, além de óxidos de ferro. Esta associação não supera 2% do volume total da rocha. Os **Sulfetos** são pirita (Py) como principal mineral de minério, este se apresenta como agregados de cristais fortemente fraturados (Tipo I) (Figura 24A e B), associados a esfalerita, galena, hematita e pirrotita, formados em uma geração de sulfetos mais antiga encaixados e fraturas nos veios de quartzo, nesta geração, pode-se encontrar partículas de electrum e galena em menores quantidades (Figura 24C).

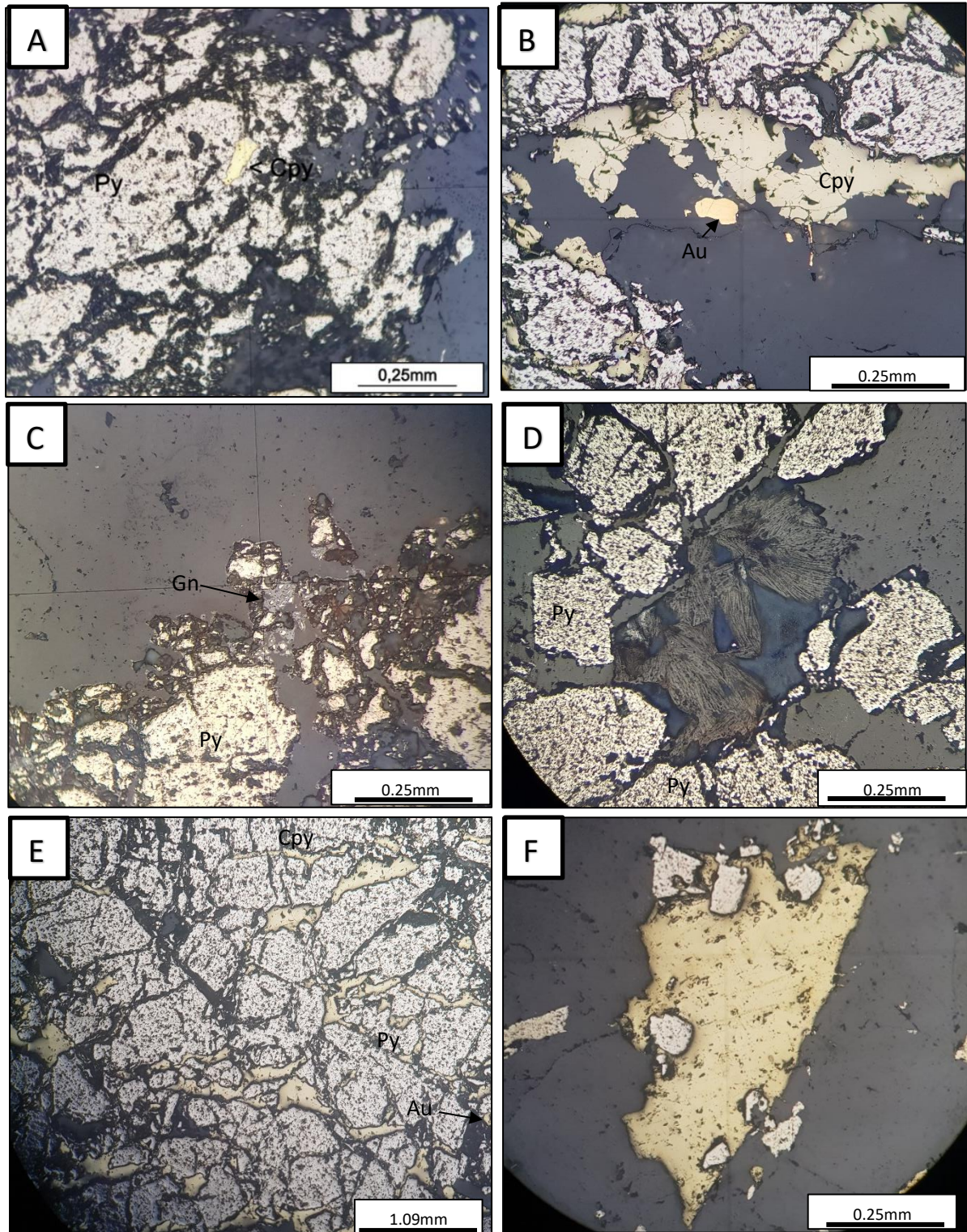
Figura 23. Principais ocorrências da interação entre o fluido carbonático e as rochas da mina. A) Veio de carbonato cortando o granodiorito e a alteração sericitica (Sc) B) Veio de carbonato cortando quartzo leitoso pertencente ao veio de quartzo. C) Sobrecrescimento de carbonato e pirita do tipo II em quartzo do granodiorito. D) Carbonato (Ca) desenvolvido em zonas de alívio de pressão nos veios de quartzo.



Também ocorrem cristais isolados euedricos (Tipo II) (Figura 24D e E), grossos, com superfície microporosa, sem fraturas intracristalinas, de cor esbranquiçada, provavelmente devido a teores de Prata e comumente associados a alteração sericítica (Muscovita). Localmente observa-se associado a calcopirita.

Calcopiritita (CPy). Comumente observa-se como cristais finos anedricos, isolados disseminados nos veios de quartzo. Ou formando agregados de cristais e ocupando fraturas nos veios de quartzo (Figura 24 F). **O ouro (Au)** ocorre de forma de electrum se apresenta como partículas sub-arredondadas que preenchem espaços livres nos cristais de pirita do tipo II, aparentemente relacionados a substituição de pequenas inclusões (Figura 24 A e B).

Figura 24. Fotomicrografia dos principais sulfetos encontrados em associação aos veios de quartzo (Qtz II) e a zona de mineralização. A) Pirita do tipo I (Py I) fortemente fraturada em associação com calcopirita (Cpy). B (Py I), com preenchimento de calcopirita (Cpy) e ouro livre (Au). C) Py I e (Cpy I) com preenchimento de galena (Gn). D) Pirita do tipo I (Cpy I) em associação a alteração hidrotermal sericitica, com crescimento de muscovita fibrosa (Ms). E) (Py I) microporosa com preenchimento de calcopirita (Cpy). F) Calcopirita (Cpy) anédrica preenchida por pirita (Py II) lisa



5.1.7. Sequência Paragenética

As associações de minerais de origem hidrotermal relacionadas aos fluidos mineralizantes da jazida (Mocorongo) estudada, foram provavelmente geradas em múltiplos eventos hidrotermais, estas associações de minerais de origem hidrotermal podem ser observadas nas rochas do depósito da seguinte forma: A mais antiga é caracterizada por uma alteração potássica fraca, associada a alteração sericítica que ocorre em profundidades menores. Uma outra fase de alteração propilítica rica em clorita e epidoto. A partir dessa assembleia, é possível identificar algumas considerações sobre as associações minerais observadas. A gênese desses minerais de alteração hidrotermal é interpretada como desenvolvida em três estágios (Tabela 2) que foram estabelecidos de acordo com: a associação mineral de alteração reconhecida, a relação desses minerais com um dos três tipos de quartzo identificados (o que ajudou a definir a hierarquia de ocorrência), a distribuição espacial por relação aos veios mineralizados, e a relação com veios não mineralizados com sulfetos e ouro. As associações minerais reconhecidas se descrevem a continuação:

(i) **O estágio inicial** de mineralização está relacionado ao fraturamento da rocha encaixante permitindo a subsequente formação dos veios; associado ao quartzo do tipo I e aos cristais de pirita do tipo I, esta que se apresenta como agregados de cristais fraturados, a interação entre o fluido hidrotermal e a rocha encaixante dos veios gerou alteração potássica incipiente no granodiorito, próxima aos limites com os veios de quartzo mineralizados com sulfetos, formando biotita e epidoto, alterando cristais de plagioclásio e de hornblenda com ocorrência de quartzo tipo I nos veios.

(ii) **Um segundo estágio** hidrotermal que envolveu alteração pervasiva sericítica que oblitera as características de composição e textura dos minerais da rocha encaixante dos veios mineralizados e localmente altera biotita e K-feldspato formados no estágio hidrotermal inicial. Este segundo pulso de fluido hidrotermal formou halos de alteração próxima aos veios de quartzo, além da forte presença de sericita e muscovita. Esta associação mineral facilitou o registro de espelhos de falha com estrias e *Steps*, sugerindo que houve reativação do sistema de cisalhamento cataclástico que facilitou a migração dos pulsos hidrotermais mineralizantes. Nos veios mineralizados cristalizou quartzo do tipo II, Pirita I grossa, calcopirita disseminada e sericita.

(iii) **O terceiro estágio** hidrotermal gerou no granodiorito silicificação, formação de hematita, calcita, e alteração de feldspatos para sericita e de biotita para clorita. Nos veios mineralizados cristalizaram quartzo tipo II ocupando fraturas de quartzo I, galena, pirrotita,

Pirita II disseminada, partículas de electrum, calcopirita em fraturas de pirita I e hematita, cristais prismáticos de apatita e calcita. Fraturamento de quartzo I e de Pirita I sendo preenchidas por minerais do estágio hidrotermal mais tardio, comprovam que o minério se desenvolveu relacionado a mais uma reativação de deformação frágil.

Está associação mineral do pulso tardio é espacial e temporalmente relacionada a formação de veios de quartzo e ouro. A precipitação dos fluidos formadores da jazida mineral Mocarongo pode ser vinculada a diminuição da salinidade e de Ph, a prováveis flutuações de pressão e de temperatura, assim como a efeitos de reativações da deformação. Tais condições são prováveis em um ambiente no que houve a ocorrência de vários pulsos hidrotermais, com migração sin-cinématica a deformação episódica por cisalhamento que afetou de forma diferenciada e discreta os minerais constituintes do minério.

Tabela 2. Sequência paragenética dos minerais observados nos veios mineralizados da mina Grillos de acordo com feições estruturais e características texturais

MINERAL	Estágio magmático	ESTÁGIO HIDROTERMAL		
		POTÁSSICA	SERICÍTICA	PROFILÍTICA
		INICIAL	INTERMEDIÁRIA	FINAL
QUARTZO I				
K-FELDSPATO				
BIOTITA I				
QUARTZO II				
PIRITA I				
SERICITA				
CALCOPIRITA				
CLORITA				
EPIDOTO				
MUSCOVITA				
BIOTITA II				
QUARTZO III				
GALENA				
PIRROTITA				
PIRITA II				
OURO				
APATITA				
CARBONATO				
HEMATITA E MAGNETITA				

Em termos gerais, a alteração propilítica domina a escala de mão, é do tipo difusa e está relacionada a fraturas e estruturas rúpteis ocupadas por epidoto. Conforme a relação espacial (distância) com o sistema mineralizante em veios a alteração ocorre da seguinte forma:

- i. Na rocha encaixante proximal a veios de quartzo com sulfetos a alteração potássica-sericítica é incipiente, mas ela domina nas porções centrais do sistema mineralizado (veios intecalado com rocha encaixante da jazida aurífera), e se dissipa quanto é mais distal aos veios de quartzo mineralizados.
- ii. Próxima a vênulas de epidoto que preenchem estruturas discretas rúpteis no granodiorito, a alteração potássica é mais pervasiva.

- iii. Em geral observa-se que ocorre alterando a rocha encaixante, assim como gerando associação mineral característica no sistema de veios mineralizados. Por ser esta alteração propolítica obliterante, alterações prévias no granodiorito podem ter sido parcialmente o totalment apagadas, principalmente em locais proximos a veios mineralizados. Isto explicaria a presença de minerais de alteração hidrotermal não associados a alteração propilítica que aparecem acompanhando minerais associados a esta alteração.

Da forma como ocorre a alteração propolítica interpreta-se que esta alteração teria sido gerada durante um estágio final (Estágio III), durante o processo de alteração hidrotermal. A sericitização e a cloritização ocorrem em praticamente toda a rocha, incluindo o contato nos veios de quartzo mineralizados. Essa alteração propolítica está relacionada ao segundo e terceiro estágio hidrotermal, correspondente a afetação sericítica e propilítica.

5.2 Quimica Mineral

Análise de química mineral foram realizados no instituto de geociências da Univesidade Estadual Paulista UNESP, no mês de setembro/2021. Um total de 4 lâminas delgadas e polidas foram usadas para determinar composição de minerais como Plagioclásio, K-feldspato, Biotita, Anfibólio, Clorita, muscovita e sulfetos, além de servir para corroborar a presença de apatita.

Lamentavelmente, o grau de alteração hidrotermal que atinge os minerais da rocha hospedeira da Mineralização na Mina Mocarongo, impossibilitou a obtenção de bons resultados, chegando a ter fechamentos no limite ou por baixo do permitido para a classificação adequada dos minerais.

5.2.1 Feldspatos

Foram analisados 24 pontos em 2 laminas MR6G-B e 4 (Tabela 3) em plagioclásio e K-feldspato. foram realizadas análises pontuais em borda e núcleo dos cristais. Para determinar a fórmula estrutural de acordo com a equação XZ_4O_8 (Deer et al., 1997). Tendo em conta 8 oxigênios equivalentes, sendo que X é constituído essencialmente pelo Na, K, Rb ou por Ca, Ba, Sr, e o radical Z_4O_8 depende da relação Al:Si (1:1).

Os 18 resultados da análise nos cristais do grupo dos feldspatos, classificam a composição em dois grupo do plagioclásio sódico-cálcico e do K-feldspato. No grupo dos plagioclasios sódico-cálcidos, se observa uma ampla variação no teor de anortita entre 20% e 51% (Figura 25A), dividindo os grupos em dois subgrupos similares com dez (10 resultados no grupo da Andesina e oito (8) resultados no grupo do oligoclásio. O plagioclásio do tipo **Andesina** com $An_{34-51} Ab_{47-62} Or_{1-2}$, com teores de Al_2O_3 variando entre 26.10 e 28.75%, de

CaO entre 7.49 e 10.77%, e teores de Na₂O situados entre 5.41 e 7.55%. Entretanto o **Oligoclásio** com An₂₀₋₂ Ab₇₂₋₇₈ Or₁₋₂ esta caracterizado por conteúdos de Al₂O₃ variando entre 23.99 e 24.87% e de CaO entre 4.38 e 5.81% e teores de Na₂O situados entre 8.43 e 9.27%.

Os resultados de cinco (5) análises em K-feldspato, o classificam como ortoclásio ou microclina pertítica, figura 24B, tabela 3. Com valores molares de An₀ Ab₃₋₅ Or₉₆₋₉₇ com teores de SiO₂ variando entre 64.58 e 65.07%, K₂O entre 14.97 e 15.15% e Al₂O₃ entre 18.038 e 18.58%. Os valores de CaO são praticamente inexistentes e os conteúdos de Na₂O são menores a 0.52%.

A fórmula estrutural calculada com base nas análises de química por microsonda eletrônica, para o Plagioclásio do deposito Mocarongo é:

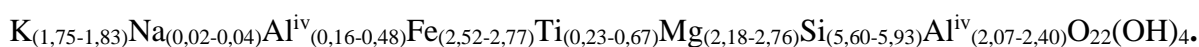


Figura 25. Diagramas de Classificação dos cristais de K-feldspatos e plagioclásio dos gnaisses. A) Diagrama Or-Ab-An (Deer et al. 1963). B) Diagrama Or-Ab-An (Deer et al. 1997).

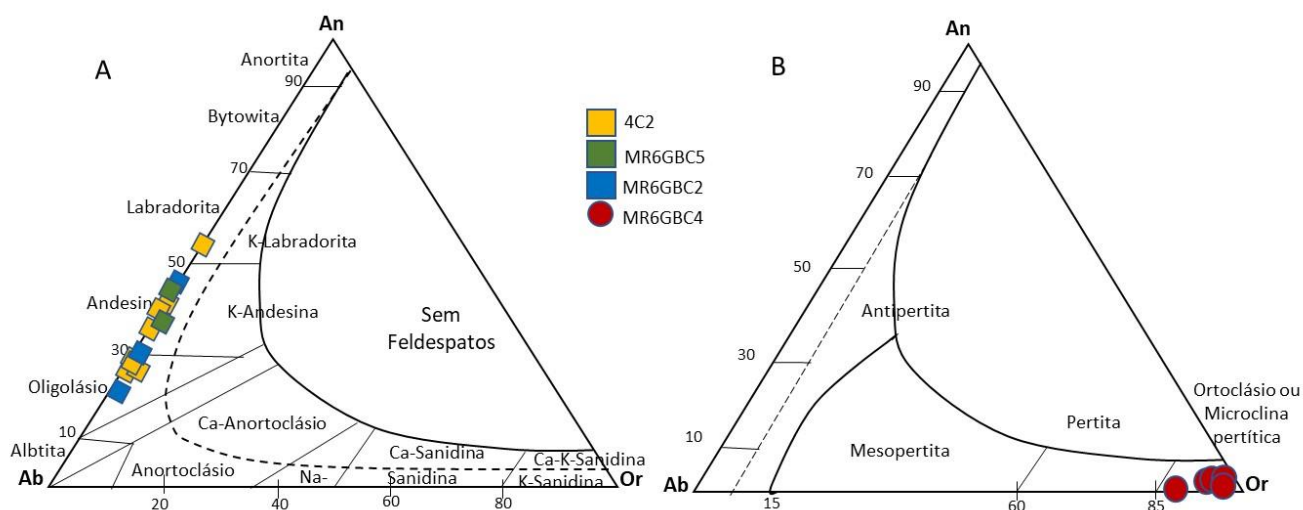


Tabela 3. Resultados analíticos de microsonda eletrônica realizados em minerais do grupo dos Feldspatos

	SiO2	Al2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Si	Al	Fe(ii)	Ca	Na	K	Ba	TOTAL	An	Ab	Or
mr6gb_c1_fk_1	61,60	24,06	0,17	5,43	8,71	0,28	0,00	12,99	2,99	0,01	0,61	1,78	0,04	0,00	18,42	25,2	73,2	1,5
mr6gb_c1_fk_2	61,11	24,23	0,18	5,81	8,43	0,23	0,00	12,95	3,03	0,02	0,66	1,73	0,03	0,00	18,41	27,2	71,5	1,3
mr6gb_c1_fk_3	63,46	23,10	0,18	4,38	9,28	0,31	0,01	13,16	2,82	0,02	0,49	1,86	0,04	0,00	18,39	20,3	77,9	1,7
mr6gb_c5_plg_15	61,57	23,87	0,09	5,13	8,79	0,13	0,00	13,02	2,97	0,01	0,58	1,80	0,02	0,00	18,40	24,2	75,1	0,7
4_c2_plg_1	62,59	24,16	0,11	5,17	8,92	0,13	0,00	13,03	2,96	0,01	0,58	1,80	0,02	0,00	18,40	24,1	75,2	0,7
4_c4_plg_4	62,09	24,63	0,20	5,73	8,57	0,21	0,00	12,96	3,03	0,02	0,64	1,73	0,03	0,00	18,41	26,7	72,2	1,2
4_c4_plg_6	62,42	24,00	0,18	5,51	8,58	0,41	0,00	13,02	2,95	0,02	0,62	1,74	0,05	0,00	18,39	25,6	72,2	2,3
4_c4_plg_9	62,48	24,01	0,08	5,25	8,71	0,12	0,00	13,04	2,95	0,01	0,59	1,76	0,02	0,00	18,37	24,8	74,5	0,7
mr6gb_c2_plg_4	58,18	26,16	0,20	8,05	6,97	0,21	0,00	12,64	3,35	0,02	0,94	1,47	0,03	0,00	18,44	38,5	60,3	1,2
mr6gb_c2_plg_5	57,46	26,60	0,15	8,68	6,65	0,14	0,01	12,56	3,43	0,01	1,02	1,41	0,02	0,00	18,44	41,6	57,6	0,8
mr6gb_c2_plg_6	56,86	27,15	0,17	9,31	6,33	0,18	0,03	12,47	3,51	0,02	1,09	1,35	0,02	0,00	18,46	44,4	54,6	1,0
mr6gb_c5_plg_13	58,16	25,57	0,24	7,41	6,94	0,32	0,02	12,71	3,29	0,02	0,87	1,47	0,05	0,00	18,41	36,4	61,7	1,9
mr6gb_c5_plg_14	57,49	26,99	0,25	8,82	6,50	0,19	0,04	12,53	3,46	0,02	1,03	1,37	0,03	0,00	18,44	42,4	56,5	1,1
4_c2_plg_2	58,72	26,53	0,21	8,42	6,86	0,14	0,01	12,62	3,36	0,02	0,97	1,43	0,02	0,00	18,42	40,1	59,1	0,8
4_c2_plg_3	58,26	26,53	0,20	8,47	6,95	0,18	0,00	12,59	3,38	0,02	0,98	1,46	0,02	0,00	18,46	39,8	59,2	1,0
4_c4_plg_5	59,60	25,83	0,21	7,30	7,55	0,23	0,00	12,74	3,25	0,02	0,84	1,56	0,03	0,00	18,43	34,4	64,4	1,3
4_c4_plg_7	58,91	26,07	0,08	7,86	7,13	0,10	0,00	12,69	3,31	0,01	0,91	1,49	0,01	0,00	18,41	37,6	61,8	0,6
4_c4_plg_8	55,46	28,75	0,22	10,77	5,41	0,13	0,00	12,25	3,74	0,02	1,27	1,16	0,02	0,00	18,47	52,0	47,2	0,8
mr6gb_c4_plg_7	64,94	18,55	0,09	0,01	0,52	14,97	0,16	13,73	2,31	0,01	0,00	0,11	2,02	0,01	18,18	0,1	5,0	94,9
mr6gb_c4_plg_8	64,79	18,39	0,03	0,00	0,32	15,15	0,34	13,75	2,30	0,00	0,00	0,07	2,05	0,01	18,18	0,0	3,2	97,0
mr6gb_c4_plg_9	64,58	18,43	0,06	0,01	0,34	15,03	0,41	13,74	2,31	0,00	0,00	0,07	2,04	0,02	18,18	0,0	3,3	96,6
mr6gb_c4_plg_10	65,01	18,38	0,04	0,02	0,45	14,99	0,20	13,75	2,29	0,00	0,00	0,09	2,02	0,01	18,17	0,1	4,4	95,5
mr6gb_c4_plg_11	64,67	18,38	0,08	0,01	0,44	15,02	0,00	13,74	2,30	0,01	0,00	0,09	2,04	0,00	18,17	0,0	4,3	95,7
mr6gb_c4_plg_12**	65,06	18,36	0,04	0,02	1,41	13,81	0,04	13,75	2,29	0,00	0,00	0,29	1,86	0,00	18,19	0,1	13,4	86,5

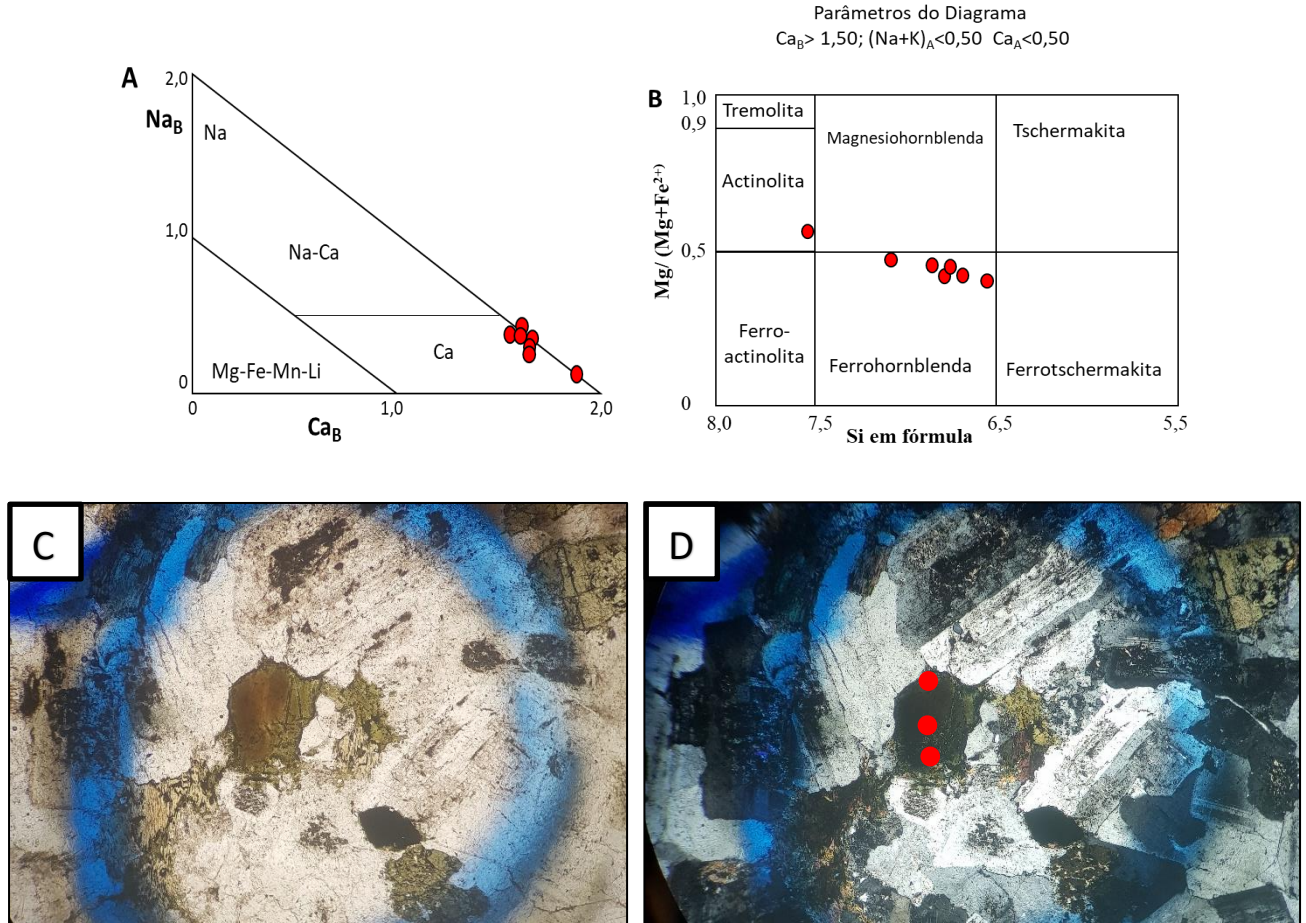
5.2.2 Anfibólitos

Os resultado de 7 análises em cristais de anfibólio são mostrados na tabela 4. O tratamento de dados para o cálculo da fórmula estrutural assimilando 23 átomos de oxigênio e 15 cations, é possível observar nos resultados que não há determinação de Na ou K. Além disso, mostra uma coexistência entre anfibólitos cálcicos e ferro-magnesianos. Desta maneira, foi usada a equação de Droop N.5. A fórmula geral esta descrita como $A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH)_2$ representada por **T**= Si, Al, Cr, Fe³⁺, Ti; **C**= Al, Cr, Ti, Fe⁺³, Mg, Fe⁺², Mn; **B**= Fe⁺², Mn, Mg, Ca, Na e **A**= Na, K, segundo Leake (1978). A classificação dos anfibólitos foi baseada na IMA (International Mineralogical Association) apresentados por Leake *et al.* (1997), o Fe²⁺ e Fe³⁺ foram calculados segundo Schumacher (apud Leake *et al.* 1997), (Figura 26 A e B).

Na classificação proposta por Hawthorne (1981), baseada na relação dos valores de Ca, permitem classificar as amostras como anfibólitos cálcicos (Figura 26 A). Conforme os resultados, os anfibólitos estão classificados como pertencentes ao grupo dos **anfibólitos cálcicos**, os resultados mostram quantidades de cátions assim: (Ca + Na) na posição B com valores maiores o igual a 1, sendo o valor de sodio deve estar entre 0.5 e 1.5 [$0.50 < Na_B < 1.5$]

e o valor de Ca em na posição B deve ser maior o igual a 1.50 [$Ca_B > 1,5$].

Figura 26. Classificação de anfibólios. A) Diagrama catiônico de Ca_B vs. Na_B para classificação de anfibólios segundo Leake et al. (1997). B) Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos com $(Na+K)_A \geq 0,5$ (LEAKE et al., 1997). C e D) Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos com $(Na+K)_A < 0,5$ (Leake et al., 1997). Fotomicrografia das feições comuns dos anfibólios analisados usando microsonda eletrônica.



Análises químicas realizadas em pelo menos 38 cristais identificados petrograficamente como “anfibólio”, mostram uma composição química “misturada” entre piroxênio, anfibólio e biotita, desta maneira, temos um mineral com composição média de:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Tot
38,06	0,01	25,51	0,01	9,65	0,44	0,02	22,88	0,00	0,00	96,54

Tabela 4. Resultados analíticos de microsonda eletrônica realizados em minerais do grupo dos anfibólios.

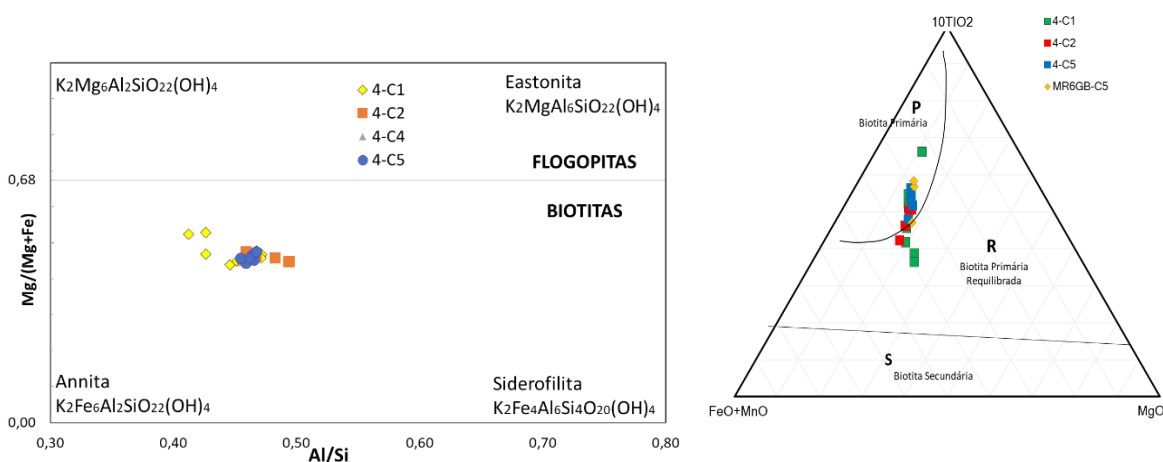
AMOSTRA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Tot	Si	Ti	Al	Fe(ii)	Mn	Mg	Ca	Na	K
MR6GB_c1_anf_1	45,54	1,20	7,57	16,41	0,54	10,95	11,13	1,30	0,71	95,34	7,91	0,16	1,55	2,38	0,08	2,86	2,07	0,44	0,16
MR6GB_c1_anf_2	44,39	1,93	8,49	16,73	0,56	10,80	11,15	1,46	0,63	96,14	7,73	0,25	1,74	2,44	0,08	2,82	2,08	0,49	0,14
MR6GB_c1_anf_3	46,39	1,26	7,14	15,78	0,60	11,69	11,47	1,04	0,58	95,97	7,96	0,16	1,44	2,27	0,09	3,01	2,11	0,35	0,13
MR6GB_c1_anf_4	47,64	0,93	5,84	15,67	0,58	12,15	11,35	0,82	0,52	95,49	8,11	0,12	1,17	2,23	0,08	3,10	2,07	0,27	0,11
MR6GB_c1_anf_5	45,77	1,57	7,59	16,31	0,57	11,30	10,90	1,35	0,59	95,95	7,87	0,20	1,54	2,35	0,08	2,92	2,01	0,45	0,13
MR6GB_c1_anf_6	44,95	1,28	7,58	16,62	0,59	11,05	11,49	1,23	0,74	95,53	7,85	0,17	1,56	2,43	0,09	2,90	2,15	0,42	0,17
MR6GB_c3_anf_15	50,78	0,39	3,13	14,09	0,73	14,01	11,72	0,40	0,28	95,52	8,40	0,05	0,61	1,95	0,10	3,48	2,08	0,13	0,06

5.2.3 Micas

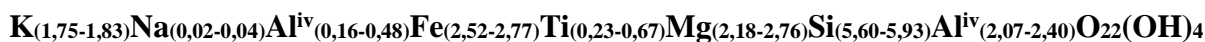
Os resultados da análise química em minerais deste grupo correspondem a trinta (30) resultados de Biotita (Tabela 5) seis (6) de Muscovita e seis (6) de Clorita (tabela 6). As fórmulas e cálculos de ocupação catiônica foram calculados com base em 22 oxigênios para a Biotita e Muscovita e com 28 oxigênios para a Clorita; análises efetuadas no centro do cristal, para assegurar a menor interferência com possíveis efeitos de alteração na composição química do mineral.

O grupo das micas do tipo **Biotita**, apresentam uma fórmula geral da composição química conforme $X_2Y_{4-6}Z_8O_{20}(OH,F)_4$ onde X é K, Na ou Ca, Y é principalmente Al, Mg ou Fe³⁺, mas também pode ser Mn, Cr, Ti, Li, e Z é Si e Al (Deer *et al.*, 1992). O cálculo da ocupação catiônica tem em conta 16 cations e 22 oxigênios. Os resultados analíticos mostram a biotita corresponde a “biotitas verdadeiras” do subgrupo que tende para Annita, Figura 27 A. Este grupo exhibe teor de MgO que varia de 9.38 a 10.47%, Feo entre 18.55 a 21.31% e K₂O entre 8.53 a 9.19%. O conteúdo de TiO, relativamente alto varia entre 1.75 a 3.98%. Os valores quando lançados os resultados no diagrama discriminante XMg vs Al/Si, , que permite definir o tipo da biotita entre primária e secundária (Nachit *et al.*, 2005), (Figura 27 B).

Figura 27. Resultados analíticos de biotita em gabronorito e Hbl-gabronorito. A) Diagrama de classificação binário AlIV vs. Mg/ (Mg + Fe) para Deer et al., 1992. B). Diagrama ternário com 10TiO₂ - FeO+MnO – MgO de acordo com Nachit et al., (2005).



A fórmula estrutural calculada com base nas análises de química por microsonda eletrônica, para as biotitas do depósito Mocarongo é:



Capítulo 5 – Resultados

Tabela 5. Resultados analíticos de microsonda eletrônica realizados em minerais de biotita.

0-02-B	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Tot	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Na	K	TOTAL
4_c1_bio_1	36,27	3,75	13,73	-0,03	21,31	0,51	9,28	-0,01	0,09	9,07	95,02	5,68	0,44	2,53	2,79	0,07	2,18	0,03	1,81	15,53
4_c1_bio_2	36,32	3,38	13,92	0,00	20,94	0,49	9,52	0,04	0,08	8,89	94,89	5,70	0,40	2,57	2,75	0,07	2,24	0,03	1,78	15,52
4_c1_bio_3	38,43	1,94	13,44	0,05	18,80	0,46	11,48	0,00	0,07	8,94	94,43	5,93	0,23	2,44	2,42	0,06	2,66	0,02	1,76	15,52
4_c1_bio_4	36,16	2,59	14,47	-0,01	20,41	0,48	9,98	0,01	0,11	9,01	94,36	5,68	0,31	2,68	2,68	0,06	2,35	0,03	1,81	15,60
4_c1_bio_5	36,39	3,33	14,25	-0,01	20,58	0,47	9,82	0,01	0,14	8,97	95,21	5,67	0,39	2,62	2,68	0,06	2,30	0,04	1,78	15,54
4_c1_bio_6	38,41	1,75	13,89	0,06	18,55	0,44	11,56	0,11	0,09	9,00	94,61	5,91	0,20	2,52	2,39	0,06	2,67	0,03	1,76	15,53
4_c1_bio_7	35,99	3,27	14,40	0,00	21,00	0,52	9,89	0,08	0,10	8,77	95,09	5,62	0,38	2,65	2,74	0,07	2,32	0,03	1,75	15,56
4_c1_bio_8	36,06	5,69	13,05	0,00	19,16	0,46	9,38	2,52	0,07	8,53	95,59	5,68	0,67	2,42	2,52	0,06	2,22	0,02	1,71	15,31
4_c1_bio_9	36,72	2,25	14,57	0,01	20,51	0,49	10,46	0,03	0,08	9,12	95,24	5,70	0,26	2,67	2,66	0,06	2,44	0,02	1,81	15,62
4_c2_bio_10	36,57	2,27	15,33	0,00	21,02	0,46	9,46	0,02	0,06	9,15	95,53	5,68	0,26	2,80	2,73	0,06	2,20	0,02	1,81	15,57
4_c2_bio_11	36,61	3,74	14,17	0,02	20,90	0,45	9,59	-0,01	0,09	8,99	95,89	5,67	0,44	2,59	2,71	0,06	2,23	0,03	1,78	15,50
4_c2_bio_12	36,00	2,69	14,74	0,00	20,86	0,46	9,83	0,02	0,09	9,04	94,78	5,63	0,32	2,72	2,73	0,06	2,31	0,03	1,80	15,60
4_c2_bio_13	36,31	3,16	14,15	0,03	20,04	0,48	10,10	0,01	0,10	9,18	94,64	5,68	0,37	2,61	2,62	0,06	2,37	0,03	1,83	15,58
4_c2_bio_14	36,39	3,29	14,42	0,02	20,24	0,42	10,02	0,03	0,10	9,19	95,25	5,66	0,39	2,64	2,63	0,05	2,34	0,03	1,82	15,56
4_c2_bio_15	35,84	3,09	14,20	0,00	20,36	0,46	9,79	0,01	0,10	9,07	94,02	5,66	0,37	2,64	2,69	0,06	2,32	0,03	1,82	15,58
4_c4_bio_16	36,51	3,25	14,34	0,00	20,76	0,44	9,68	0,01	0,12	9,17	95,36	5,68	0,38	2,63	2,70	0,06	2,26	0,04	1,82	15,56
4_c4_bio_17	36,17	4,06	13,85	0,00	21,11	0,46	9,43	0,00	0,12	8,93	95,43	5,65	0,48	2,55	2,76	0,06	2,21	0,04	1,78	15,51
4_c4_bio_18	36,45	3,79	14,13	0,00	21,31	0,46	9,41	0,01	0,10	9,02	95,79	5,66	0,44	2,58	2,77	0,06	2,19	0,03	1,79	15,52
4_c4_bio_19	36,87	2,32	14,57	0,01	20,30	0,39	10,14	0,01	0,10	9,19	94,53	5,73	0,27	2,67	2,64	0,05	2,37	0,03	1,82	15,59
4_c4_bio_20	36,24	3,92	13,92	0,00	20,61	0,50	9,39	0,01	0,11	9,02	94,86	5,67	0,46	2,57	2,70	0,07	2,21	0,03	1,80	15,50
4_c4_bio_21	36,38	3,67	14,37	0,00	20,76	0,46	9,41	-0,01	0,10	9,11	95,44	5,66	0,43	2,63	2,70	0,06	2,20	0,03	1,81	15,52
4_c5_bio_22	36,04	2,84	14,20	0,00	20,44	0,41	9,92	0,02	0,09	9,05	94,20	5,68	0,34	2,64	2,69	0,05	2,35	0,03	1,82	15,59
4_c5_bio_23	36,02	3,92	14,03	0,00	20,72	0,42	9,16	0,02	0,08	8,95	94,65	5,66	0,46	2,60	2,72	0,06	2,16	0,03	1,79	15,49
4_c5_bio_24	36,20	3,75	14,30	0,00	20,76	0,41	9,55	-0,01	0,11	9,02	95,44	5,64	0,44	2,63	2,70	0,05	2,23	0,03	1,79	15,52
4_c5_bio_25	36,44	3,61	14,29	0,00	20,71	0,44	9,76	0,06	0,12	9,06	95,53	5,65	0,42	2,61	2,69	0,06	2,27	0,04	1,79	15,53
4_c5_bio_26	36,34	3,67	14,02	0,00	20,66	0,43	9,65	0,02	0,11	9,02	95,10	5,67	0,43	2,58	2,70	0,06	2,26	0,03	1,80	15,52
4_c5_bio_27	36,60	3,29	14,51	0,00	20,06	0,43	10,10	0,06	0,11	9,06	95,40	5,67	0,38	2,65	2,60	0,06	2,35	0,03	1,79	15,53
mr6gb_c5_bio_1	35,60	3,98	13,52	0,00	20,21	0,42	9,69	0,00	0,08	8,94	93,24	5,65	0,48	2,53	2,68	0,06	2,31	0,02	1,81	15,53
mr6gb_c5_bio_2	35,52	4,27	13,73	0,00	20,60	0,42	9,53	0,00	0,07	9,04	94,10	5,60	0,51	2,55	2,72	0,06	2,26	0,02	1,82	15,53
mr6gb_c5_bio_3	35,76	2,71	14,11	0,00	19,54	0,40	10,47	0,02	0,10	8,96	92,81	5,67	0,32	2,64	2,59	0,05	2,49	0,03	1,81	15,61

Análises realizadas em Muscovitas, exibem teores de MgO variando entre 2.58 a 3.52%, de FeO entre 2.45 e 2.72%, K₂O entre 10.20 e 10.64%, Al₂O₃ entre 28.42 a 29.71%. Os valores de TiO, CaO e NaO menores a 0.50% (Tabela 6).

Tendo em conta os membros finais do grupo da muscovita, podemos dizer que a muscovita do depósito Mocarongo se enquadra como Muscovita. Embora pequenas quantidades de ferro e magnésio. Conforme observado na distribuição cationica da fórmula geral da muscovita XY₂₋₃Z₄O₁₀(OH)₂:

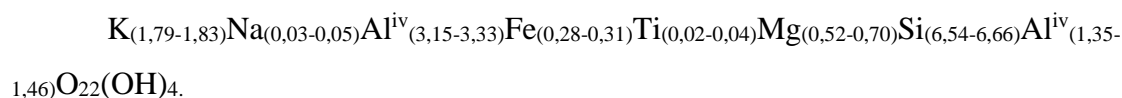


Tabela 6. Análises composicionais em muscovita

AMOSTRA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Tot	fórmula							
										Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Na	K
mr3ga_c1_ms_1	49,64	0,20	29,20	2,62	0,03	2,58	0,12	10,48	95,21	6,66	0,02	4,61	0,29	0,00	0,52	0,03	1,79
mr3ga_c1_ms_2	47,92	0,30	28,77	2,69	0,06	3,23	0,13	10,51	93,95	6,54	0,03	4,63	0,31	0,01	0,66	0,03	1,83
mr3ga_c1_ms_3	47,84	0,21	29,37	2,50	0,05	2,74	0,17	10,49	93,73	6,54	0,02	4,73	0,29	0,01	0,56	0,05	1,83
mr3ga_c1_ms_4	48,91	0,18	29,71	2,45	0,03	2,78	0,14	10,64	95,08	6,57	0,02	4,70	0,28	0,00	0,56	0,04	1,82
mr3ga_c1_ms_5	47,64	0,36	28,42	2,72	0,04	3,38	0,17	10,20	93,29	6,55	0,04	4,60	0,31	0,01	0,70	0,04	1,79
mr3ga_c1_ms_6	49,24	0,34	29,33	2,67	0,05	3,52	0,14	10,62	96,24	6,55	0,03	4,60	0,30	0,01	0,70	0,04	1,80

5.2.4. Sulfetos

Nove resultados de química para as fases opacas, confirmaram a classificação dos minerais identificados através das análises petrográficas, pirita e calcopirita como minerais dominantes. Os resultados estão na tabela 7.

A Pirita analisada corresponde a uma fase quase pura, com conteúdos de Fe que variam entre 47.01 a 47.62 % em peso e conteúdo de S, que varia entre 53.57 e 54.60%. Calcopirita, também foi identificada, com enxofre entre 34.48 a 35.7% % em peso, o ferro varia entre 30.42 a 31.41% em peso e cobre entre 33.33 a 34.35% em peso.

Tabela 7. Análises composicionais em cristais de Pirita.

	S (Mass%)	Fe (Mass%)	Cu (Mass%)	Au (Mass%)	Pb (Mass%)	Total (Mass%)	S	Fe	As	Cu
st4hgba_c3_Py_2	54,11	47,45	0,00	0,01	0,03	101,63	1,688	0,850	0,000	0,000
st4hgba_c3_Py_3	54,60	47,62	0,00	0,02	0,03	102,28	1,703	0,853	0,000	0,000
st4hgba_c5_Py_5	34,82	30,42	33,33	0,00	0,02	98,51	1,086	0,545	0,000	0,524
st4hgba_c5_Py_6	34,68	30,46	33,42	0,00	0,04	98,55	1,082	0,545	0,000	0,526
tn10_c1_Py_1	53,57	47,09	0,01	0,00	0,03	100,75	1,671	0,843	0,000	0,000
mr3ga_c2_Py_13	54,40	47,01	0,00	0,00	0,03	101,70	1,697	0,842	0,000	0,000
4_c2_Py_3	34,48	31,27	33,90	0,00	0,05	99,81	1,076	0,560	0,000	0,534
4_c3_Py_4	35,47	31,41	34,19	0,00	0,04	101,17	1,106	0,562	0,000	0,538
R_SantoAntonio_c1_	35,35	31,17	34,35	0,00	0,04	101,06	1,103	0,558	0,000	0,541

5.2.5 Termobarometria

Com intuito de complementar os dados sobre pressão e temperatura do sistema magmatico-hidrotermal no qual se formou a mineralização do depósito Mocarongo, foram usadas os dados de química mineral de biotita, clorita, plagioclásio e anfibólio. Foi usado o geobarômetro Al em hornblenda e os geotermômetros de plagioclásio-hornblenda e Ti em biotita que permitem avaliar condições de pressão e temperatura máximas e mínimas que atingiram as rochas granodioríticas, assim como o cálculo de temperatura associado a alteração hidrotermal, mediante ao uso do termometro da clorita.

a) GEOTERMOBAROMETRIA PELO MÉTODO DE Al-HORNBLENDA

Este método usa a correlação empírica entre o conteúdo total de Al da hornblenda e a pressão de cristalização das rochas granitoides, a calibração esta baseada em dados de plútons que cristalizaram em níveis crustais rasos ou profundos e refletem regimes de baixa (≈ 2 kbar) e alta pressão (≈ 8 kbar). Esta correlação é expressa pela fórmula:

$$P (\pm 3\text{kbar}) = - 3,92 + 5,03 \text{ Al}^T,$$

Onde P = pressão em kbar e Al^T = No de cátions Al por fórmula unitária ($^{\text{IV}}\text{Al} + ^{\text{VI}}\text{Al}$), baseada em 23 átomos de oxigênio (Hammarstron & Zen, 1986). O uso deste geobarômetro requer satisfazer dois pré-requisitos: apresentar a assembleia mineral composta por plagioclásio + hornblenda + biotita + álcali-feldspato + quartzo + titanita + magnetita ou ilmenita \pm epidoto, e a análise química apenas das bordas das hornblendas, uma vez que somente essas estariam em equilíbrio com todas as fases somado ao líquido magmático.

Hollister et al. (1987), Johnson & Rutherford (1989), Schmidt (1992) também formularam ajustes ao cálculo de Hammarstron & Zen, 1986, mas as condições gerais são restritivas em pressão e temperaturas, por isso, apenas foi utilizada a calibração de Hammarstron & Zen (1986). O valor resultante da pressão varia entre 1.98 a 4.85kbars

Al	P ($\pm 3\text{kbar}$) = - 3.92 + 5.03 Al ^T
1.55	3.88
1.74	4.85
1.44	3.35
1.17	1.98
1.54	3.81
1.56	3.93

Como outra tentativa de obter as condições de pressão e temperatura do sistema magmático (hidrotermal), foi calculada a temperatura do equilíbrio entre plagioclásio e anfibólio, usando a

calibração de Holland & Blundy, 1994 e Blundy & Holland, 1990 baseada na fórmula:.

$$T (\pm 313K) = \frac{78,44 + X_{Ab-An} - 33,6X_{Na} - (66,8 - 2,92P) * X_{Al} + 78,5X_{Al} + 9,4X_{Na}}{0,0721 - 0,0083144 * \ln Y}$$

com P em kbar, T em Kelvin e $Y = \frac{27 * X_{Na} * X_{Si} * X_{An}}{64 * X_{Ca} * X_{Al} * X_{Ab}}$

O resultado obtido de temperatura do sistema plagioclásio-hornblenda em equilíbrio levando em conta também o cálculo da pressão de Schmidt, 1992 and Anderson & Smith, 1995,

Anfibólio	MR6GB_c1_anf_ _1	MR6GB_c1_anf_ _2	MR6GB_c1_anf_ _3	MR6GB_c1_anf_ _5	MR6GB_c1_anf_ _6
SiO2	45.54	44.39	46.39	45.77	44.95
TiO2	1.20	1.93	1.26	1.57	1.28
Al2O3	7.57	8.49	7.14	7.59	7.58
FeO*	16.41	16.73	15.78	16.31	16.62
MgO	0.54	0.56	0.60	0.57	0.59
MnO	10.95	10.80	11.69	11.30	11.05
CaO	11.13	11.15	11.47	10.90	11.49
Na2O	1.30	1.46	1.04	1.35	1.23
K2O	0.71	0.63	0.58	0.59	0.74
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	95.35	96.10	95.96	95.94	95.53
	MR6GB_C1_FK _1	MR6GB_C1_FK _2	MR6GB_C1_FK _3	4_C2_PLG_1	4_C4_PLG_4
Plag					
XAb	0.73	0.71	0.78	0.75	0.72
X An	0.25	0.27	0.20	0.24	0.27
T (C) HB ₂	475.03	552.62	427.67	485.21	511.58
P(Kb) HB ₂	3.15	4.93	1.68	3.26	3.69

Conforme Otten, 1984, a quantidade de a.p.u.f de Ti em hornblenda (Ferrohornblenda) mostram um comportamento proporcional com a temperatura. Tendo isto presente, se verificou se esta relação era efetivamente visível nos minerais da rocha hospedeira da mineralização de Mocarongo. O anfibólio, em parte já afetado por alteração hidrotermal, contém Ti < 0.345 a.p.u.f. nesse sentido deve ser usada a fórmula: T (°C) = 817 + 273 * Ti

Ti	T (°C)
0.13	853.4483
0.21	875.2574
0.14	855.0186
0.10	845.1733
0.17	864.4064
0.14	855.7529
0.04	828.8208

Os resultados mostram que a temperatura do anfibólio afetado estão variando entre 875.26°C a 828.82°C.

O geotermometro de Luhr et al. (1984) utiliza relações de Ti e Fe em biotita, e é

expresso pela Equação: $T (^{\circ}\text{C}) = 388*(1.0337 - \text{Ti/Fe})$. O valor obtido para este cálculo mostra uma variação da temperatura da biotita entre 728.69°C e 780.45°C . Com média em 756.02°C . Que é comparável com os resultados obtidos quando aplicado o geotermometro de Henry et al., 2005, fornecendo temperaturas de 622°C a 775°C , com media em 692.74°C .

Como o sistema hidrotermal esta caracterizado pela presença de clorita, e no intuito de dar um maior suporte aos dados resultantes do estudo de inclusões fluidas, foi calculada a temperatura de formação deste mineral durante a fase hidrotermal. Para este cálculo foi usada a calibração de Kranidiotis & Maclean, 1987, $T (^{\circ}\text{C}) = 106*\text{Aliv} + 18$.

A qual se baseia na quantidade de aluminio, deve ser realizada uma correção sugerida pelo autor: $\text{Aliv} = \text{Al}^{\text{iv}} + 0.7[\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe})]$, além da restrição de concentração da fração Xfe do mineral $0.18 < [\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe})] < 0.64$. O resultado da aplicação mostrou que a temperatura de cristalização da clorita varia da seguinte forma:

	km87-corr		km 87
Al(iv)	Xfe	$\text{Aliv} + 0.7[\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe})]$	$106*\text{Aliv} + 18$
2.31	0.45	2.62	296.20
2.31	0.43	2.61	294.66
2.34	0.46	2.66	300.22
2.28	0.45	2.60	293.44
2.35	0.43	2.65	299.17
2.33	0.42	2.63	296.61
2.61	0.5	2.94	329.89
2.58	0.47	2.91	326.83
2.55	0.47	2.88	323.17

O que implica que a temperatura da clorita varia entre 293.44°C e 329.89°C

5.3 Análise de Inclusões Fluidas

5.3.1 Petrografia das Inclusões Fluidas

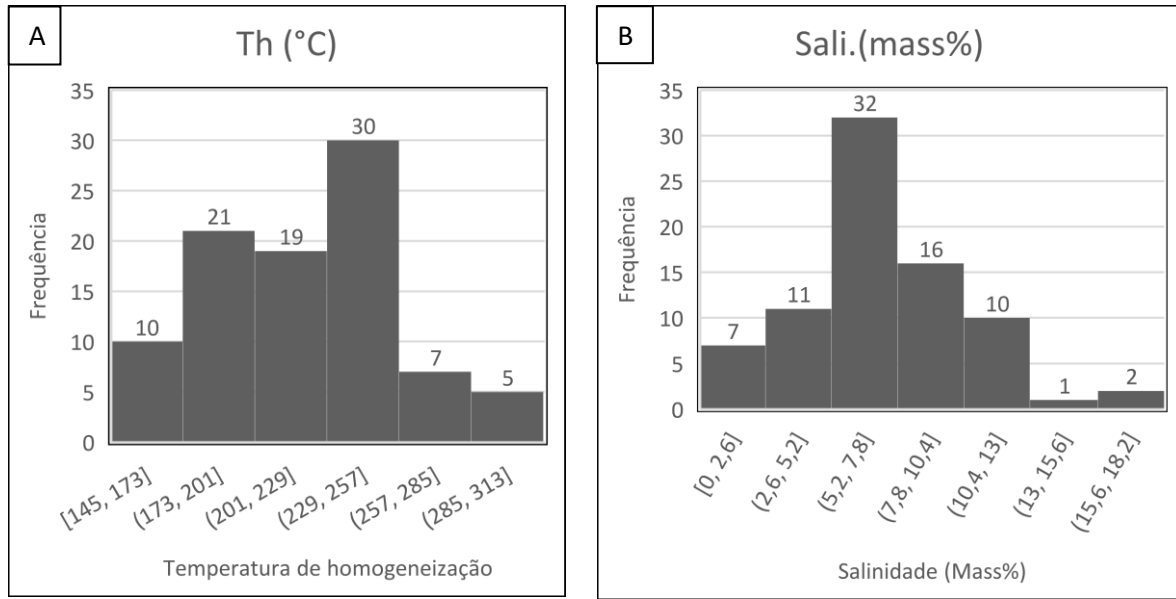
O estudo de inclusões fluidas, foi concentrado na amostras MR2G, MR5G, MR6G e MR7 pertencentes a veios de quartzo ao nível de 50m de profundidade na Veta grillos, com a análise de 93 inclusões fluidas essencialmente aquosas e 12 aquocarbonicas. A partir de análise petrográfica e análises microtermométricas, foi possível identificar dois tipos de inclusões trapeadas nos veios de quartzo com ouro relacionados ao o evento formador da mineralização. As inclusões foram separadas em: (i) Tipo-1, primárias, normalmente pequenas e compreendem duas fases (H_2O -líquido + H_2O -vapor) com volumes homogêneos de aproximadamente 20 vol.% gás, essencialmente aquosas dispostas em trilhas e clusters, e do (ii) Tipo-2, primárias, (H_2O - CO_2) em menor abundância. Estas inclusões contém apenas fases (H_2O -líquido + CO_2 -Vapor) em temperatura ambiente e possuem proporção volumétrica entre 15-20%.

5.3.2 Resultados da Microtermometria

5.3.2.1 Inclusões Fluidas do Tipo 1 (Aquosas)

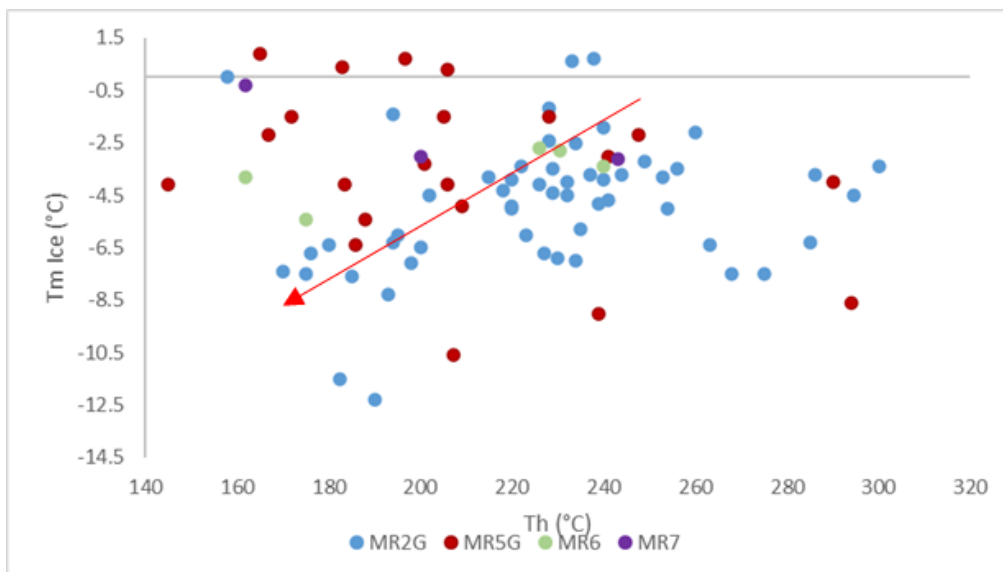
Essas Ifs ocorrem de formas bastante variadas, predominantemente arredondadas e subarredondadas e por vezes alongadas. Para este tipo de inclusão, foram obtidas as seguintes propriedades: temperatura de fusão do gelo, temperatura do ponto eutético, salinidade, densidade, pressão e temperatura de homogeneização, as temperaturas iniciais de fusão do gelo (T_m Ice °C), embora tivessem tamanhos muito reduzidos, foram possíveis de serem identificados e possuem em média valores entre -1.2 a -12.4 °C, (M.a -5.4 ± 2.5 °C; 1σ ; $n = 92$). A homogeneização total do líquido ocorre entre o intervalo de 158–300 °C (M.a 220 ± 32 °C; 1σ ; $n = 92$, com maior frequência com picos máximos entre 226-253 °C apresentadas na Figura 27A, e a salinidade possui variação de 2% a 15% com maior frequência nos picos máximos entre 5.6-8.4% (Figura 28 B).

Figura 28. Histograma de frequências de parâmetros obtidos para as inclusões fluidas aquosas A) Histograma de frequência da temperatura de homogeneização total para todas as amostras de IFs tipo L analisadas B) Histograma de frequência para a salinidade em (Mass%) para todas as amostras de IFs tipo L analisadas.



Através da relação dos dados de Temperatura de fusão do gelo (T_m Ice °C) e Temperatura de homogeneização (T_h °C) (Figura 29), observa-se uma tendência dos dados resultado de um fluido quente, salino sendo diluído por um fluido mais frio e mais diluído, sendo evidência da possível interferência de fluidos meteóricos na gênese do depósito.

Figura 29. Gráfico da relação entre Temperatura de fusão do gelo (T_m Ice °C) e Temperatura de homogeneização (T_h °C) para as amostras essencialmente aquosas.

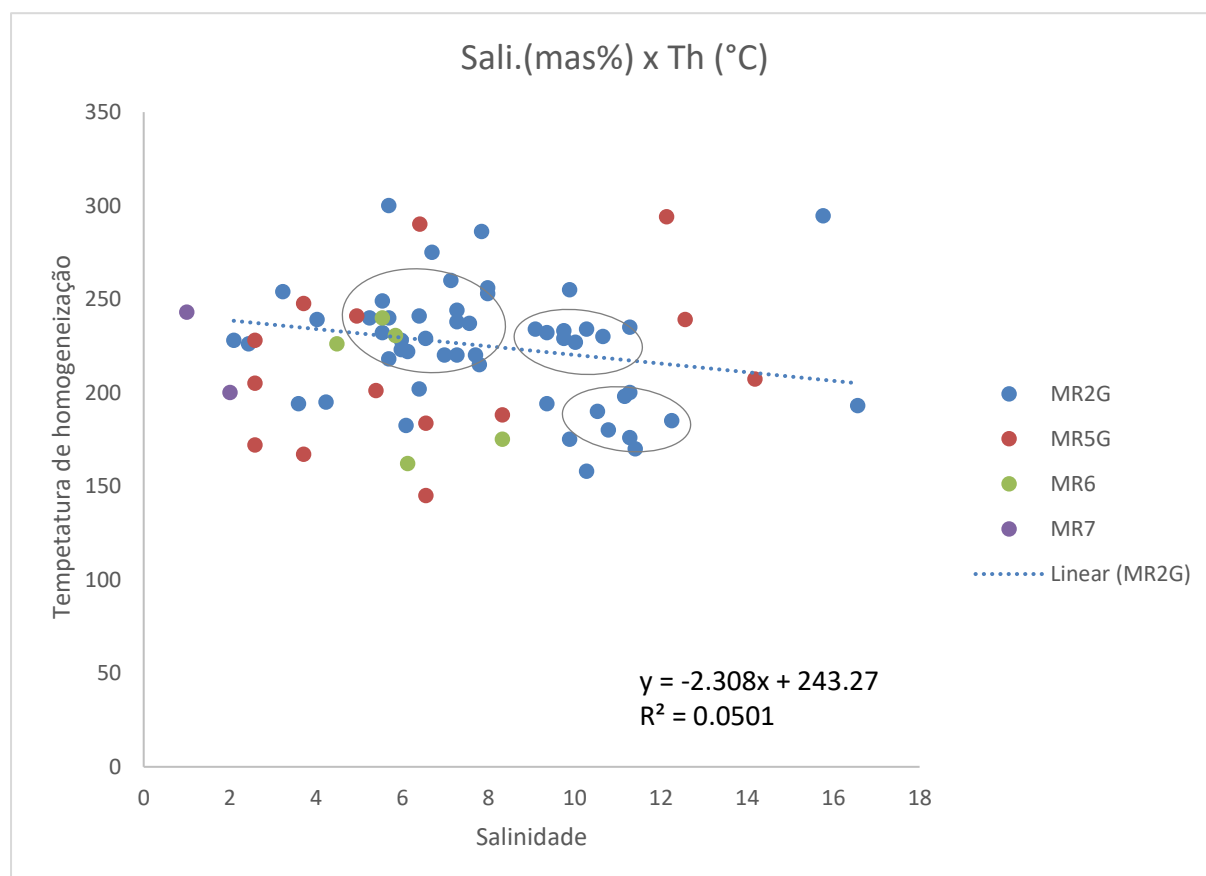


Quando analisados os valores obtidos de salinidade vs T_h (°C) é observável a grande

dispersão das inclusões no mesmo sistema essencialmente aquoso (Figura 30), porém é possível inferir três conjuntos distintos, o primeiro grupo entre 6-8 de Sali.(mas%) com temperaturas aproximadas no intervalo de 260°C a 200°C, o segundo com salinidade entre 10-12 (mass%) e a mesma temperatura do grupo de IFS 1 (260°C a 200°C), e o terceiro grupo com salinidades entre 10-12 (mass%) com intervalos entre 200°C a 150°C.

As variações de salinidade podem ser expressas através do processo de eferescência e a expansão adiabática, os grupos distintos demonstram o *boiling* contínuo através do fraturamento da rocha, evidenciados pelo mesmo intervalo de temperatura, mas causados pelas flutuações de pressão (Figura 31 A, B C e D) e a concentração da salinidade devida à perda de voláteis, típico do sistema. Essas variações também podem ser evidências por de mistura de fluidos, mostrando a possível influência de fluidos meteóricos.

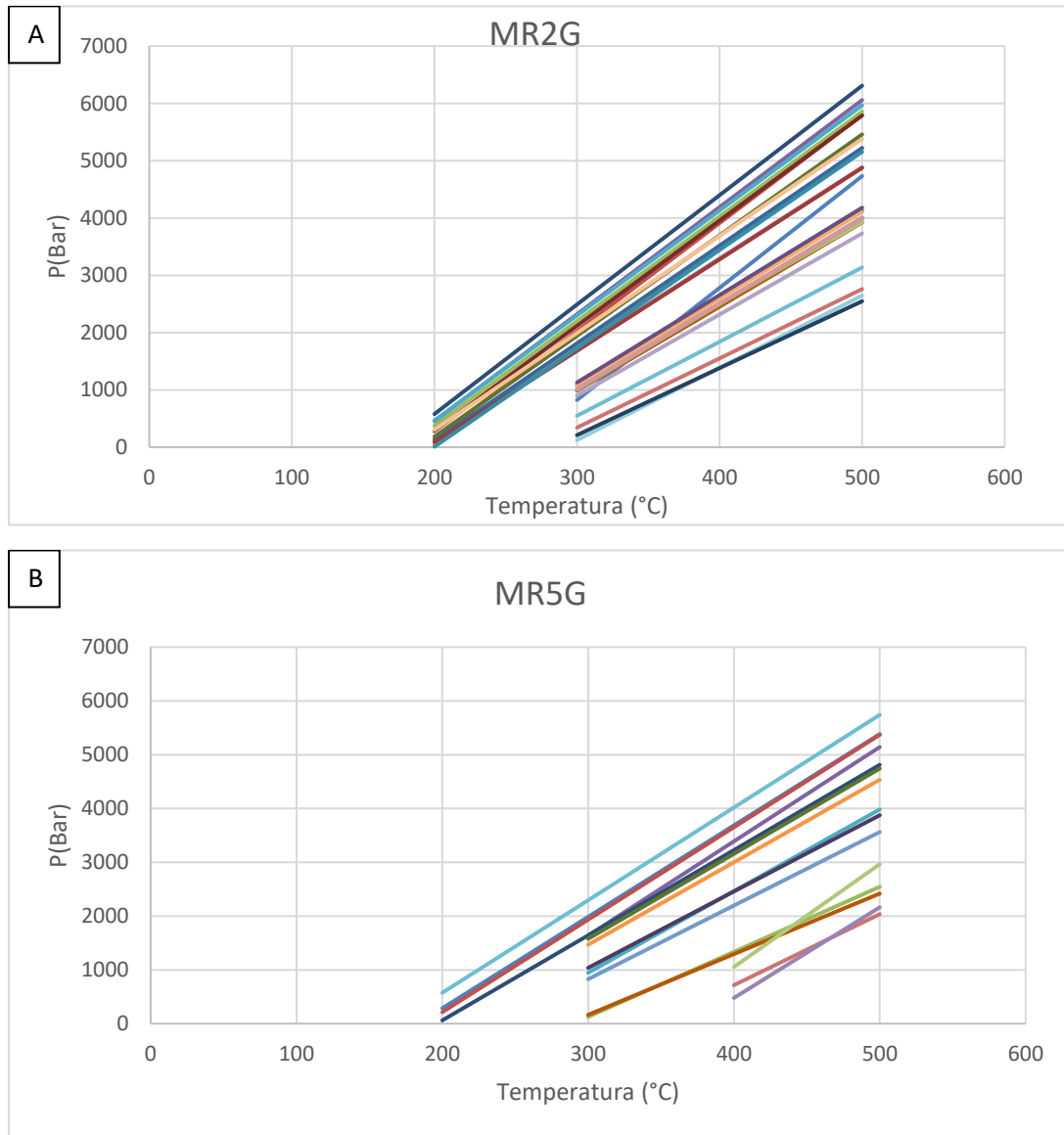
Figura 30. Gráfico de temperatura de homogeneização total (Th) vs. Salinidade (Mass%) NaCl para as amostras essencialmente aquosas.

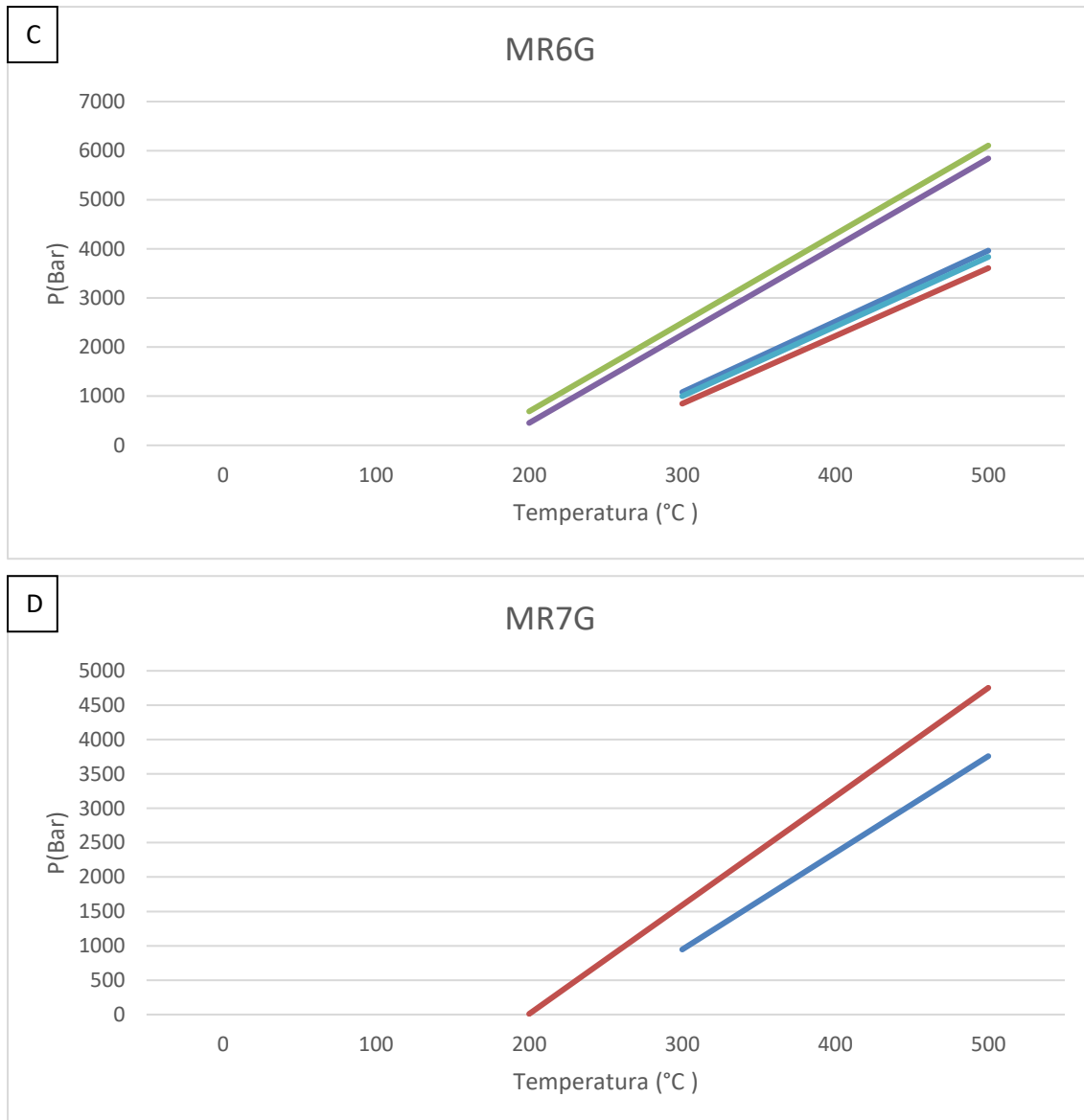


Quando analisados os dados de Pressão vs Temperatura (P-T, Figuras 31), observa-se 3 fases distintas que registram uma evolução termobarométrica irregular, sendo o primeiro grupo com temperaturas em torno de 300°C a 500°C com pressões que variam de 0 a aproximadamente 2.8kbar, o segundo grupo com temperaturas também entre 300°C a 500°C e

pressões entre 1 a 4kbar e o terceiro grupo com temperaturas de 200°C a 500°C e pressões entre 0 a 6kbar, essas flutuações de na pressão podem evidenciar eventos restritos de *boiling* devido ao intenso fraturamento das rochas, e vão desde o estágio hipotermal ao epitermal da alteração hidrotermal.

Figura 31. Gráfico P-T construído a partir das Ifs aquosas indicando a evolução do sistema fluido A) Gráfico P-T para a amostra MR2G, com 47 inclusões. B) Gráfico P-T para a amostra MR5G, com 23 inclusões. C) Gráfico P-T para a amostra MR6G, com 5 inclusões. D) Gráfico P-T para a amostra MR7G, com 2 inclusões.

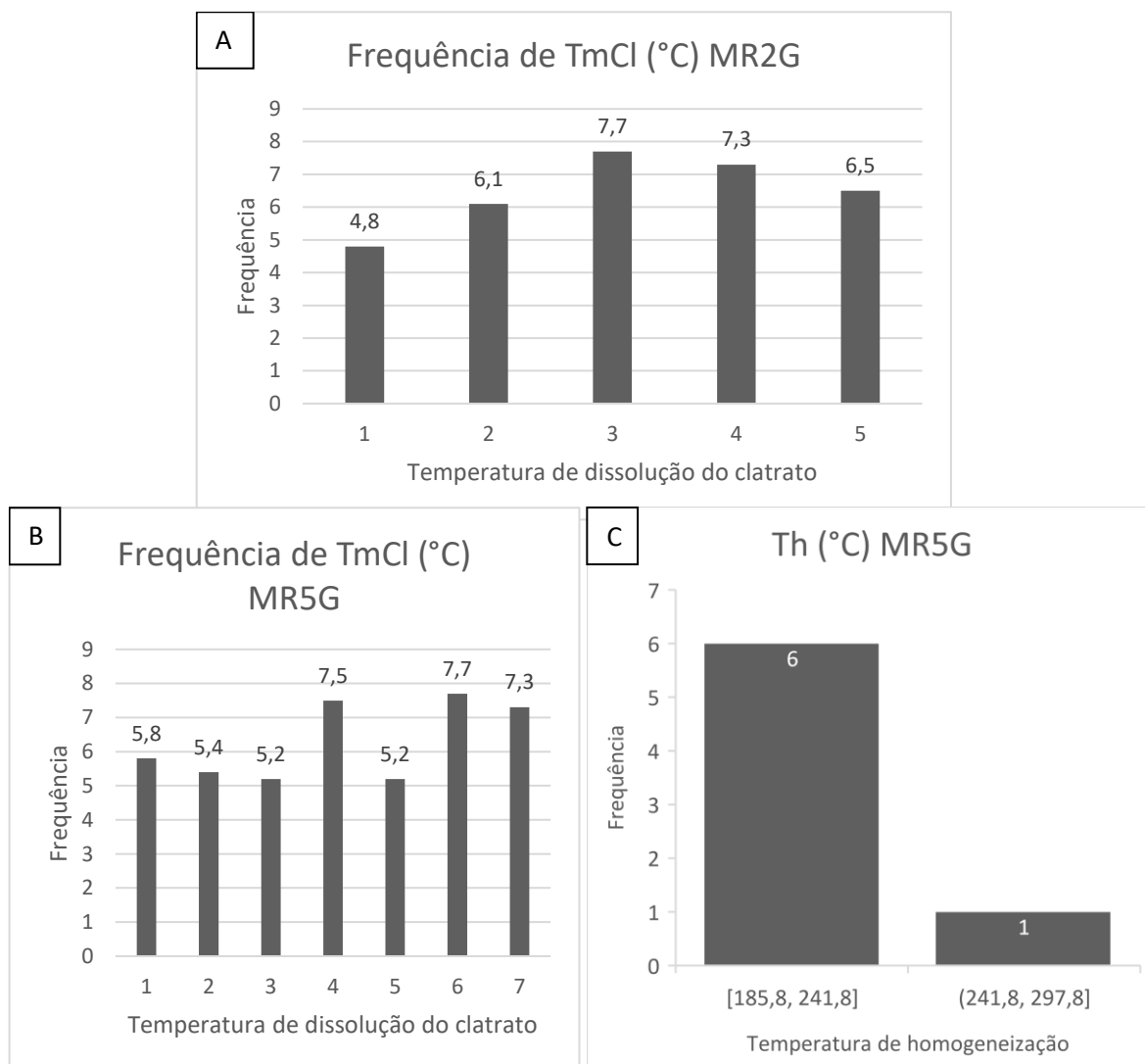




5.2.2.2 Inclusões fluidas do tipo 2 (Aquo-carbônicas)

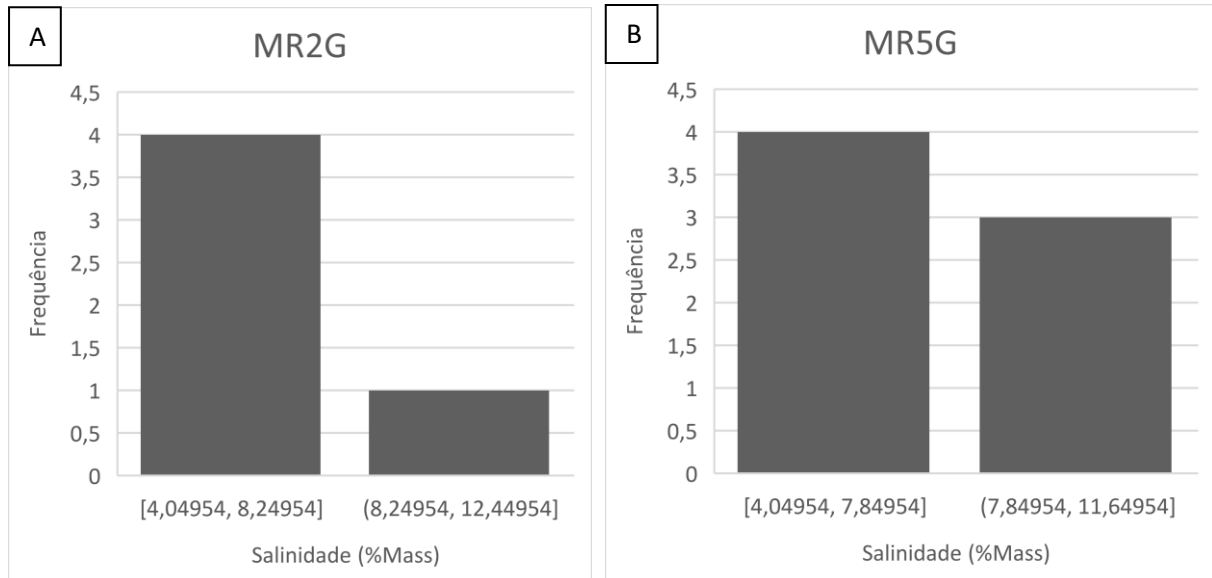
Estas IF classificadas como aquo-carbônicas apresentaram resultados de temperatura de dissolução de clatrato com certa dispersão no histograma de frequência (Figuras 32 A e B), porém com moda definida em torno de 7,7 °C, com total de 5 IF analisadas na amostra MR2G (Tabela 12). Para a amostra MR5G, foram analisadas 7 amostras (Tabela 13), quem obtiveram maior frequência de dissolução de clatrato com 7.3 °C, porém com temperaturas em intervalos muito próximos. O registro da homogeneização das fases CO₂ ocorreu apenas nas IF da amostra MR2G, nas temperaturas de 23 e 29 °C, na amostra MR5G foi possível medir a temperatura de homogeneização para as 7 amostras, com intervalo entre 185.8 a 241 °C (Fig. 32 C)

Figura 32. Histograma de frequências de parâmetros obtidos para as inclusões fluidas aquo-carbônicas A) Histograma de frequência da dissolução de clatrato para todas as amostras de IFs da amostra MR2G analisadas B) Histograma de frequência para a temperatura de dissolução de clatrato para todas as amostras de IFs da MR5G.



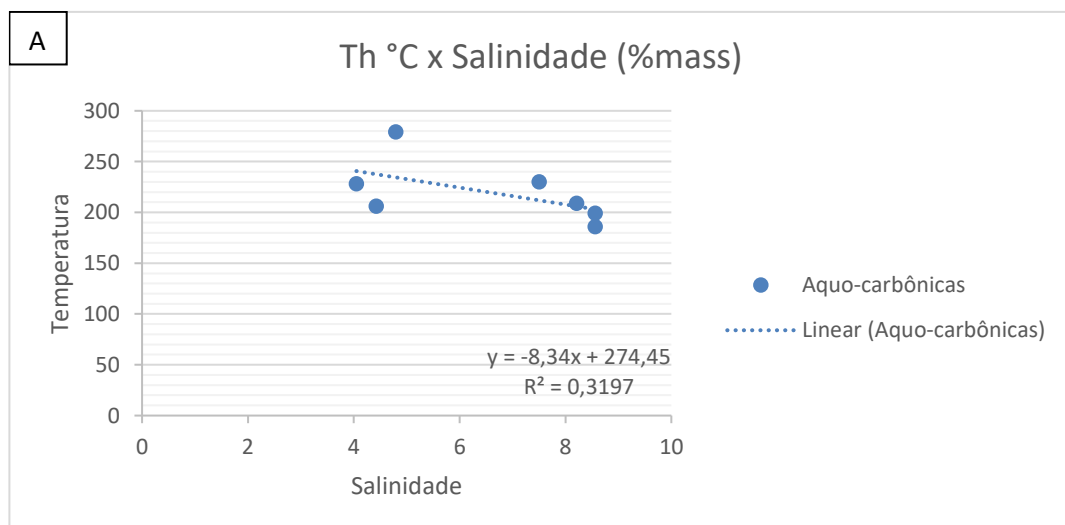
A salinidade para as inclusões da amostra MR2G tiveram uma média entre 4.04-8.24 (mass%), já nas ifs da amostra MR5G, a salinidade ficou em torno de 4.04 a 7.84 (mass%), consideradas ambas salinidades baixas, segundo os gráficos construídos (Figura 33).

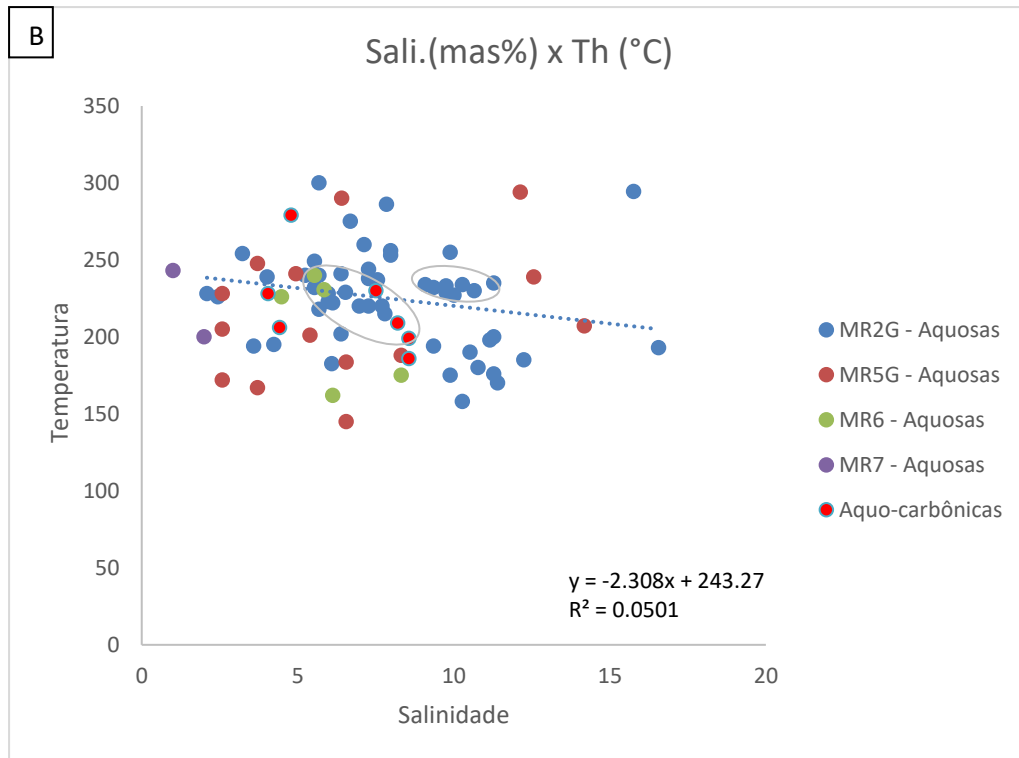
Figura 33. A) Histograma de frequência de Salinidade (%Mass) para as inclusões fluidas aquo-carbônicas da amostra MR2G. B) Histograma de frequência de Salinidade (%Mass) das inclusões fluidas aquo-carbônicas da amostra MR5G



Montou-se o gráfico de dispersão relacionando Th x Salinidade das inclusões (Figura 34 A), que apesar da dispersão dos dados, pode-se relacionar com as fases de inclusões aquosas do sistema (Figura 34 B), estas podem estar relacionadas a geração de inclusões com temperaturas entre 200-250 °C, e salinidade na média de 5-10 wt%, ou seja, temperaturas e salinidades relativamente baixas.

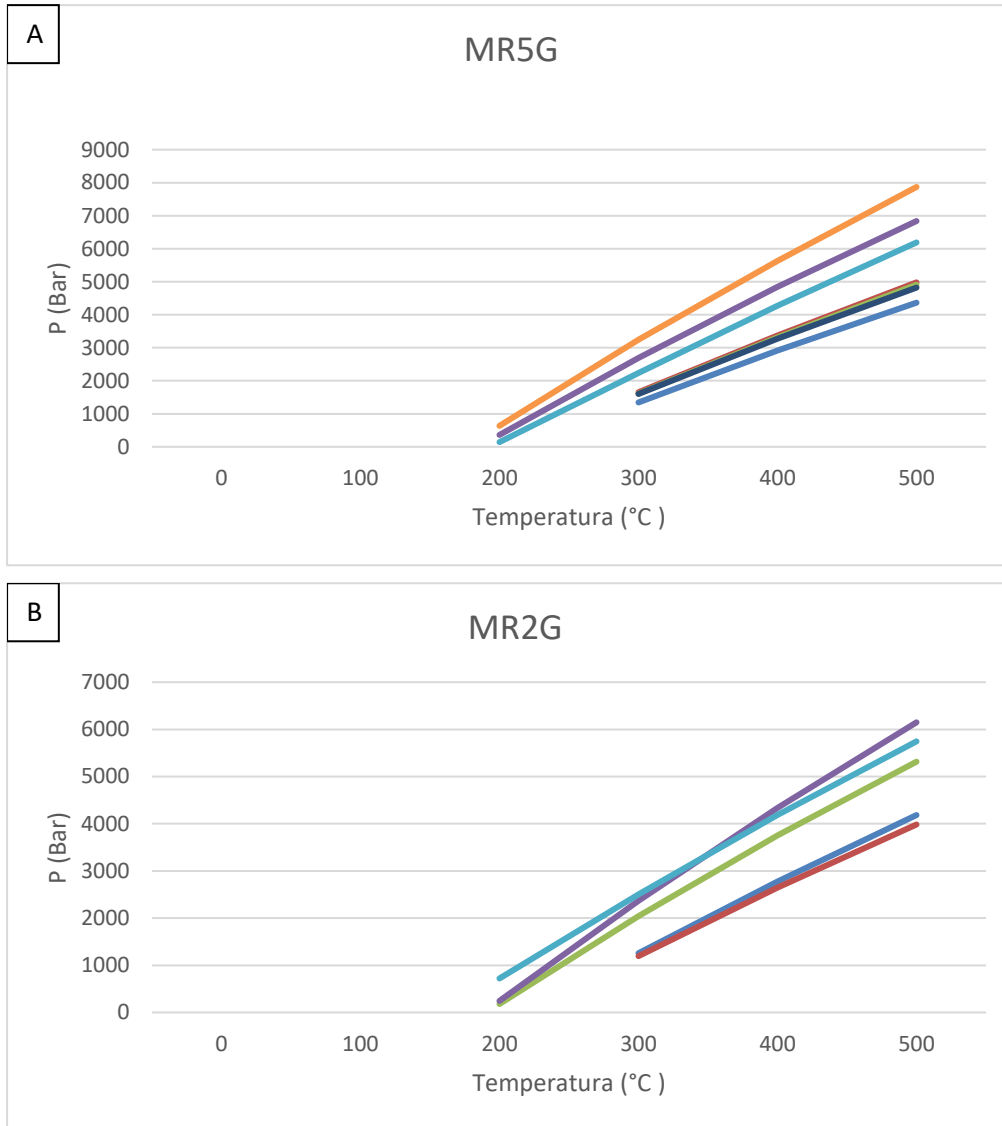
Figura 34. A) Gráfico de dispersão relacionando Th x Salinidade para as inclusões fluidas aquo-carbônicas. B) Gráfico de dispersão relacionando Th x Salinidade para as inclusões fluidas aquo-carbônicas.comparando com as fases aquosas e as possíveis gerações de inclusões.

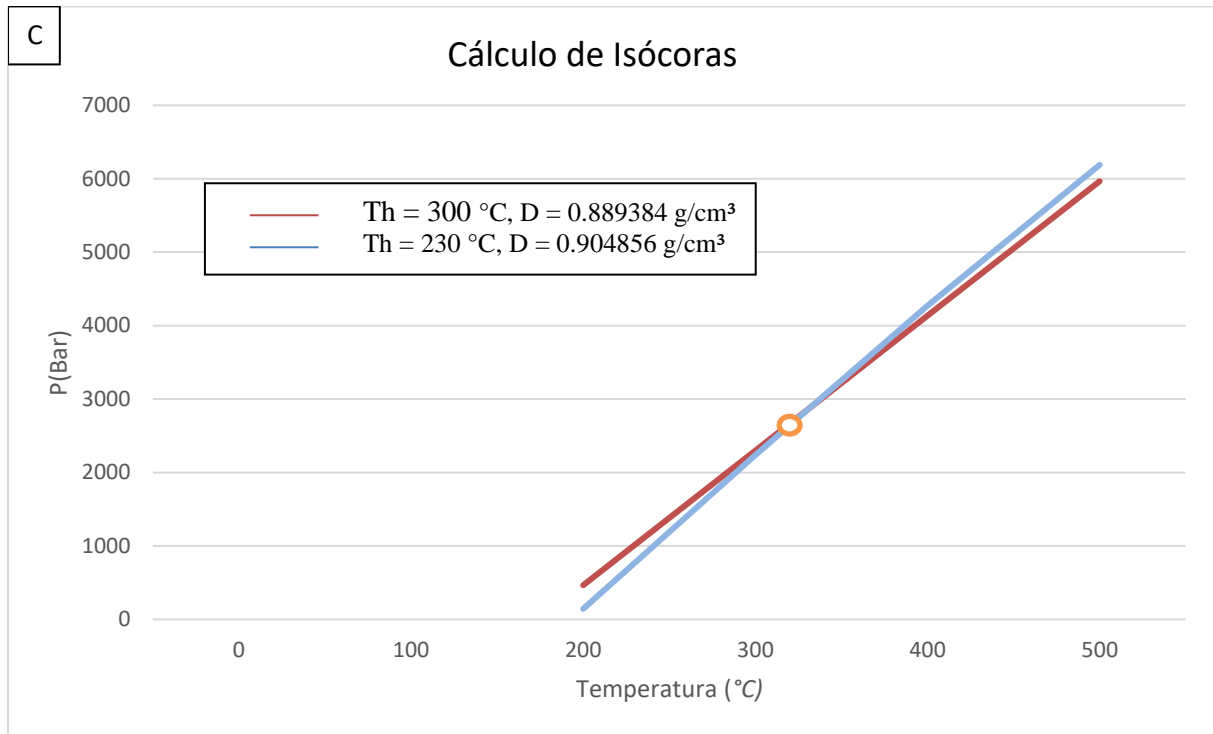




Quando analisados os dados de Pressão vs Temperatura (P-T) (Figuras 35), observa-se 2 fases distintas que registram uma evolução termobarométrica irregular, sendo o primeiro grupo com temperaturas em torno de 200°C a 500°C com pressões que variam de 0 a aproximadamente 8kbar (Figura 35 A) e o segundo grupo com temperaturas também entre 300°C a 500°C com pressões que variam de 2 a 4.2 kbar (Figura 35 B). Entre esses dois grupos específicos, pode-se também visualizar que houve distintas flutuações de pressões, que podem ser explicadas pelo processo de fraturamento e *boiling* durante o percurso de migração dos fluidos. Com a presença de dois tipos de IF, aquoso e aquo-carbônico e.g., porém da mesma natureza paragenética, é possível determinar pressão e temperatura de formação pelo cruzamento entre as respectivas isócoras dos fluidos num gráfico P-T (Shepherd, 1985), construiu-se um gráfico P-T comparativo entre os maiores valores das isócoras, quando analisados os dados com maior Th para as inclusões fluidas aquosas (300°C) e o maior Th para as inclusões fluidas aquo-carbônicas (230 °C), observa-se que as mesmas se cruzam em 2.4 Kbar a aproximadamente 300°C, inferindo as possíveis condições de confinamento das inclusões (Figura 35 C).

Figura 35. Gráfico P-T das amostras aquo-carbônicas indicando temperaturas que variam de 200 a 500 °C, e pressões de 0 a 8000 bar, indicando o estágio hipotermal da migração do fluido hidrotermal .A) Isocoras P-T para as amostras aquo-carbônicas da amostra MR5G. B) Isócoras P-T para as amostras aquo-carbônicas da amostra MR2G. C) Gráfico P-T contendo as isócoras para o valores de maior alto Th (Temperatura de homogeneização) tanto para as inclusões fluidas aquosas, quanto aquo-carbônicas, com o intuito de verificar o cruzamento e o geotermômetro de confinamento do sistema.





Capítulo 5 – Resultados

Tabela 8. Composição das inclusões fluidas aquosas trapeadas em veios de quartzo e brechas para a amostra MR2G da veta Grillos.

CAMPO	Tipo	Te (°C)	T _m Ice (°C)	T _h (°C)	Vv/Vt	H2O	Na	Cl	Dtotal (g/cm ³)	Vmed	Sali.(mas%)
1	1	-37.4	-6.7	158	30%	0.93621	0.031895	0.031895	0.976499	19.813496	10.27021
1	1	-37.8	-7.5	176	30%	0.929886	0.035057	0.035057	0.969278	20.102342	11.279706
1	1	-37.4	-6.4	175	30%	0.938647	0.030677	0.030677	0.961615	20.065556	9.880757
1	1	-39.1	-7.1	180	25%	0.933016	0.033492	0.033492	0.963197	20.158778	10.780159
1	1	-36.6	-7.4	198	20%	0.930663	0.034669	0.034669	0.950991	20.471169	11.155779
1	1	-38.8	-7.6	170	20%	0.929113	0.035444	0.035444	0.974482	20.012245	11.403
1	1	-39.8	-8.3	185	60%	0.923806	0.038097	0.038097	0.968242	20.260659	12.248708
1	1	-34.5	-12.3	193	10%	0.896634	0.051683	0.051683	0.987945	20.466362	16.562109
1	1	-38.6	-6.9	190	25%	0.934605	0.032697	0.032697	0.953635	17.486239	10.526502
2	1	-42	-7.5	235		0.929886	0.035057	0.035057	0.917836	21.22902	11.279706
2	1	-40	-7.5	200		0.929886	0.035057	0.035057	0.950102	20.508071	11.279706
2	1	-40.2	-7	230		0.933809	0.033096	0.033096	0.918159	21.128949	10.653658
2	1	-39.9	-6.7	234		0.93621	0.031895	0.031895	0.911155	21.234434	10.27021
2	1	-38.3	-6.5	227		0.93783	0.031085	0.031085	0.916351	21.075898	10.011249
2	1	-42.2	-6.3	229		0.939467	0.030266	0.030266	0.912313	21.130554	9.749585
2	1	-40.3	-6	194		0.941954	0.029023	0.029023	0.942701	20.392756	9.351949
2	1	-45.7	-5.8	234		0.943632	0.028184	0.028184	0.901751	21.278941	9.083386
2	1	-41.9	-4.4	260		0.955863	0.022069	0.022069	0.852188	22.211111	7.123128
2	1	-44.8	-4.1	275		0.958596	0.020702	0.020702	0.825927	22.84745	6.684315
2	1	-42.5	-2.5	195		0.973846	0.013077	0.013077	0.905784	20.480835	4.230175
2	1	-43.3	-2.1	194		0.977832	0.011084	0.011084	0.901998	20.47524	3.587222
2	1	-46	-1.4	226		0.984961	0.00752	0.00752	0.85265	21.487983	2.435743
3	1	-42.2	-6.4	255		0.938647	0.030677	0.030677	0.884685	21.810405	9.880757
3	1	-41.2	-6.3	233		0.939467	0.030266	0.030266	0.908137	21.227712	9.749585
4	1	-37.6	-11.5	294.5		0.901679	0.049161	0.049161	0.890155	22.587636	15.76351
4	1	-36.2	-4.9	286.1		0.951397	0.024302	0.024302	0.822308	23.133311	7.839619
4	1	-32.4	-4.5	237.8		0.954961	0.02252	0.02252	0.882046	21.480889	7.267907
4	1	-33.6	-3.7	182.5		0.962302	0.018849	0.018849	0.931286	20.178897	6.08874
5	1	-35.2	-6	232	20%	0.941954	0.029023	0.029023	0.906059	21.217471	9.351949
5	1	-34.8	-5	256	15%	0.950517	0.024742	0.024742	0.865952	21.988997	7.980708
5	1	-38	-5	253	25	0.950517	0.024742	0.024742	0.869783	21.892144	7.980708

Capítulo 5 –Resultados

5	1	-37.6	-4.8	220	20%	0.952281	0.02386	0.02386	0.90581	20.980041	7.697797
5	1	-32	-4.7	237	30%	0.95317	0.023415	0.023415	0.904688	20.985211	7.55524
5	1	-33	-4.5	220	20%	0.954961	0.02252	0.02252	0.902411	20.99611	7.267907
5	1	-37.2	-4.5	244	20%	0.954961	0.02252	0.02252	0.874462	21.667192	7.267907
5	1	-33	-4.3	220	15%	0.956769	0.021615	0.021615	0.90009	21.007778	6.977604
5	1	-39	-4	229	30%	0.959515	0.020242	0.020242	0.88616	21.272615	6.536547
5	1	-48	-3.9	202	15%	0.96044	0.01978	0.01978	0.914591	20.590046	6.388029
5	1	-30	-3.9	241	10%	0.96044	0.01978	0.01978	0.870119	21.64241	6.388029
5	1	-33	-3.8	222	10%	0.961368	0.019316	0.019316	0.891796	21.094432	6.121129
5	1	-30	-3.8	215	10%	0.950517	0.024742	0.024742	0.869783	21.892144	7.7892
5	1	-35	-3.7	228	15%	0.962302	0.018849	0.018849	0.883483	21.270733	5.976533
5	1	-35	-3.7	223	15%	0.962302	0.018849	0.018849	0.889384	21.12959	5.976533
5	1	-36.3	-3.5	300	30%	0.964182	0.017909	0.017909	0.773639	24.239807	5.684985
5	1	-40.8	-3.5	218	10%	0.964182	0.017909	0.017909	0.892636	21.008426	5.684985
5	1	-37.5	-3.5	240	20%	0.964182	0.017909	0.017909	0.865777	21.660157	5.684985
5	1	-36.5	-3.4	232	15%	0.965128	0.017436	0.017436	0.874568	21.41975	5.538027
5	1	-33	-3.4	249	15%	0.965128	0.017436	0.017436	0.852265	21.980296	5.538027
5	1	-35	-3.2	240	25%	0.967035	0.016483	0.016483	0.861417	21.700447	5.241417
5	1	-35	-2.4	239	20%	0.974836	0.012582	0.012582	0.850527	21.787277	4.020079
5	1	-36	-1.9	254	10%	0.979849	0.010075	0.010075	0.819785	22.477781	3.228994
5	1	-37.2	-1.2	228	15%	0.98703	0.006485	0.006485	0.846577	21.592003	2.087629

Tabela 9. Composição das inclusões fluidas aquosas trapeadas em veios de quartzo e brechas para a amostra MR5G da veta Grillos.

Capítulo 5 – Resultados

CAMPO	Tipo	Te (°C)	T _m Ice (°C)	T _h (°C)	Vv/Vt	H2O	Na	Cl	Dtotal (g/cm ³)	Vmed	Sali.(mas%)
				234.4	10%						
1	1	-37.8	-4.1	183.6	15%	0.958595	0.020702	0.020702	0.934259	20.198189	6.549313
1	1	-32.6		150	10%						
1	1	-34.7	-5.4	188	10%	0.94704	0.02648	0.02648	0.942573	20.280076	8.318895
1	1	-35.3	-8.6	294	15%	0.921587	0.039207	0.039207	0.862217	22.808405	12.131061
1	1	-34.4	-10.6	207.2	20%	0.907573	0.046213	0.046213	0.966421	20.669094	14.180869
1	1	-26	-9	239	4%	0.918677	0.040662	0.040662	0.926996	21.283412	12.559558
1	1	-35.1	-1.5	205	10%	0.983931	0.008034	0.008034	0.88148	20.809176	2.581341
1	1	-37	-6.4		20%						
1	1	-38.6	0.7	196.7	25%	1	0	0	0.874836	20.59274	
1	1	-47		230							
2	1	-40	-3.3	201		0.966079	0.01696	0.01696	0.908862	20.589623	5.389972
2	1	-48.7	-1.5	228		0.983931	0.008034	0.008034	0.851471	21.542571	2.581341
2	1	-48.8	-4.1	206							
3	1	-35.8	-3	241	15%	0.968959	0.015521	0.015521	0.857088	21.763159	4.941312
3	1	-37	-2.2	247.6	10%	0.976829	0.011585	0.011585	0.834861	22.146641	3.706061
3	1	-37	0.4	183	15%	1	0	0	0.889938	20.243308	
3	1	-44	-4.1	145	10%	0.958595	0.020702	0.020702	0.965205	19.550598	6.549313
3	1	-38.5	-1.5	172	10%	0.983931	0.008034	0.008034	0.917683	19.988259	2.581341
3	1	-36.1	0.3	206	20%						
3	1	-39.8	-2.2	167	5%	0.976829	0.011585	0.011585	0.930006	19.880926	3.706061
3	1	-38.8	0.9	165	20%						
3	1	-37.9	-4.7	234.4	15%						
3	1			183.6	10%	0.958595	0.020702	0.020702	0.934259	20.198189	6.549313
1	1	-37.8	-4.1	150	15%						
1	1	-32.6		188	10%	0.94704	0.02648	0.02648	0.942573	20.280076	8.318895
1	1	-34.7	-5.4	294	10%	0.921587	0.039207	0.039207	0.862217	22.808405	12.131061
1	1	-35.3	-8.6	207.2	15%	0.907573	0.046213	0.046213	0.966421	20.669094	14.180869
1	1	-34.4	-10.6	239	20%	0.918677	0.040662	0.040662	0.926996	21.283412	12.559558
1	1	-26	-9	205	4%	0.983931	0.008034	0.008034	0.88148	20.809176	2.581341
1	1	-35.1	-1.5		10%						
1	1	-37	-6.4	196.7	20%	1	0	0	0.874836	20.59274	
1	1	-38.6	0.7	230	25%						

Capítulo 5 – Resultados

Tabela 10. Composição das inclusões fluidas aquosas trapeadas em veios de quartzo e brechas para a amostra MR6G da veta grillos.

CAMPO	Tipo	Te (°C)	T _m Ice (°C)	T _h (°C)	H2O	Na	Cl	Dtotal (g/cm ³)	Vmed	Sali.(mas%)
1	1	-39.7	-2.7	226	0.971878	0.014061	0.014061	0.872317	21.31349	4.484504
1	1	-38.5	-3.4	240	0.965128	0.017436	0.017436	0.864338	21.67326	5.538027
1	1	-40.5	-3.8	162	0.961368	0.019316	0.019316	0.949783	19.80657	6.121129
1	1	-35	-5.4	175	0.94704	0.02648	0.02648	0.953405	20.04968	8.318895
1	1	-37	-2.8	230.5	0.970901	0.01455	0.01455	0.867999	21.44297	5.840926

Cp	n°	Type	T _h CO ₂ (°C)	T _m CO ₂ (°C)	T _m Cl (°C)	Te (°C)	T _m Ice (°C)	T _h (°C)	T _s (°C)	Vv/Vt	CO ₂ volumetric prop.	XCH ₄	XCO ₂	XN ₂	H2O
1	1	1				-35,5	-3,1	243							0,96799
1	2	1				-32	-3	200							0,96895
1	3	1				-37	0,3	162							

Tabela 11. Composição das inclusões fluidas aquosas trapeadas em veios de quartzo e brechas para a amostra mr7g da veta grillos.

CAMPO	Tipo	Te (°C)	T _m Ice (°C)	T _h (°C)	H2O	Na	Cl	Dtotal (g/cm ³)	DCO2 (g/cm ³)	Vmed	Sali.(mas%)
1	1	-35.5	-3.1	243	0.967995	0.016003	0.016003	0.917672		21.81702	5.091765
1	1	-32	-3	200	0.968959	0.015521	0.015521	0.906414		20.57884	4.941312
1	1	-37	0.3	162							

Capítulo 5 – Resultados

Tabela 12. Composição das inclusões fluidas aquo-carbônicas trapeadas em veios de quartzo e brechas para a amostra MR2G da veta grillos.

FIELD	T _h CO ₂ (°C)	T _m CO ₂ (°C)	T _m Cl (°C)	Te (°C)	T _m Ice (°C)	T _h (°C)	Vv/Vt	XCO ₂	H ₂ O	Na	Cl	Dtotal (g/cm ³)	Vmed	Sali.(mas%)
3	29.5	-56.6	4.8				20%	0.086302	0.859662	0.027018	0.027018	0.904599	22.005688	9.255114
3	30.1	-56.7	6.1				25%	0.102562	0.857842	0.019798	0.019798	0.885427	23.065886	6.96766
3	22.5	-57.4	7.7				25%	0.121499	0.856229	0.011136	0.011136	0.930759	22.592725	4.04954
3	23.3	-57.8	7.3				15%	0.079193	0.893115	0.013846	0.013846	0.952216	20.891592	4.789983
3	2.5	-56.8	6.5				30%	0.169737	0.797682	0.01629	0.01629	0.960837	23.120543	6.221111

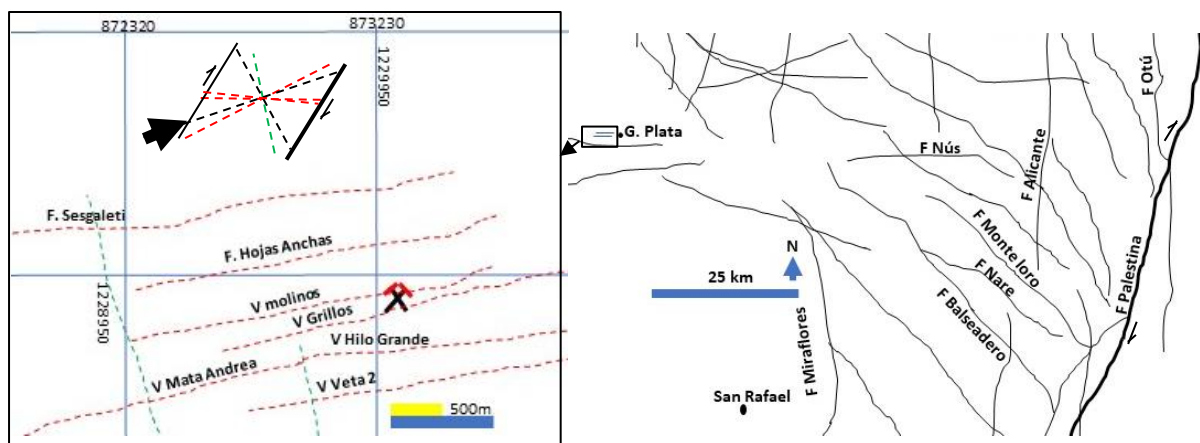
Tabela 13. Composição das inclusões fluidas aquo-carbônicas trapeadas em veios de quartzo e brechas para a amostra MR5G da veta grillos.

CAMPO	T _h CO ₂ (°C)	T _m CO ₂ (°C)	T _m Cl (°C)	Te (°C)	T _m Ice (°C)	T _h (°C)	Vv/Vt	XCO ₂	H ₂ O	Na	Cl	Dtotal (g/cm ³)	Vmed	Sali.(mas%)
2	30	-56.7	5.8	-47		230	20%	0.085141	0.871307	0.021776	0.021776	0.904856	22.04162	7.502049
2	32	-58	5.4		-4.9	209	15%	0.072709	0.878855	0.024218	0.024218	0.931773	21.02389	8.20845
2	28	-57	5.2	-62.2		199	15%	0.072575	0.876842	0.025291	0.025291	0.930875	21.0254	8.559052
2	25	-54	7.5	-48.8	-4.1	206	10%	0.060109	0.913842	0.013024	0.013024	0.963584	20.1414	4.420685
2	22	-50	5.2	-56.8	-6.4	185.8	5%	0.042983	0.90482	0.026098	0.026098	0.968053	19.41245	8.559052
2	25	-51	7.7	-51		228	5%	0.043882	0.931879	0.012119	0.012119	0.978656	19.41225	4.04954
2	30	-48.8	7.3	-48.8		279	20%	0.086121	0.886395	0.013742	0.013742	0.911234	22.03029	4.789983

CAPÍTULO 6 - DISCUSSÕES

Da Integração e análise dos resultados da pesquisa na jazida aurífera do Cerro Mocorongo, destaca-se que esta jazida corresponde a um sistema de veios de quartzo, que foram mineralizados com sulfetos de Fe, Cu, Zn e ouro *electrum*, estruturalmente controlados a zonas de cisalhamento com deformação rúptil. Estes veios ocorrem encaixados em Granodiorito variando para Tonalito do Batólito Antioqueño, na região de Gomez Plata. As estruturas responsáveis pelo estilo de ocorrência dessa jazida aurífera, são zonas de cisalhamento com duas características: i) deformação com orientação dominante $260^{\circ}/70^{\circ}$, cinemática sinistral que também afetou os veios mineralizados episodicamente, sob efeitos de regime cataclástico transcorrente compressivo; ii) zonas de cisalhamento de menor importância, com cinemática dextral de regime transcorrente tensivo e com atitudes de $230^{\circ}/64^{\circ}$. Estas estruturas presentes na área de pesquisa regionalmente se relacionam com a falha Nús, a qual representa um sistema de cisalhamento entendido como conjugado ao sistema de falhas Palestina - Otú (Figura 36). Similar interpretação sobre o efeito da estruturação regional e sua influência na forma de ocorrência e o estilo estrutural das jazidas minerais no Batólito Antioqueño, são postuladas por Cediel et al., (2019) e Leal Mejía et al.,(2016). Nesse contexto, a componente tectônica responsável pela deformação no sistema de falhas Palestina com cinemática dextral, teria rotacionado e se compartimentado em sistema conjugado antitético sinistral ao interior do Batólito Antioqueño, influenciando a formação da jazida mineral do Cerro Mocorongo. Este modelo simplificado é apresentado na figura 36, destacando a coerente relação angular da falha Palestina e o efeito distal de sua deformação em conjugado na área de pesquisa.

Figura 36. Desenho esquemático da relação estrutural do sistema de veios mineralizados no Cerro Mocorongo, do sistema de cisalhamento – sutura Palestina (regional) com suas estruturas associadas. Modelo de relação angular entre estruturas para um vetor de encurtamento coerente com cisalhamento e rotação dextral.



A jazida mineral Mococongo é constituída por um sistema de veios formados por quartzo e pirita que cristalizaram em vários estágios. Esses minerais exibem evidências de deformação desenvolvida em regime rúptil que também afetou os veios mineralizados em várias fases. Outras estruturas observadas no granodiorito, como foliação magmática (So) e foliação milonítica (Sm), atestam a ocorrência do registro da deformação de maneira episódica, mas desenvolvida nos primeiros estágios em regime plástico, indicando uma longa história de reativações da deformação registrada no granodiorito.

A história da deformação no sistema de cisalhamento Palestina é condizente com alguns aspectos tidos como consenso para a evolução geotectônica do arco Central dos Andes na Colômbia: i) a formação de rochas plutônicas de origem magmática durante o Jurássico (batólitos de Ibagué, Segovia), Cretáceo (Batólito Antioqueño) e do Paleogeno (Restrepo Moreno et al 2009; Leal Mejía, 2011, Bustamante et al., 2017), alguns destes cujo alojamento foi controlado pelo sistema de cisalhamento Palestina (Cardona et al., 2012); ii) o desenvolvimento de cinturões de xistos azuis a oeste da Cordilheira Central derivados de processos de convergência, subducção e magmatismo, ativos desde o final do Cretáceo (Bustamante et al. 2011., Bustamante et al., 2021). iii) reportes de esporádicos episódios de atividade sísmica (rede sismológica do serviço Geológico Colombiano). iv) a ocorrência de várias jazidas auríferas em veios, cuja origem se associa a fluidos derivados de magmatismo associado ao Batólito Antioqueño formados em ambiente de arco orogênico (Leal Mejia, 2011; Leal et al., 2016).

Muitas interpretações já publicadas que explicam a formação de jazidas auríferas no Batólito Antioqueño se apoiam em evidências de ordem regional, estas evidências são tidas como suficientes para suportar as hipóteses sobre a origem dos fluidos mineralizantes, mas não incluem parâmetros que indiquem a composição de tais fluidos, nem as características físico-químicas destes. Dentre esses argumentos genéricos mais usados se destacam: o fato de o Batólito Antioqueño estar constituído por *nested* plútons formados em ambiente de subducção o que suporta a formação e migração de fluidos *intrusion related* na crosta. O registro de deformação intra-arco (superficialmente entendida e com escassez de dados comprobatórios) que de forma geral influenciam o controle estrutural das jazidas auríferas, mas que nos casos específicos, é preciso provar com evidências claras as relações deformação-circulação dos fluidos mineralizantes. A continuação, se exploram as relações e interpretações entre minerais de minério, as suas características físico-químicas, assim como as evidências da interação fluidos mineralizantes com as rochas hospedeiras da jazida, destacando aspectos petrográficos inéditos

para embasar hipóteses em um cenário conceitual que visa explicar a formação da jazida aurífera Mocoongo.

Dentre as evidências que caracterizam a interação dos fluidos hidrotermais formadores da jazida com sua rocha encaixante (granodiorito), destacam-se evidências da influência de alteração potássica pervasiva associada a estruturas, a cristalização de minerais nos estágios finais de formação dos veios da jazida e também dentro do granodiorito, como hematita (em fraturas de galena), de apatita euhedral (relacionada a alteração sericítica), cristalização de quartzo em estágios (sendo que quartzo-III não foi deformado), cristalização de duas gerações de pirita. Relações de inclusão, de limites em equilíbrio termal, de crescimento intersticial ou ocupando fraturas intracristalinas, atestam que a cristalização de sulfetos de cobre, zinco e chumbo, ocorreu de forma episódica em diferentes temperaturas e as vezes influenciada por fraturamento. Outras evidências da evolução temporal episódica associada a variação de temperatura é observada nos resultados de química mineral que mostram o desenvolvimento de: i) cristais de biotita associados a K-feldspato, presentes na alteração potássica, são características de temperaturas próximas a 750°C. Ii) associações de minerais de mais baixa temperatura, com forte presença de muscovita e clorita, calculada por volta de 300°C. Estas evidências são entendidas como resultado de processos que favoreceram a formação de fases cristalinas a partir dos fluidos mineralizantes, o qual envolveu variação da temperatura, mudanças de profundidade na crosta para níveis mais rasos, e variação da acidez o que deve ter promovido maior capacidade dos fluidos mineralizantes para interagir com o granodiorito. A alteração potássica ou o enriquecimento de potássio no sistema pode estar relacionado a uma facies mais evoluida de características mais alcalinas do mesmo batólito, o qual não aflora na área de pesquisa, mas a migração dos fluidos pode estar facilitada pela estruturação tectônica. Esta compreensão e resumida e modelada de forma esquemática postulando uma fonte magmática para a origem dos fluidos formadores da jazida, cuja migração foi favorecida por zonas de cisalhamento (Figuras 38 A, B).

Depósitos do tipo pórfiro e epitermal estão ambos intimamente associados com magmas de arco cálcio-alcalino relacionados a zonas de subducção (Hedenquist e Lowenstern, 1994; Qin e Ishihara, 1998). A relação genética entre os dois tipos de depósitos tem sido discutida em muitos exemplos (Hedenquist et al., 1998; So et al., 1998; Perelló et al., 2001; Khashgerel et al., 2009; Pudack et al., 2009; Sillitoe, 2010). Há, comumente, forte envolvimento de água meteórica no fluido de estágio tardio (por exemplo, Sheppard et al., 1969, 1971; Hedenquist et al., 1998; Khashgerel et al., 2009), porém, se a participação ativa de água meteórica é necessária

para a formação de depósitos gigantes, sua influência tende a ser explicada visando seus efeitos nos parâmetros físicos e químicos dos fluidos, mas a influência desses fluidos na formação de minerais de minério, é pouco discutida. Os três principais tipos de alteração hidrotermal presentes na jazida Mocarongo são característicos de um sistema de mineralização complexo. Segundo Pirajno, 2009, a alteração potássica é especialmente comum e importante em sistemas mineralizantes de pórfiro e epitermais, e esta alteração ocorre nas zonas mais centrais do plúton, ela se desenvolve em condições de mais alta temperatura dos fluidos residuais da cristalização do intrusivo. Na jazida aurífera do Cerro Mocarongo a associação mineral K-feldspato e biotita, característica dessa alteração é encontrada em toda a rocha hospedeira, localizada na vizinhança de veios mineralizados. Sulfetos como (calcopirita, pirita, molibdenita) geralmente acompanham a alteração potássica, ela é formada a partir da substituição de plagioclásio e de minerais máficos, em temperaturas na faixa de 600-450°C (Pirajno 2009). Para este caso, a alteração potássica se propagou no granodiorito, favorecida pelos efeitos da reativação de zonas de cisalhamento, em regime estrutural de crosta superior.

A formação de apatita constituindo uma fase cristalina abundante que se desenvolveu dentro dos veios de quartzo com sulfetos que constituem a jazida mineral do Cerro Mocarongo, é um fato inédito. Esse ineditismo se constata na ausência de referências sobre a presença de apatita nas mineralizações estudadas no Batólito Antioqueño. O significado da formação de apatita na jazida Mocarongo é abordado como proveniente da alteração potássica. Porém, a apatita teria se formado na última fase de desenvolvimento do minério, em fase tardia associada a clorita da alteração propilítica. As associações minerais comuns nessa alteração se apresentam como K-feldspato-biotita-quartzo, K-feldspato-clorita, K-feldspato-biotita-magnetita, e são acompanhadas de quantidades variáveis de outros minerais, como sericita e apatita derivada parcialmente da quebra da biotita (Pirajno, 2003). A alteração sericítica é acompanhada da associação mineral quartzo-sericita-pirita (QSP), e de fases minerais como biotita, apatita e calcita. Esses minerais são entendidos como evidência do aumento do pH no fluido mineralizante e da diminuição da temperatura devido a interação entre fluido-rocha no contato com o granodiorito. A alteração propilítica é caracterizada pela adição de H₂O e CO₂ ao sistema (Pirajno, 2009), e localmente enxofre (S), sem metassomatismo considerável de H⁺. A associação mineral típica dessa alteração corresponde a epidoto, clorita, calcita, e pirita, sendo a clorita pervasiva. Epidoto também pode ser encontrado na forma de vênulas, localmente a sericita é acompanhada de óxidos de Fe (hematita). Para o caso de Mocarongo, foi constatado a formação de K-feldspato-clorita. O desenvolvimento de apatita se observa posterior à

alteração sericítica, mas anterior à cristalização de quartzo III.

A associação mineralógica do minério está dada por sulfetos e ouro, no entanto o ouro se apresenta associado a segunda geração de pirita (Pirita-II), à calcopirita e ao quartzo-III, não deformado. A cristalização do ouro considera-se vinculada aos dois últimos pulsos mineralizantes. As características químicas desses fluidos mineralizantes, além de ter baixa salinidade, mostram enriquecimento em Cl e Na. A coexistência de inclusões fluidas (IF) essencialmente aquosas com inclusões aquo-carbônicas em menor proporção, são indicadoras da mistura de fluidos mineralizantes de origem magmática com fluidos meteóricos. As condições mínimas de aprisionamento das inclusões fluidas representam as condições de formação do quartzo III em temperatura de 280°C e pressões equivalentes 3Kbrs. A ocorrência de incipiente de *Boiling* seria reflexo dessa mistura de fluidos, assim como de oscilações da pressão, e condizente com variação na temperatura refletida nos processos de alteração hidrotermal, e das reativações da deformação registrada nos minerais do minério

Resumindo, os processos principais que ocorreram para a formação da alteração hidrotermal na jazida Mocarongo foram: (i) troca de álcalis e adição de sílica através dos veios (alteração potássica), (ii) hidrólise (alteração sericítica) e (iii) adição de voláteis (alteração propilítica). A evolução temporal no desenvolvimento: i) de biotita de alta temperatura (média em 756,02°C) associada a K-feldspato (Alteração potássica), ii) de muscovita e clorita como minerais de mais baixa temperatura (calculada em 293,44°C e 329,89°C, respetivamente), cuja origem esta ligada à migração dos fluidos formadores do minério em Mocarongo, são indicadores de que os pulsos desses fluidos, aumentaram a sua acidez e diminuíram sua temperatura no tempo. O que pode estar relacionado com uma maior capacidade de migração pela crosta atingindo níveis crustais mais rasos e distais com relação a sua fonte.

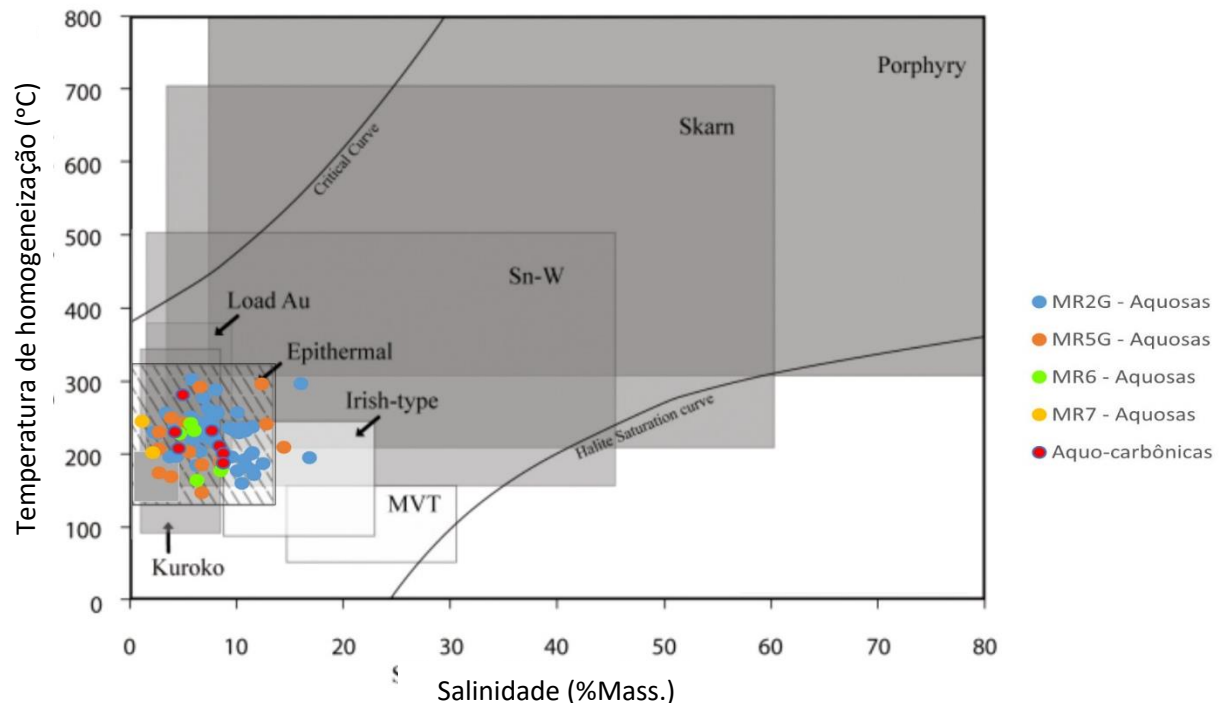
A precipitação do ouro ficaria condicionada as regiões de interação entre os veios de quartzo mineralizados em contato com a rocha, nas zonas de alteração sericítica, onde os compostos H₂SO₄ e HCl de origem magmática são particionados para a fase rica em voláteis ocasionando a diminuição do pH e, conseqüentemente, esses fluidos muito ácidos promovem intensa lixiviação de grande parte dos elementos químicos e minerais presentes no granodiorito, deixando a sílica e sericita como resíduos dessa alteração hidrotermal.

Quando comparado a mineralização da mina Mocarongo com a de outros depósitos que ocorrem na região leste do Batolito Antioqueño, principalmente na região do *trend do Rio Nus* e que estão relacionados temporalmente com o depósito de Gramalote e de El Guayabito (Leal Mejia, 2011), observa-se semelhanças nos processo de alteração hidrotermal, na associação do

ouro a sulfetos de pirita e calcopirita constituindo veios de quartzo. Porém, com assinaturas geoquímicas distintas, principalmente quando se diz respeito a assinatura Bi-Mo típica dos depósitos de ouro dessa região (tipo depósitos de Gramalote, Leal-Mejia, 2011), embora não foram realizadas análises litogeoquímicas, no estudo petrográfico não foram identificados minerais sugestivos de composições afins com conteúdos de Molibdenio.

A formação de minerais de minério em veios com origem vinculada sistemas epitermais pode ser iniciada por processos como *boiling* (por exemplo, Cooke et al, 1996; Moncada et al., 2012, 2017), decorrente de mistura de fluidos (Vikre, 1989; Corbett e Leach, 1998) e de interação fluido- rocha hospedeira (Vennemann et al., 1993; Cooke e McPhail, 2001). Os veios de quartzo da Veta Grillos apresentam inclusões fluidas aquosas com valores de temperatura de homogeneização e salinidade na faixa modal de 158 a 300 °C (média de 220 ± 32 °C; desvio padrão de 1σ ; $n = 93$), com maior frequência de picos máximos entre 226 e 253 °C e equivalentes a NaCl de 2 a 15% (mass%), respectivamente. Esses valores são consistentes com o esperado para um depósito epitermal (Bodnar et al., 2014), (Figura 37).

Figura 37. Diagrama Th-salinidade ilustrando as faixas típicas para inclusões de diferentes tipos de depósitos. Observa-se que os campos não devem ser considerados definitivos e existem composições fora das faixas mostradas (Fonte: Wilkinson, 2001).



Também apresenta inclusões fluidas aquo-carbônicas com temperaturas de dissolução do clatrato variando de 7.3°C a 7.7°C e temperaturas de homogeneização entre 185.8°C a

241.8°C, indicando que a fase carbônica poderia estar relacionada a similares condições de confinamento que operaram para a fase aquosa. Quando relacionados em gráfico de P-T, observa-se uma isócora com temperatura entre 300°C pressão de 2.4 Kbar, correspondente a aproximadamente 24km de profundidade, essa pressão pode estar relacionada as variações de pressão dirigida presente no granodiorito influenciando a evolução do fluido hidrotermal.

Os estudos das inclusões fluidas parecem indicar mais de uma geração magmática - hidrotermal seguida, ou acompanhada, por processos de mistura de fluidos, evidenciados pelas amplas variações nas salinidades. Isso, conjuntamente com as temperaturas de homogeneização e teor da salinidade do fluido que gerou os veios mineralizados, é compatível com uma origem magmática-hidrotermal para mineralização, na qual se espera que a salinidade diminua em função da separação dos fluidos e da mistura com água meteórica durante o fraturamento regional. Este processo seria sincrônico à formação do minério, o que indicado pelo fraturamento de sulfetos que estão associados ao ouro.

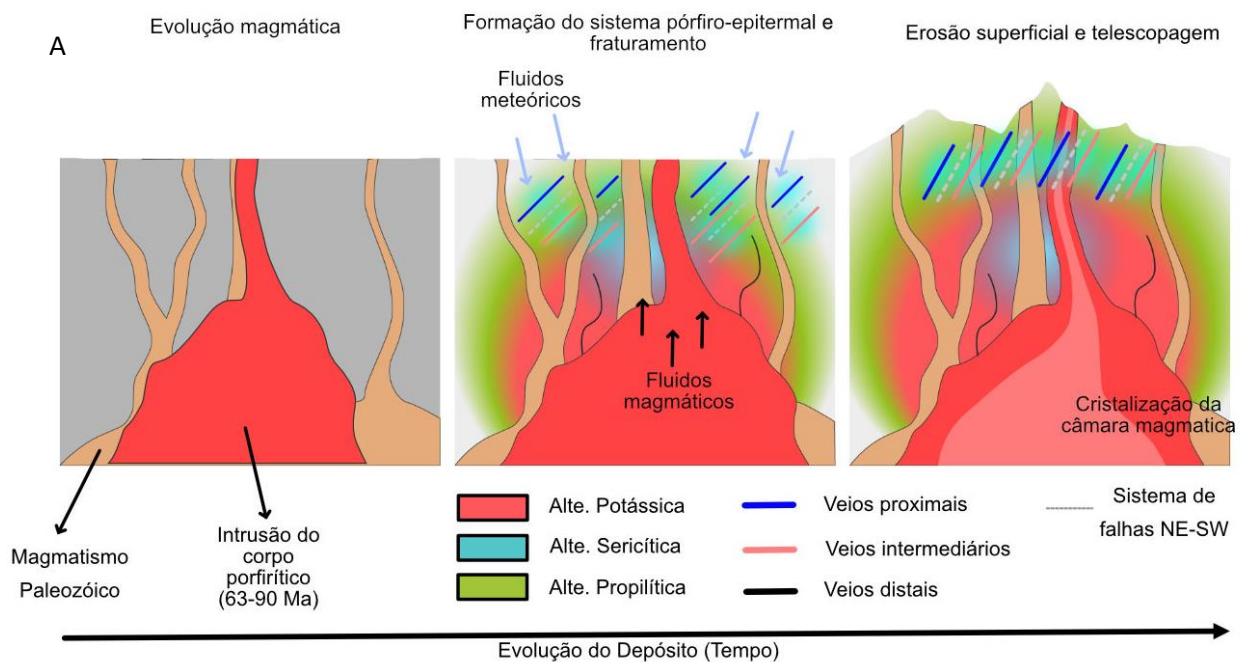
Os dados sobre a solubilidade do ouro nos diagramas log fO₂-pH (Fig. 9), (Stefánsson e Seward 2004; Akinfiyev e Zotov, 2010), com as espécies complexantes AuCl₂ e Au(HS)₂, e nos intervalos de temperatura do estudo mostram: No campo de estabilidade da pirita, fluidos com 10-100 ppb de ouro são majoritariamente insaturados com respeito a ouro a temperaturas de 350°C e geralmente supersaturados em 250°C. Sob essas condições, de baixas temperaturas são necessárias para que haja a precipitação em equilíbrio com a pirita. Em 350°C, se nenhum outro mecanismo de precipitação de ouro ocorrer, o ouro será precipitado primariamente em condições de baixo Log aH₂S e em ambiente reduzido em equilíbrio com pirrotita e/ou magnetita. Se não, ouro será incorporado em forma de electrum com pirita (Gilbert et al, 1998). Pode-se inferir que a diminuição da temperatura, a interação fluido-rocha e a mistura de fluidos meteóricos, assim como a formação de falhas na crosta que proporcionaram a migração dos fluidos e foram fortes engajadores para a precipitação do ouro em fluidos supersaturados.

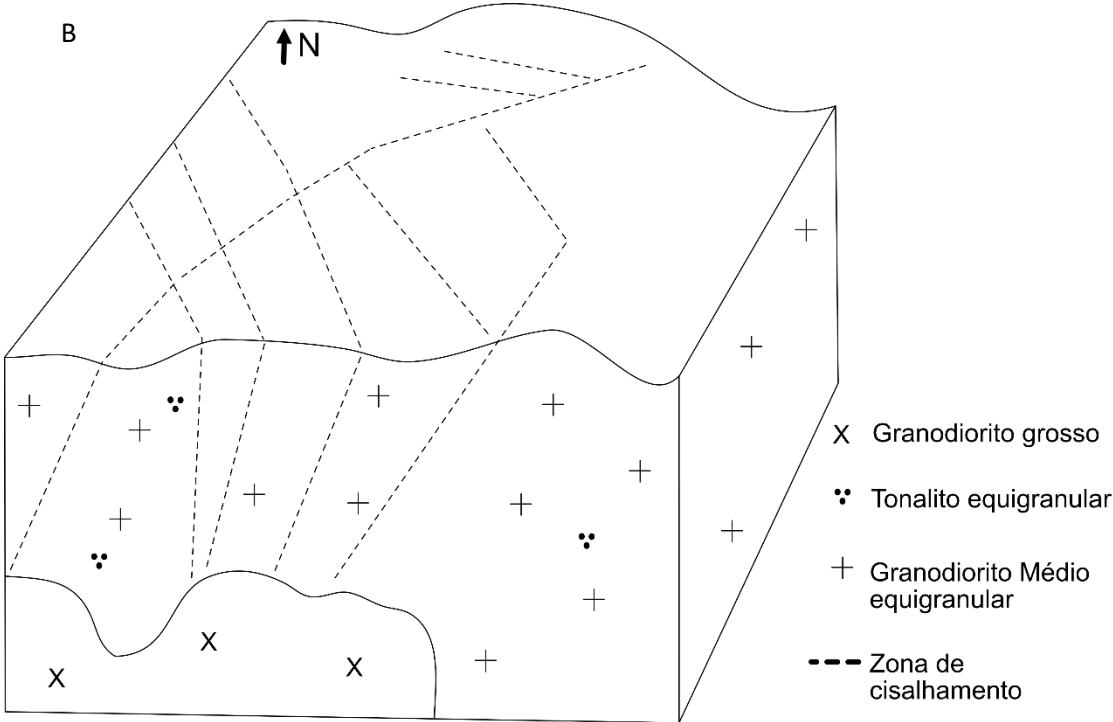
Assim postula-se que a jazida do cerro Mocerongo representa um depósito cujos fluidos mineralizantes tem origem similar aos gerados em ambiente tipo pórfiro distal, os quais evoluíram para condições epitermais devido a condições regionais de deformação. Ambiente este condizente com eventos de colisão relacionada à configuração das cordilheiras, que resultaram na formação de um arco magmático com subducção (Bayona et al., 2012), encurtamento tectônico, elevação e exumação da Cordilheira Central e formação das bacias de antepaís da bacia do Médio Magdalena a leste da Cordilheira Central durante o Paleoceno. A jazida do Cerro Mocerongo pode ser definida a partir de um processo evolutivo em

ambiente magmático intrusivo que desenvolveu características epitermais a partir da evolução dos fluidos que facilitaram e foram canalizados pelo fraturamento regional (Figura 38 A e B).

A formação de um depósito profundo que evolui e é sobreposto por fluidos com características mais rasas já foi observado por outros autores, a exemplo do depósito de Buttle, EUA (e.g. Rusk et al. 2004; Seedorff & Einaudi, 2004; Rusk et al. 2008; Reed et al. 2013). Este processo de telescopagem pode estar relacionado a um fluido profundo e de alta temperatura que perderia suas propriedades resultando na precipitação do minério e, posteriormente, interagiria com fluidos externos no mesmo local (e.g. Bodnar, 1995; Cline, 1995; Sillitoe, 2010). Este processo também poderia justificar o alto grau de deformação do quartzo dos veios e seus diferentes estágios deformacionais, uma vez em que as fraturas serviram como precursoras da percolação hidrotermal por sucessivos e longos períodos. É sugerido que a mineralização epitermal possa ser em parte devida à dissolução e reprecipitação dos minerais de cobre anteriores, quando os fluidos epitermais ácidos tornaram os sulfetos mais antigos instáveis, conforme proposto em Sillitoe (1994).

Figura 38. A) Modelo de evolução da formação da jazida do Cerro Mococongo, desde o evento de magmatismo inicial e intrusão do corpo ígneo, a formação das zonas de alteração hidrotermal, formação dos veios sin-deformacionais e a configuração final da formação da porção condilheirana com telescopagem dos veios e formação de veios tarde-magmáticos. B) Modelo estrutural dos veios hidrotermais do cerro Mococongo





CONCLUSÕES

O sistema magmático-hidrotermal responsável pela gênese do depósito do Cerro Mocerongo na região de Gomez Plata, tem os atributos abaixo relacionados:

- A jazida é composta de inúmeros veios de quartzo e diques de andesito que intrudem as rochas granodioríticas do Batólito Antioqueño. É possível classificar três principais tipos de alteração: Potássica, sericítica e propilítica; os estágios hidrotermais foram classificados em três, o primeiro estágio formado pela alteração potássica, nesse estágio os principais minerais são a associação K-feldspato e Biotita e os minerais de ganga são pirita. No segundo estágio, a alteração sericítica é a dominante, esta foi possibilitada pelo fraturamento inicial produzindo uma feição protocataclástica; e o terceiro estágio, onde a alteração propilítica é mais dominante, houve a migração dos fluidos para zonas de menor pH e temperatura.

- Com base na termobarometria, foram calculadas temperaturas entre 293,44°C e 329,89°C para a zona de alteração hidrotermal, na fase clorítica, está corresponde a região de alteração propilítica, com a análise de inclusões fluidas, pode-se inferir que a temperatura de homogeneização seja a mais próxima das temperaturas de trapeamento do fluido devidos as condições de formação, para as inclusões fluidas aquosas, a temperatura varia de 158–300 °C e para as aquo-carbônicas, de 186-298 °C.

- O fraturamento inicial da rocha proporcionou a diminuição da temperatura, a interação fluido-rocha e a mistura de fluidos meteóricos no decorrer da migração dos fluidos. Esses fatores foram fortes engajadores para a precipitação do ouro em fluidos supersaturados associados a complexos sulfetados, ou seja, zonas de veios em alterações de menor temperatura.

- A mineralização telescópica pode ser parcialmente atribuída a dissolução e a re-precipitação de sulfetos de um sistema porfírico, atribuindo um carácter transicional, outro fator seria as condições de migração do fluido em ambientes de alta pressão e alta temperatura para a formação de veios de baixa salinidade.

- A jazida do Cerro Mocerongo pode ser definida a partir de um processo evolutivo em ambiente magmático intrusivo que desenvolveu características epitermais a partir da evolução dos fluidos que facilitaram e foram canalizados pelo fraturamento regional.

REFERÊNCIAS

ACOSTA GARAY, Jorge E.; MELO, Carlos E. Ulloa. **Mapa Geológico del Departamento de Cundinamarca-1: 250.000-Memoria explicativa, 1–108. INGEOMINAS**. Acesso 2017-06-05, 2002.

AKINFIEV, N. N.; ZOTOV, A. V. Thermodynamic description of aqueous species in the system Cu-Ag-Au-SOH at temperatures of 0–600 C and pressures of 1–3000 bar. **Geochemistry International**, v. 48, n. 7, p. 714, 2010.

AKINFIEV, N. N.; ZOTOV, A. V. Thermodynamic description of aqueous species in the system Cu-Ag-Au-SOH at temperatures of 0–600 C and pressures of 1–3000 bar. **Geochemistry International**, v. 48, n. 7, p. 714, 2010.

ANDERSON, J. Lawson; SMITH, Diane R. The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in-hornblende barometer. **American Mineralogist**, v. 80, n. 5-6, p. 549-559, 1995.
assembly of the Australian Proterozoic. **Aust. J. Earth Sci.** 55, 623–640.

BAKER, Timothy; LANG, James R. Fluid inclusion characteristics of intrusion-related gold mineralization, Tombstone–Tungsten magmatic belt, Yukon Territory, Canada. **Mineralium Deposita**, v. 36, n. 6, p. 563-582, 2001.

Bakker, R. J. (2003). Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. **Chemical Geology**, 194, 3- 23.

BALLARD, Julian R.; PALIN, Michael J.; CAMPBELL, Ian H. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce (IV)/Ce (III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 144, n. 3, p. 347-364, 2002.

BARAT, Flore et al. Transition from the Farallon Plate subduction to the collision between South and Central America: Geological evolution of the Panama Isthmus. **Tectonophysics**, v. 622, p. 145-167, 2014.

BARNES, Hubert Lloyd (Ed.). **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. John Wiley & Sons, 1997.

BAYONA, Germán et al. Early Paleogene magmatism in the northern Andes: Insights on the effects of Oceanic Plateau–continent convergence. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 331, p. 97-111, 2012.

BISSIG, Thomas et al. High Sr/Y magma petrogenesis and the link to porphyry mineralization as revealed by Garnet-Bearing I-type granodiorite porphyries of the Middle Cauca Au-Cu Belt, Colombia. **Economic Geology**, v. 112, n. 3, p. 551-568, 2017.

BLANCO-QUINTERO, I. F. et al. Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin of Gondwana (Cajamarca Complex, eastern flank of the Central Cordillera, Colombia). **International Geology Review**, v. 56, n. 15, p. 1852-1872, 2014.

BLUNDY, Jonathan D.; HOLLAND, Timothy JB. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. **Contributions to mineralogy and petrology**, v. 104, n. 2, p. 208-224, 1990.

BODNAR, Robert J. Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions. **Fluid inclusions: Analysis and interpretation**, v. 32, p. 81-100, 2003. MUNGALL, J.E.; BRENNAN, J.M. 2014. Partitioning of platinum-group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle–crust fractionation of the chalcophile elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 125, p. 265–289.

BODNAR, Robert J. Experimental determination of the PVTx properties of aqueous solutions at elevated temperatures and pressures using synthetic fluid inclusions: H₂O-NaCl as an example. **Pure and applied chemistry**, v. 67, n. 6, p. 873-880, 1995.

BORRERO, C. et al. Geochemistry and tectonic controls of the effusive activity related with the ancestral Nevado del Ruiz volcano, Colombia. *Geofísica internacional*, v. 48, n. 1, p. 149-169, 2009.

BREEDING, C.M.; AGUE, J.J.; BRÖCKER, M. 2004. Fluid–metasedimentary rock interactions in subduction-zone mélange: implications for the chemical composition of arc magmas. *Geology*, v. 32, p. 1041–1044.

BURNHAM, C. W.; OHMOTO, H. Late stage processes of felsic magmatism: Society of Mining Geologists Japan Special Issue 8. 1980.

BURNHAM, C. Wayne. Magmas and hydrothermal fluids. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits.*, p. 71-136, 1979.

BUSTAMANTE, Camilo et al. Magnetic fabric of the Parashi stock and related dyke swarm, Alta Guajira (Colombia): The Caribbean-South American plates oblique convergence. **Andean Geology**, v. 48, n. 2, p. 219-236, 2021.

BUSTAMANTE, Camilo et al. Geochemistry and isotopic signatures of Paleogene plutonic and detrital rocks of the Northern Andes of Colombia: A record of post-collisional arc magmatism. *Lithos*, v. 277, p. 199-209, 2017.

BUSTAMANTE, Camilo et al. Late Jurassic to Early Cretaceous plutonism in the Colombian Andes: A record of long-term arc maturity. *Bulletin*, v. 128, n. 11-12, p. 1762-1779, 2016.

CEDIÉL, Fabio. Phanerozoic orogens of northwestern South America: cordilleran-type orogens. Taphrogenic tectonics. The maracaibo orogenic float. The chocó-panamá indenter. In: **Geology and Tectonics of Northwestern South America**. Springer, Cham, 2019. p. 3-95.

CEDIÉL, Fabio; SHAW, Robert P.; CCERES, Carlos. Tectonic assembly of the northern Andean block. 2003.

CHIARADIA, Massimo et al. Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas?. **Scientific reports**, v. 2, n. 1, p. 1-7, 2012.

CHIARADIA, Massimo. Copper enrichment in arc magmas controlled by overriding plate

thickness. **Nature Geoscience**, v. 7, n. 1, p. 43-46, 2014.

CLINE, J. S. Genesis of porphyry copper deposits: The behavior of water, chloride, and copper in crystallizing melts. *Arizona Geol. Soc. Digest.*, v. 20, p. 69-82, 1995.

COATES, Anthony G. et al. The geology of the Darien, Panama, and the late Miocene-Pliocene collision of the Panama arc with northwestern South America. *GSA Bulletin*, v. 116, n. 11-12, p. 1327-1344, 2004.

COCHRANE, Ryan et al. Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos*, v. 190, p. 383-402, 2014.

COOKE, David R.; HOLLINGS, Peter; WALSH, John L. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls. **Economic geology**, v. 100, n. 5, p. 801-818, 2005.

COOKE, David R.; MCPHAIL, D. C. Epithermal Au-Ag-Te mineralization, Acupan, Baguio district, Philippines: numerical simulations of mineral deposition. *Economic Geology*, v. 96, n. 1, p. 109-131, 2001.

COOKE, David R.; MCPHAIL, Derry C.; BLOOM, Mark S. Epithermal gold mineralization, Acupan, Baguio District, Philippines; geology, mineralization, alteration, and the thermochemical environment of ore deposition. *Economic Geology*, v. 91, n. 2, p. 243-272, 1996.

CORBETT, Greg J.; LEACH, Terry M. Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralization. Littleton, Colorado: Society of Economic Geologists, 1998.

CORREA MARTÍNEZ, Ana María. Petrogênese e evolução do Ofiolito de Aburrá, Cordilheira central dos Andes Colombianos. 2007.

CORREA, A. M. et al. U-Pb zircon ages and Nd-Sr isotopes of the Altavista stock and the San Diego gabbro: new insights on Cretaceous arc magmatism in the Colombian Andes. In: V South American Symposium on Isotope Geology. 2006. p. 84-86. CRUZ, M. J. M. Introdução ao uso da microsonda eletrônica. *Salvador: Course de Pósgraduação em Geologia da UFBA*. 1995.

DAVIDSON, J.P. 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism. In: BEBOUT, G.E., SCHOLL, D.W., KIRBY, S.H., PLATT, J.P. (Eds.),

DEER, William Alexander. Framework silicates. **Rock-Forming**, v. 4, p. 1-93, 1963.

DEER, William Alexander; HOWIE, Robert Andrew; ZUSSMAN, Jack (Ed.). Rock-forming minerals: single-chain silicates, Volume 2A.

DUQUE-TRUJILLO, José et al. Reviewing the Antioquia batholith and satellite bodies: a record of Late Cretaceous to Eocene syn-to post-collisional arc magmatism in the Central Cordillera of Colombia. **Andean Geology**, v. 46, n. 1, p. 82-101, 2019.

ECHEVERRI, B. Genesis and thermal history of gold mineralization in the Segovia-Remedios mining district of northern Colombia. Master thesis, Univ. of Shimane. 1-115. 2006.

Elements, v. 5, p. 281-287

ETAYO-SERNA, F. et al. Mapa de terrenos geológicos de Colombia. Publicaciones especiales, Ingeominas, 14, Bogotá, 235 P. 2019.

FARRIS, David W. et al. Fracturing of the Panamanian Isthmus during initial collision with South America. *Geology*, v. 39, n. 11, p. 1007-1010, 2011.

FEININGER, Tomas; BARRERO, Darío; CASTRO, Néstor. Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (sub-zona II-B). *Boletín geológico*, v. 20, n. 2, p. 1-173, 1972.

GALINDEZ, Alvarez; JAIBER, Milton. Petrologia, geoquímica isotópica e metalogenia dos depósitos de ouro El Silencio e La Gran Colombia, distrito mineiro Segovia-Remedios, Colômbia. 2013.

GARRIDO, Iván et al. High magma oxidation state and bulk crustal shortening: key factors in the genesis of Andean porphyry copper deposits, central Chile (31-34° S). *Revista geológica de Chile*, v. 29, n. 1, p. 43-54, 2002.

GIBERT, Francois; PASCAL, M.-L.; PICHAVANT, Michel. Gold solubility and speciation in hydrothermal solutions: Experimental study of the stability of hydrosulphide complex of gold (AuHS) at 350 to 450 C and 500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, n. 17, p. 2931-2947, 1998.

GIBERT, Francois; PASCAL, M.-L.; PICHAVANT, Michel. Gold solubility and speciation in hydrothermal solutions: Experimental study of the stability of hydrosulphide complex of gold (AuHS) at 350 to 450 C and 500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, n. 17, p. 2931-2947, 1998.

GILL, J.B. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, New York. 390 p.

GOMES, Celso B. Microsonda eletrônica: princípios e aplicações na geologia. *Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia*, p. 159-208, 1984.

GÓMEZ, Elías et al. Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, n. 9-10, p. 1272-1292, 2005.

GONZÁLEZ PARTIDA, Eduardo et al. Los depósitos estratoligados de cobre en el noreste de México: características genéticas a partir del análisis de los fluidos mineralizantes. In: *Acta de Sesiones*. 2013. p. 105-110.

GONZÁLEZ, H. Mapa geológico de Antioquia Escala 1: 400.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS. Bogotá, 2001.

GONZÁLEZ-PARTIDA, E. et al. Paleocene adakite Au-Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 80, n. 1, p. 25-40, 2003.

HALTER, Werner E.; HEINRICH, Christoph A.; PETTKE, Thomas. Magma evolution and the formation of porphyry Cu-Au ore fluids: evidence from silicate and sulfide melt inclusions. *Mineralium Deposita*, v. 39, n. 8, p. 845-863, 2005.

HAMMARSTROM, Jane M.; ZEN, E.-an. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. **American mineralogist**, v. 71, n. 11-12, p. 1297-1313, 1986.

HART, C.J.R.; BAKER, T.; BURKE, M. 2000. New exploration concepts for country-rock-hosted, intrusion-related gold systems: Tintina gold belt in Yukon, In: TUCKER, T.L.; SMITH, M.T. (eds) The Tintina gold belt: concepts, exploration and discoveries. British Columbia and Yukon Chamber of Mines Special, v. 2, p. 145-172.

HATTORI, K.; GUILLOT, S. 2003. Volcanic fronts form as a consequence of serpentine dehydration in the forearc mantle wedge. *Geology*, v. 31, p. 525–528.

HATTORI, K.; TAKAHASHI, Y.; GUILLOT, S.; JOHANSON, B. 2005. Occurrence of arsenic (V) in forearc mantle serpentinites based on X-ray absorption spectroscopy study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 69, p. 5585–5596.

HEDENQUIST, J.W.; ARRIBAS, JR.A.; REYNOLDS, T.J. 1998. Evolution of an intrusion centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu- Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, v. 93, p. 373–404.

HEDENQUIST, J.W.; HENLEY, R.W. 1985. The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. In: *LXXX Economic Geology*, p. 1379- 1406.

HEDENQUIST, Jeffrey W.; LOWENSTERN, Jacob B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, v. 370, n. 6490, p. 519-527, 1994.

HEDENQUIST, Jeffrey W.; LOWENSTERN, Jacob B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. **Nature**, v. 370, n. 6490, p. 519-527, 1994.

HEDENQUIST, Jeffrey W.; RICHARDS, Jeremy P. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits. 1998.

HEINRICH, Christoph A. et al. Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposits. **Geology**, v. 32, n. 9, p. 761-764, 2004.

HENRY, Darrell J.; GUIDOTTI, Charles V.; THOMSON, Jennifer A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. **American Mineralogist**, v. 90, n. 2-3, p. 316-328, 2005.

HEY, Max H. A new review of the chlorites. **Mineralogical magazine and journal of the Mineralogical Society**, v. 30, n. 224, p. 277-292, 1954.

HILDRETH, W.; MOORBATH, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455– 489.

HOLLAND, Tim; BLUNDY, Jon. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. **Contributions to mineralogy and petrology**, v. 116, n. 4, p. 433-447, 1994.

HOLLISTER, Lincoln S. et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. **American Mineralogist**, v. 72, n. 3-4, p. 231-239, 1987.

HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, Jack; DEER, W. **An introduction to the rock-forming minerals**. London, UK: Longman, 1992.

IMAI, Akira. Metallogenesis of porphyry Cu deposits of the western Luzon arc, Philippines: K-Ar ages, SO₃ contents of microphenocrystic apatite and significance of intrusive rocks. **Resource Geology**, v. 52, n. 2, p. 147-161, 2002.

ISHIHARA, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rock. *Min. Geol.*, v. 27, p. 930-941.

JARAMILLO PEREZ, Eliana Rocío. Metalogênese da jazida aurífera “El Pescado”, Andes do Norte, Colômbia. 2018. 100 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2018.

JOHNSON, J.W.; OELKERS, E.H.; HELGESON, H.C. 1992. SUPCRT92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000°C. *Computers & Geosciences*, v. 18, p. 899-947.

JOHNSON, Marie C.; RUTHERFORD, Malcolm J. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. **Geology**, v. 17, n. 9, p. 837-841, 1989.

KENNAN, Lorcan; PINDELL, James L. Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate?. Geological Society, London, Special Publications, v. 328, n. 1, p. 487-531, 2009.

KERR, Andrew C. et al. The geochemistry and tectonic setting of late Cretaceous Caribbean and Colombian volcanism. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, n. 1-2, p. 111-120, 1996.

KESLER, Stephen E. et al. Hydrogen and oxygen isotope evidence for origin of MVT-forming brines, southern Appalachians. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 61, n. 7, p. 1513-1523, 1997.

KESLER, Stephen E.; SIMON, Adam C.; SIMON, Adam F. **Mineral resources, economics and the environment**. Cambridge University Press, 2015.

KHASHGEREL, Bat-Erdene et al. The sericitic to advanced argillic transition: Stable isotope and mineralogical characteristics from the Hugo Dummett porphyry Cu-Au deposit, Oyu Tolgoi district, Mongolia. *Economic Geology*, v. 104, n. 8, p. 1087-1110, 2009.

KOGISO, T.; TATSUMI, Y.; NAKANO, S. 1997. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 148, p. 193-205.

LEAKE, Bernard E. et al. Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on

Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. **Mineralogical magazine**, v. 61, n. 405, p. 295-310, 1997.

LEAL-MEJÍA, Hildebrando; SHAW, Robert P.; MELGAREJO I DRAPER, Joan Carles. Spatial-temporal migration of granitoid magmatism and the Phanerozoic tectono-magmatic evolution of the Colombian Andes. In: **Geology and tectonics of northwestern South America**. Springer, Cham, 2019. p. 253-410.

LEE, C.T.A.; LUFFI, P.; CHIN, E.J.; BOUCHET, R.; DASGUPTA, R.; MORTON, D.M.; LE ROUX, V.; YIN, Q.Z.; JIN, D. 2012. Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation. *Science*, v. 336 (6077), p. 64–68.

LEE, C.T.A.; LUFFI, P.; CHIN, E.J.; BOUCHET, R.; DASGUPTA, R.; MORTON, D.M.; LE ROUX, V.; YIN, Q.Z.; JIN, D. 2012. Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation. *Science*, v. 336 (6077), p. 64–68.

LI, Y.; AUDETAT, A. 2013. Gold solubility and partitioning between sulfide liquid, monosulfide solid solution and hydrous mantle melts: implications for the formation of Au-rich magmas and crust-mantle differentiation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 118, p. 247–262.

LIANG, Chuntao; SONG, Xiaodong. A low velocity belt beneath northern and eastern Tibetan Plateau from Pn tomography. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 22, 2006.

LINDGREN, W. 1933. *Mineral deposits*. 4th edition. New York, McGrawhill Company, 930 p.

LITHERLAND, Martin. The metamorphic belts of Ecuador. **British Geological Survey, Overseas Memoir.**, v. 11, 1994.

LONDONO, John Makario. Evidence of recent deep magmatic activity at Cerro Bravo-Cerro Machín volcanic complex, central Colombia. Implications for future volcanic activity at Nevado del Ruiz, Cerro Machín and other volcanoes. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, v. 324, p. 156-168, 2016.

LUHR, James F.; CARMICHAEL, Ian SE; VAREKAMP, Johan C. The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. **Journal of volcanology and geothermal research**, v. 23, n. 1-2, p. 69-108, 1984.

MACLEAN, W. H.; KRANIDIOTIS, P. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration; Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. **Economic Geology**, v. 82, n. 4, p. 951-962, 1987.

MANNING, C.E. 2004. The chemistry of subduction-zone fluids. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 223, p. 1–16.

MARTENS, Uwe et al. The Tahamí and Anacona terranes of the Colombian Andes: missing links between the South American and Mexican Gondwana margins. *The Journal of Geology*, v. 122, n. 5, p. 507-530, 2014.

MEJÍA, Hildebrando Leal. Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: a tectono-magmatic approach. 2011. Tese de Doutorado. Universitat de Barcelona.

MONCADA, D. et al. Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 114, p. 20-35, 2012.

MONCADA, Daniel; BAKER, Darcy; BODNAR, Robert J. Mineralogical, petrographic and fluid inclusion evidence for the link between boiling and epithermal Ag-Au mineralization in the La Luz area, Guanajuato Mining District, México. *Ore Geology Reviews*, v. 89, p. 143-170, 2017.

MORENO, Christopher J. et al. Depositional and provenance record of the Paleogene transition from foreland to hinterland basin evolution during Andean orogenesis, northern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, n. 3, p. 246-263, 2011.

MORENO-SÁNCHEZ, M.; PARDO-TRUJILLO, A. Historia geológica del Occidente Colombiano. *Geo-Eco-Trop*, v. 26, n. 2, p. 91-113, 2002.

MUTSCHLER, Felix Ernest; LUDINGTON, Steve; BOOKSTROM, Arthur A. Giant Porphyry-related Metal Camps of the World, a Database. US Geological Survey, 2000.

NACHIT, Hassane et al. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, v. 337, n. 16, p. 1415-1420, 2005.

NIE, Junsheng et al. Tracking exhumation of Andean ranges bounding the Middle Magdalena Valley basin, Colombia. *Geology*, v. 38, n. 5, p. 451-454, 2010.

NOLL, P.D.; NEWSOM, H.E.; LEEMAN, W.P.; RYAN, J.G. 1996. The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 60, p. 587– 611.

ORDÓÑEZ-CARMONA, O., VALENCIA, M., ÁLVAREZ, M., SÁNCHEZ, L.H., CASTAÑO, L.C., ECHEVERRI, B. Metalogenia y evolución tectonomagmática del distrito minero Segovia-Remedios, primera aproximación. *Memorias X Congreso Colombiano de Geología*. Bogotá. Editorial Gente Nueva Ltda. p: 252. 2005.

OTTEN, Max T. The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 86, n. 2, p. 189-199, 1984.

PARRA, Mauricio et al. Detecting earliest shortening and deformation advance in thrust belt hinterlands: Example from the Colombian Andes. *Geology*, v. 40, n. 2, p. 175-178, 2012.

PATON, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Iolite: Freeware for

PATTEN, C.; BARNES, S.J.; MATHEZ, E.A.; JENNER, F.E. 2013. Partition coefficients of chalcophile elements between sulfide and silicate melts and the early crystallization history of sulfide liquid: LA-ICP-MS analysis of MORB sulfide droplets. *Chem. Geol.*, v. 358, p. 170–188.

PAYNE, J.L., Hand, M., Barovich, K.M., Wade, B.P., 2008. Temporal constraints on the timing

of high-grade metamorphism in the northern Gawler Craton: implications for

PEARSON, R.G. 1963. Hard and soft acids and bases. *Journal of the American Chemical Society*, v. 85, p. 3533-3539.

PERELLO, Jose et al. Oyu Tolgoi, Mongolia: Siluro-Devonian porphyry Cu-Au-(Mo) and high-sulfidation Cu mineralization with a cretaceous chalcocite blanket. *Economic Geology*, v. 96, n. 6, p. 1407-1428, 2001.

PHILLIPS, G. N.; POWELL, R. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. *Journal of Metamorphic geology*, v. 28, n. 6, p. 689-718, 2010.

PIRAJNO, Franco. **Hydrothermal processes and mineral systems**. Springer Science & Business Media, 2008.

PORTNYAGIN, M.; HOERNLE, K.; PLECHOV, P.; MIRONOV, N.; KHUBUNAYA, S. 2007. Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H₂O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 255, p. 53–69.

PUDACK, Claudia et al. Evolution of magmatic vapor to gold-rich epithermal liquid: The porphyry to epithermal transition at Nevados de Famatina, northwest Argentina. *Economic Geology*, v. 104, n. 4, p. 449-477, 2009.

QIN, Kezhang; ISHIHARA, Shunso. On the possibility of porphyry copper mineralization in Japan. *International Geology Review*, v. 40, n. 6, p. 539-551, 1998.

RAMOS, Víctor A. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*, v. 204, p. 31-65, 2009

RESTREPO, J. J.; TOUSSAINT, J. F. Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, v. 11, n. 3, p. 189-193, 1988.

RESTREPO, Jorge J.; TOUSSAINT, Jean François. Cenozoic arc magmatism of northwestern Colombia. *Plutonism from Antarctica to Alaska*, v. 241, p. 205, 1990.

RESTREPO-MORENO, Sergio A. et al. Long-term erosion and exhumation of the “Altiplano Antioqueño”, Northern Andes (Colombia) from apatite (U–Th)/He thermochronology. *Earth and planetary science letters*, v. 278, n. 1-2, p. 1-12, 2009.

RESTREPO-PACE, P. A. Petrotectonic characterization of the central Andean terrane, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 5, n. 1, p. 97-116, 1992.

RIBEIRO, B.V., Lagoeiro, L., Faleiros, F.M., Hunter, N.J.R., Queiroga, G., Raveggi, M., Cawood, P.A., Finch, M., Campanha, G.A.C., 2020a. Strain localization and fluid-assisted deformation in apatite and its influence on trace elements and U–Pb systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 545, 116421. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116421>

RICHARDS, Jeremy P.; NOBLE, Stephen R.; PRINGLE, Malcolm S. A revised late Eocene age for porphyry Cu magmatism in the Escondida area, northern Chile. **Economic Geology**, v. 94, n. 8, p. 1231-1247, 1999.

ROBB, L. 2005. *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell Publishing, Oxford, 373p.

ROEDDER, Edwin. Volume 12: fluid inclusions. **Reviews in mineralogy**, v. 12, 1984.

RUSK, Brian G. et al. Compositions of magmatic hydrothermal fluids determined by LA-ICP-MS of fluid inclusions from the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, MT. *Chemical Geology*, v. 210, n. 1-4, p. 173-199, 2004.

RUSK, Brian G.; REED, Mark H.; DILLES, John H. Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana. *Economic Geology*, v. 103, n. 2, p. 307-334, 2008.

SANGER-VON OEPEN, P.; FRIEDRICH, G.; KISTERS, A. 1990. Comparison between the fluid characteristics of the Rodalquilar and two neighbouring epithermal gold deposits in Spain. *Mineralium Deposita*, v. 25, p. s36-s41.

SARMIENTO-ROJAS, L. F.; VAN WESS, J. D.; CLOETINGH, S. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, n. 4, p. 383-411, 2006.

SCHMIDT, Max W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. **Contributions to mineralogy and petrology**, v. 110, n. 2, p. 304-310, 1992.

SEEDORFF, Eric; EINAUDI, Marco T. Henderson porphyry molybdenum system, Colorado: I. Sequence and abundance of hydrothermal mineral assemblages, flow paths of evolving fluids, and evolutionary style. **Economic Geology**, v. 99, n. 1, p. 3-37, 2004.

SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A.H.; ALDERTON, D.H.M. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Glasgow: Blackie, 1985.

SILLITOE, R.H. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, v. 105, p. 3-41.

SILLITOE, Richard H. Erosion and collapse of volcanoes: Causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits. **Geology**, v. 22, n. 10, p. 945-948, 1994.

SIMMONS, Stuart F.; GEMMELL, J. Bruce; SAWKINS, Frederick J. The Santo Nino silver-lead-zinc vein, Fresnillo District, Zacatecas; Part II, Physical and chemical nature of ore-forming solutions. **Economic Geology**, v. 83, n. 8, p. 1619-1641, 1988

SOBOLEV, A.; CHAUSSIDON, M., 1996. H₂O concentrations in primary melts from suprasubduction zones and mid-ocean ridges: implications for H₂O storage and recycling in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 137, p. 45-55.

SPIKINGS, Richard et al. The geological history of northwestern South America: from Pangaea

to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research*, v. 27, n. 1, p. 95-139, 2015.

STEFÁNSSON, A.; SEWARD, T.M. 2004. Gold (I) complexing in aqueous sulphide solutions to 500°C at 500 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, p. 4121-4143.

STEFÁNSSON, Andri; SEWARD, Terry M. Gold (I) complexing in aqueous sulphide solutions to 500 C at 500 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, n. 20, p. 4121-4143, 2004.

Subduction: Top to bottom. : Geophysical Monograph, 96. *American Geophysical Union*, p. 251–262.

STRECKEISEN, Albert. CLASSIFICATION OF THE COMMON IGNEOUS ROCKS BY MEANS OF THEIR CHEMICAL COMPOSITION. A PROVISIONAL ATTEMPT. 1976.

SUN, W.; HUANG, R.F.; LI, H.; HU, Y.B.; ZHANG, C.C.; SUN, S.J.; ZHANG, L.P.; DING, X.; LI, C.Y.; ZARTMAN, R.E.; LING, M.X. 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Reviews*, v. 65, p. 97-131.

SUN, W.D.; LIANG, H.Y.; LING, M.X.; ZHAN, M.Z.; DING, X.; ZHANG, H.; YANG, X.Y.; LI, Y.L.; IRELAND, T.R.; WEI, Q.R.; FAN, W.M. 2013b. The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 103, p. 263–275

TATSUMI, Y. 1986. Formation of the volcanic front in subduction zones. *Geophysical Research Letters*, v. 17, p. 717–720.

THOMPSON, J. F. H. et al. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, v. 34, n. 4, p. 323-334, 1999.

TOULMIN III, Priestley; BARTON JR, Paul B. A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 28, n. 5, p. 641-671, 1964.

TOUSSAINT, J.F. Evolución geológica de Colombia Tomo 2, Universidad Nacional de Colombia, 94p, 1994.

Vein, Fresnillo District, Zacatecas, Mexico: Part II. Physical and Chemical Nature of Ore-Forming Solutions. *Economic Geology*, v. 83, p. 1619–1641.

VENNEMANN, Torsten W. et al. Stable isotope evidence for magmatic fluids in the Pueblo Viejo epithermal acid sulfate Au-Ag deposit, Dominican Republic. *Economic Geology*, v. 88, n. 1, p. 55-71, 1993.

VERMEESCH, P., 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geosci. Front.* 9,1479–1493.

VIKRE, Peter G. Fluid-mineral relations in the Comstock Lode. *Economic Geology*, v. 84, n. 6, p. 1574-1613, 1989.

VILLAGÓMEZ, D., PUTLITZ, B., AND CHIARADIA, M. Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea: *Lithos*, v. 190–191, p. 383–402. doi:10.1016/j.lithos.2013.12.020. 2014.

VILLAGÓMEZ, Diego et al. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, v. 125, n. 3-4, p. 875-896, 2011.

VILLAMIL, Tomas; PINDELL, James L. Mesozoic paleogeographic evolution of northern South America: Foundations for sequence stratigraphic studies in passive margin strata deposited during non-glacial times. 1998.

WALLACE, P.J. 2005. Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 140, p. 217–240.

WILKINSON, J. J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. **Lithos**, v. 55, n. 1-4, p. 229-272, 2001.

WILKINSON, J. J. Sediment-Hosted Zinc-Lead Mineralization: Processes and Perspectives: Processes and Perspectives. 2013.

WILLIAMS-JONES, A.E.; BOWELL, R.J.; MIGDISOV, A.A. 2009. Gold in solution.

YARDLEY, Bruce WD; CLEVERLEY, James S. The role of metamorphic fluids in the formation of ore deposits. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 393, n. 1, p. 117-134, 2015.

ZHONG, Richen et al. Contrasting regimes of Cu, Zn and Pb transport in ore-forming hydrothermal fluids. **Chemical Geology**, v. 395, p. 154-164, 2015

ANEXO A – PETROGRAFIA

VEIOS

MR2GBA

Amostra majoritariamente composta por veio de quartzo de granulação grossa (aproximadamente 4mm) com texturas de crescimento em junções tríplice e em porções restritas, redução de tamanho. Localmente apresentando rocha encaixante de composição granodiorítica fortemente alterada do tipo sericítica a argílica, com a presença de muscovita de hábito em flocos, indicativo de gênese por alteração hidrotermal (sericítica), além de minerais secundários como clorita e carbonato, o anfibólio encontra-se deformado e alterado para clorita, associado a apatita de granulação em torno de 0,2mm. Em geral, a rocha encaixante em contato com o veio encontra-se fortemente cloritizada, e sericitizada, o que oblitera parcialmente as características primárias da rocha. Restritamente, apresenta pirita euhedral de granulação menor que 0,2mm.

MR04-GA

Rocha de veio de quartzo fortemente fraturada de granulação fina a grossa, portanto inequigranulares (intensa redução de tamanho), os opacos acompanham esses veios, são estes pirita e calcopirita de aproximadamente 0.5mm. Possível fluorita e dique de mineral desconhecido

MR2G-A1

Rocha de veio de quartzo fortemente fraturada de granulação fina a grossa, inequigranulares (intensa redução de tamanho), os opacos acompanham esses veios, são pirita e calcopirita de aproximadamente 0.5mm, euhedral e seguindo uma orientação preferencial, localmente apresenta bordas de óxido de ferro como magnetita

MR5GA

Veio de quartzo fortemente fraturado de granulação fina a grossa, portanto inequigranulares

(intensa redução de tamanho), os opacos acompanham esses veios, são pirita e calcopirita de aproximadamente 0.5mm, euhedral e seguindo uma orientação preferencial, localmente apresenta bordas de óxido de ferro como magnetita.

ST2V2-A

Rocha de veio de quartzo fortemente fraturada de granulação fina a grossa, portanto inequigranulares (intensa redução de tamanho), os opacos acompanham esses veios, são pirita e calcopirita de aproximadamente 0.5mm, euhedral e seguindo uma orientação preferencial, acompanhando a orientação do veio. Localmente encontra-se k-feldspato pertencente a rocha encaixante totalmente obliterado por sericita e muscovita proveniente da alteração hidrotermal, essa alteração acompanha espacial e temporalmente a entrada do veio de quartzo.

MR1G-A1

Veio de quartzo moderadamente fraturado de granulação fina a grossa, portanto inequigranulares (intensa redução de tamanho) localmente apresentando junções triplíce, os opacos acompanham esses veios, são pirita e calcopirita de aproximadamente 0.5mm, euhedral e seguindo uma orientação preferencial.

ST1HGA

Amostra majoritariamente composta por veio de quartzo de granulação grossa (aproximadamente 4mm) com texturas de crescimento em junções triplíce e em porções restritas, fraturado e levemente deformado, redução de tamanho. Apresenta menos de 1% de pirita como mineral acessório.

MR2G-BA

Amostra de veio de quartzo de granulação fina a média, levemente fraturado e deformado, localmente apresenta redução de tamanho dos cristais de quartzo. Em porções restritas do crescimento do quartzo apresenta carbonato euhedral decorrente do alívio de espaço.

MR6G-A

Amostra de veio de quartzo com conteúdo de 60% de sulfetos (pirita e calcopirita), o quartzo se apresenta fortemente deformado e com redução de tamanho em várias porções, entre esses

cristais há porções com alteração sericitica e argilica onde ainda é possível visualizar minerais alterados da rocha encaixante como plagioclásio, a pirita é euhedral e lisa em cluster com outros cristais, a calcopirita tem granulação fina e está disseminada.

MR5G-BA

Amostra de veio de quartzo com conteúdo de 60% de sulfetos (pirita e calcopirita), o quartzo se apresenta fortemente deformado e com redução de tamanho em várias porções, entre esses cristais há porções com alteração sericitica e argilica onde ainda é possível visualizar minerais alterados da rocha encaixante como plagioclásio, a pirita é euhedral e lisa em cluster com outros cristais, a calcopirita tem granulação fina e está disseminada.

R.GRILLOS-A

Veio de quartzo com 60% de sulfetos, como pirita e calcopirita, o fluido hidrotermal silicatico possui granulação fina a média, em porções cataclasticas (intensa redução de tamanho) e moderadamente deformado. Os sulfetos são euhedrais e seguem uma orientação preferencial e em cluster acompanhando o veio de quartzo.

MR8G-BA

Veio de quartzo com porções de alteração sericitica e argilica, o veio de quartzo anhedral fortemente fraturado e deformado localmente estirado com direção preferencial preenchendo espaço de distensão e cortando cristais de quartzo muito deformados (pertencentes a rocha encaixante), estes veios também transportam carbonato.

MR3GA

Veio de quartzo com porções de alteração sericitica e argilica, o veio de quartzo anhedral fortemente fraturado e deformado localmente estirado com direção preferencial preenchendo espaço de distensão e cortando cristais de quartzo muito deformados (pertencentes a rocha encaixante), estes veios também transportam carbonato.

ROCHA ENCAIXANTE

ST5V2B

Amostra representativa da rocha encaixante dos veios de quartzo, classificada como granodiorito, apresenta granulação fina (0.2mm ~ 0.6mm), majoritariamente equigranular, localmente apresentando porções cataclásticas. O plagioclásio ocupa a maior porcentagem da rocha, (25%), classificado como andesito, este se apresenta euhedral e localmente zonado, como fenocristais em quartzo, o quartzo compoem aproximadamente 20% da rocha, este pertencente tanto a rocha hospederia quanto a um fluido hidrotermal silicático, o k-feldspato compoem aproximadamente 15% da rocha apresenta-se alterado para sericita e muscovita, com a alteração evoluindo do centro do mineral para as bordas. Em geral, a rocha apresenta moderada cloritização, afetando principalmente o anfibólio (5%) e a biotita (3%), estes se apresentam como pequenos aglomerados, apresenta epidoto euhedral (>1%), clinopiroxênio euhedral (>1%) e ortopiroxênio (>1%). Os opacos presentes na rocha são pirita, calcopirita e óxidos de ferro como hematita e magnetita.

ST2V2 - B

Granodiorito com granulação média a grossa com quartzo azulado e esbranquiçado (25%) em contato com Plagioclásio (30%) subhedral localmente zonado em contato com quartzo, k-feldspato representa 10% na amostra, subhedral e com textura em pertita e anfibolio (10%) fortemente fraturado, localmente se apresentando euhedral a subhedral, com alteração para biotita. Em geral apresenta alteração para sericita e mica branca, os minerais acessórios são epidoto e biotita (>5%) opacos representam (>5%), sendo estes hematita e pirita, entende-se que se trata de uma porção mais distal a alteração hidrotermal.

ST4HGBA 29

Rocha encaixante de composição granodiorítica intensamente cloritizada e sericitizada, os minerais estão parcialmente obliterados com exceção de quartzo e plagioclásio, o feldspato potássico apresenta o maior grau de afetação pela alteração hidrotermal. O quartzo é anhedral e moderadamente deformado (quartzo manteado e suturas), representando 20% da amostra. O plagioclásio (20%) é subhedral a euhedral e apresenta ser levemente afetado pela alteração em relação ao k-feldspato (5%) que foi quase 100% obliterado. Localmente, é possível encontrar anfibólio e biotita fortemente alterados para clorita parcialmente obliterados, além de outros minerais acessórios como epidoto e carbonato ambos representando menos de 3% da amostra

e clinopiroxênio representando menos de 1%, o epidoto aparenta ser primário enquanto o carbonato pertence a uma última fase hidrotermal pois apresenta relações de intrusão e inclusão com os minerais primários e a própria alteração clorítica. Pelas evidências, entende-se que esta faz parte da porção mais proximal a alteração hidrotermal.

MR7G-B

Rocha encaixante de composição granodiorítica com moderada alteração hidrotermal para mica branca e sericita, os minerais como o feldspato potássico encontra-se obliterado pela alteração remanescendo apenas vestígios das maclas pré-existentes. O quartzo é anhedral e localmente apresenta redução de tamanho representando 30% da amostra. O plagioclásio (25%) é anhedral a subhedral com leve afetação pela alteração argílica, o k-feldspato (10%) encontra-se quase que 100% obliterado. Localmente apresenta anfibólio (3%), biotita (3%) e epidoto (2%) moderadamente alterados para clorita, ainda é possível encontrar titanita subhedral (>1%) e opacos (2%), entre os opacos é possível identificar pirita e calcopirita, além de óxidos de ferro como magnetita nas porções centrais da hornblenda.

ST3V2B

Rocha encaixante completamente obliterada com exceção de alguns cristais de plagioclásio completamente anhedrais e menores que 0.5mm, o fluido cloritizado prevalece em relação aos outros tipos de alteração encontradas na rocha encaixante. Nesta alteração é possível encontrar apatita (10%) e localmente biotita (2%).

MR07-C2

Granodiotiro fortemente alterado para argilo minerais, sericita e quase que completamente cloritizado, cortado por veios de carbonato. O quartzo presente (25%) se apresenta fortemente fraturado e localmente cataclásico, o plagioclásio (15%) se apresenta maclado e anhedral e fortemente alterado para sericita assim como o k-feldspato (10%) este com perfitas. Os veios carbonáticos estão espacialmente associados aos opacos (pirita e calcopirita), em concentrações menores a 5%, e estes preenchem espaços entre as fraturas existentes da rocha encaixante. A alteração clorítica está associada a apatita, esta de hábito hexagonal (>1%)

MR7G-C1

Granodiorito em contato com veio de quartzo. Apresenta minerais pertencentes ao granodiorito encaixante como plagioclásio maclado anhedral (15%), k-feldspato (10%) e quartzo fortemente fraturados e reduzidos em tamanho (25%), intrudidos por bolsões de quartzo pertencentes ao veio e da alteração hidrotermal argílica, nesta amostra não é possível identificar a presença de sulfetos ou óxidos.

MR7-C3

Granodiorito em contato com veio de quartzo. Apresenta minerais pertencentes ao granodiorito encaixante como plagioclásio maclado anhedral e deformado, k-feldspato e quartzo fortemente fraturados e reduzidos em tamanho, intrudidos por bolsões de quartzo pertencentes ao veio e da alteração hidrotermal argílica, nesta amostra não é possível identificar a presença de sulfetos ou óxidos.

MR07-BA

Amostra de granodiorito composto por quartzo (20%), plagioclásio (15%) e k-feldspato (10%) onde é possível identificar a entrada do fluido responsável pela alteração hidrotermal e as feições de alteração nos minerais. O quartzo se encontra fortemente fraturado e anhedral, tendo granulação média, o plagioclásio por vezes é parcialmente obliterado pela alteração ou fortemente fraturado nas porções de maior concentração de muscovita, o k-feldspato mantém suas antigas feições porém fortemente afetado pela alteração argílica. Localmente é possível identificar a epidotização e cloritização no plagioclásio em decorrência da alteração. O anfíbio encontra-se fortemente alterado para clorita, assim como a biotita ambos também deformados. Nesta amostra não há opacos como minerais acessórios.

Figura 39. Classificação das rochas encaixantes da mina no cerro Mocarongo, segundo classificação de Streckeisen

1972

