



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA-
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS- IG
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**PETROLOGIA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E METALOGENIA DOS
DEPÓSITOS DE OURO EL SILENCIO E LA GRAN CÔLOMBIA, DISTRITO
MINEIRO SEGOVIA-REMEDIOS, COLÔMBIA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº313

Milton Jaiber Alvarez Galindez

Brasília, DF, Abril de 2013



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA-
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS- IG
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**PETROLOGIA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E METALOGENIA DOS
DEPÓSITOS DE OURO EL SILENCIO E LA GRAN CÔLOMBIA, DISTRITO
MINEIRO SEGOVIA-REMEDIOS, COLÔMBIA**

Milton Jaiber Alvarez Galindez

Orientadora:

Prof. Dra. Márcia Abrahão Moura

Banca examinadora:

Prof. PhD Márcia Abrahão Moura(UnB)

Prof. PhD Gema Ribeiro Olivo (Queen´s Univ.)

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho (UnB)

Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira (UnB)
Suplente

Brasília, DF, Abril de 2013

AGRADECIMENTOS

Na realização deste projeto foram muitas as pessoas e instituições que ajudaram no sucesso do mesmo. Este trabalho é um reconhecimento para cada um deles

A meus pais Nidia e Rodrigo pela vida, amor, seu exemplo e dedicação por mim. A meus irmãos, Andrés, Pablo e Estefanía por seu constante apoio, por tantos momentos que compartilamos juntos e que fazem deles as pessoas que mais amo.

A minha esposa Elena, por seu amor e compreensão, e sobretudo pela paciência para aguentar minhas ausências durante estes anos. Foi ela a força nos momentos de maior fraqueza.

A CAPES pela bolsa sem a qual não houvesse sido possível a permanência em Brasília. A UnB pelo ensino de qualidade.

Aos professores Jorge Julian Restrepo y Oswaldo Ordoñez, que me apoiaram no começo do mesmo, acreditaram em mim, e que durante o curso de pregrado semearam a curiosidade e o interesse pela pesquisa.

A professora Marcia Abrahão Moura, minha orientadora, pelas discussões e o respeito por minha independência durante a pesquisa.

A todos os professores da UnB com os que cursei disciplinas, especialmente os professores Nilson F. Botelho, Luiz H.D´el Rey, e Maria Emilia Schutesky por sua dedicação ao ensino, e os excelentes conselhos.

Ao professor Massimo Mateini, por suas observações e ajudas na interpretação dos resultados.

A meus amigos e companheiros de kitchinetti, Federico e Lauro, por tudo o tempo que me aguentaram e dedicaram naqueles momentos de solidão, por seus conselhos pessoais e acadêmicos.

A todos os amigos da pós-graduação que estiveram comigo, Allany, Enio, Ednie, Gustavo, Heriscarth, Igor, Lindaray, e Nilo. Nunca esquecerei os bate-papos e os babas no rift.

Aos técnicos do laboratório de laminas delgadas da UnB, por seu excelente trabalho, e rapidez para a elaboração das mesmas.

Ao técnico de laboratório de petrografia Carbon da Universidad Nacional de Colombia sede Medellín Eder e a professora Astrid Blandon, diretora do mesmo, por permiti-me fazer petrografia de amostras nas suas instalações.

Ao professor Juan Carlos Molano responsável do laboratório de inclusões fluidas da Universidad Nacional de Colombia sede Bogotá, por permiti-me fazer análises de inclusões fluidas.

Aos funcionários do laboratório de Geocronología, Barbara e Erico, pela ajuda durante as datações U-Pb.

RESUMO

As minas El Silencio e La Gran Colômbia localizam-se ao nordeste do departamento de Antioquia, Colômbia, no distrito mineiro Segovia-Remedios, em atividade desde a metade do século XIX, com produção anual de 85.000 oz e teores de 7 a 25 g/ton

Nas minas estudadas, a mineralização está encaixada no batólito de Segovia, que é cortado por diques de andesito. O batólito é constituído por granodiorito, quartzo diorito e tonalito. Em geral, as rochas são constituídas de plagioclásio An₂₅₋₄₀, quartzo, K-feldspato intersticial, hornblenda, biotita e magnetita. A biotita possui razões Mg/Mg+Fe = 0,43-0,56 e Al^{IV} = 2,27-2,68 e composições compatíveis com biotita de suítes orogênicas cálcio-alcálicas. As condições de cristalização estimam-se entre 4,6 e 9,4 km para temperaturas entre 690 e 760°C.

O batólito apresenta tendência cálcio-alcálica, metaluminosa a ligeiramente peraluminosa, ISA = 0,85-1,04; SiO₂ = 57-68%; razões MgO/TiO₂ = 3,4-4,9; K₂O/Na₂O < 1; Al₂O₃ = 14,5-17% e elementos traços coerentes com granitos do tipo I, de arco-vulcânico. A idade de cristalização do batólito pelo método U-Pb em zircão é de 154,83 ± 0,79 Ma para o quartzo diorito e de 154,4 ± 1,3 Ma para o granodiorito. Os isótopos de Sm-Nd, com valores de ε_{Nd}(T) entre +2,5 e +7,2, sugerem derivação mantélica. Os andesitos pertencem às series cálcio-alcálicas, com teores de SiO₂ entre 51 e 60% e MgO entre 3,05 e 9,2%. Os diques da mina Providência possuem características afins a rochas adakíticas. O parâmetro ε_{Nd}(T) para os diques, considerando idade de cristalização de 86Ma, variam entre +4,86 e +8,1, coerente com derivação mantélica.

A mineralização hospeda-se em veios de quartzo que cortam as rochas do batólito de Segovia e são bordejados frequentemente pelos diques de andesito, de maneira concordante. A alteração hidrotermal é restrita a poucos centímetros a metros antes e depois do veio e consiste de clorita, carbonato e/ou sericita. A temperatura da alteração hidrotermal, estimada com base no geotermômetro da clorita, situa-se entre 310 e 369°C.

A paragênese do minério pode ser dividida em três estágios. O primeiro estágio é composto por quartzo leitoso com texturas do tipo *comb*, calcita e scheelita, contendo pirita em bolsões, esfalerita e traços de arsenopirita. No fim desse estágio houve precipitação restrita de ouro. No segundo estágio, houve recristalização de quartzo, brechamento da pirita do primeiro estágio e precipitação de grande quantidade de

esfalerita e galena e da maior parte do ouro. No terceiro estágio, foi depositada calcita e, em pequena quantidade, pirita.

O ouro, classificado como electrum, possui tamanho médio entre 1-20 μm . Apresenta estreita relação com a prata, sendo que a relação Au/Ag é ligeiramente superior ou igual a 1. Não há boa correlação entre Au e Te ou Bi. Há enriquecimento em W em rochas hidrotermalizadas, com aparente correlação positiva entre Au e W.

Estudos de inclusões fluidas em quartzo do primeiro e segundo estágios demonstraram a existência do sistema $\text{H}_2\text{O-NaCl-KCl}$, provavelmente contendo quantidades menores de outros íons, exceto cálcio. Os fluidos aprisionados no quartzo do primeiro estágio possuem temperatura de fusão do gelo entre $-6,6$ e $-1,6^\circ\text{C}$, representando salinidade de 2,73 a 9,82% em peso de NaCl eq. e temperatura de homogeneização total entre 201 e 357°C , com maior concentração dos dados na faixa de 240 a 320°C . Inclusões fluidas em esfalerita e quartzo do segundo estágio, interpretadas como estando em equilíbrio, possuem temperatura de fusão do gelo entre $-7,7$ e $-2,5^\circ\text{C}$, correspondentes a salinidades de 4,2 a 11,1% em peso de NaCl eq., e temperaturas de homogeneização total entre 180 e 271°C , sendo que a maior quantidade de dados localiza-se no intervalo 185 a 255°C .

Isótopos estáveis em calcita pertencentes ao primeiro estágio possuem valores de $\delta^{13}\text{C}$ em relação ao V-PDB entre $-5,5$ e $-10,77\%$ e $\delta^{18}\text{O}$ em relação ao V-SMOW entre 10,91 e 12,29‰, cujos valores para os fluidos associados variam entre $-3,45$ e $-8,47\%$ para $\delta^{13}\text{C}$ e entre 6,6 e 8,0‰ para $\delta^{18}\text{O}$. Estes valores são coerentes com diversas fontes, mas descartam origem meteórica para os fluidos mineralizantes.

Com base nos dados disponíveis e comparações com outros depósitos de características similares, as minas estudadas podem ser classificadas na categoria de depósitos de ouro em veios em ambientes de arco continental.

O modelo metalogenético proposto envolve a geração de fluidos hidrotermais profundos em um ambiente de subducção oblíqua, provavelmente no manto litosférico, juntamente com os diques de andesito que bordejam os veios de quartzo. Os diques são fontes possíveis dos metais e fluidos. O transporte dos ligantes e metais (Au, Ag, Pb e Zn) se deu provavelmente por meio de tiocomplexos, tais como $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, e a precipitação, provavelmente por mistura de fluidos quentes e frios.

Palavras chave: Colômbia, Batólito de Segovia, ouro, diques, geoquímica, veios de quartzo, inclusões fluidas, isótopos estáveis, isótopos radiogênicos, Jurássico, Cretáceo.

ABSTRACT

The El Silencio and Gran Colombia Mines are located at northeast of Antioquia State, Colombia, in the Segovia-Remedios mining district, whose activity dates from the XIX century, with annual production of 85,000 oz and grades from 7 to 25 g/ton

In the studied mines, the mineralization is hosted in the Segovia Batholith, which is crossed by andesite dykes. The batholith is composed of granodiorites, quartz diorites and tonalites. Generally, these rocks comprise plagioclase An₂₅₋₄₀, quartz, interstitial K-feldspar, hornblende, biotite and magnetite. The biotite has Mg/Mg+Fe ratios varying between 0.43 and 0.56 and Al^{IV} between 2.27 and 2.68 and compositions compatible with calc-alkaline orogenic suites. The crystallization of the batholith is estimated to have occurred between 4.6 and 9.4 km of depth and at temperatures between 690 and 760°C

The batholith is calc-alkaline, metaluminous to slightly peraluminous, with ISA = 0.85-1.04; SiO₂ = 57-68%. The MgO/TiO₂ (3.4-4.9) and K₂O/Na₂O (< 1) ratios, Al₂O₃ (14.5-17) and trace elements concentrations are consistent with I-type granites from volcanic arcs. The crystallization ages of the quartz diorite and granodiorite from the batholith are, respectively, 154.83 ± 0.79 Ma and 154.4 ± 1.3 Ma. Sm-Nd isotopic data, with ε_{Nd}(T) values between +2.5 and +7.2, suggest a mantle derivation. The andesite dykes belong to calc-alkaline series, with SiO₂ contents between 51 and 60% and MgO values between 3.0 and 9.2%. The dykes of the Providencia mine display characteristics typical of adakitic rocks. The calculated ε_{Nd}(T) value for the dykes, considering a crystallization age of 86 Ma, are between +4.86 and +8.1, which suggests mantle derivation.

The mineralization consists in quartz veins cutting the Segovia Batholith. Andesite dykes commonly border the veins. Hydrothermal alteration is constrained to few centimeters to meters around the veins and consists of chlorite, carbonate and/or sericite. The temperature of the hydrothermal alteration, estimated using the chlorite geothermometer is in the range of 310-369°C.

The paragenetic sequence of the ore can be divided in three stages. The first one is composed by milky quartz with comb textures, calcite and scheelite, pyrite pockets, sphalerite and minor arsenopyrite. Small amounts of gold precipitated during late episode associated with this stage. In the second one, the quartz of the first stage recrystallized, the pyrite of the first stage was brecciated and abundant sphalerite and galena precipitated contemporaneously with gold and minor quartz. In the third stage, only seen in the Silencio mine, calcite and minor amounts of pyrite have precipitated.

Gold, classified as electrum, has medium size between 1 and 20 μm . The Au/Ag ratio is slightly higher than 1. There is not a good correlation between Au and Te or Bi. Hydrothermalized rocks are enriched in W, with apparent positive correlation with Au.

Fluid inclusion studies in quartz of the first and second stages indicate fluids containing $\text{H}_2\text{O-NaCl-KCl}$, probably with minor quantities of other ions, except calcium. The trapped fluids in the quartz of the first stage have ice melting temperatures between -6.6 and -1.6°C , representing salinities of 2.73 to 9.82% wt. NaCl eq., and homogenization temperatures in the interval 201 to 357°C , most of them being between 240 to 320°C . Fluid inclusions in sphalerite and quartz of the second stage, interpreted to be in equilibrium, have ice melting temperatures between -7.7 e -2.5°C , which correspond to salinities from 4.2 to 11.1% wt. NaCl eq., and homogenization temperatures between 180 e 271°C , with the vast majority of data in the interval 185 to 255°C .

Stable isotopes in calcite belonging to the first stage yielded $\delta^{13}\text{C}$ values with respect to V-PDB between -5.5 and -10.77‰ , and $\delta^{18}\text{O}$ with respect to V-SMOW between 10.91 and 12.29‰. The calculated values for the associated fluids vary between -3.45 and -8.47‰ for $\delta^{13}\text{C}$ and between 6.6 and 8.0‰ for $\delta^{18}\text{O}$. These values are consistent with several reservoirs, however they rule out a meteoric origin for the mineralizing fluids.

Based on the available data and comparisons with deposits of similar characteristics, the studied deposits can be classified as gold vein deposits in magmatic arcs.

The proposed metallogenetic model involves the generation of deep hydrothermal fluids in a oblique subduction, probably in the lithospheric mantle, together with the andesitic dykes that surround the quartz veins. The dykes are possible sources of metals and fluids. The transport of ligands and metals (Au, Ag, Pb e Zn) probably occurred by tiocomplexes such as $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ and their precipitation, due to mixture of hot and cold fluids.

Keywords: Colombia, Segovia Batolith, gold, dykes, geochemistry, quartz veins, fluid inclusions, stable isotopes, radiogenic isotopes, Jurassic, Cretaceous.

SUMÁRIO

CAPITULO I: INTRODUÇÃO.....	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	1
1.3 GEOLOGIA REGIONAL.....	3
1.4 GEOLOGIA LOCAL.....	5
1.4.1 Gnaisses de San Lucas.....	6
1.4.2 Complexo Cajamarca.....	6
1.4.3 Batólito de Segovia.....	6
1.4.4 Stock de la Culebra e stock de Santa Isabel.....	7
1.4.5 Rochas vulcânicas e sedimentares do Cretáceo.....	7
1.5 EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO SOBRE OS DEPÓSITOS MINERAIS DO DISTRITO MINEIRO SEGOVIA-REMÉDIOS.....	9
1.6 OBJETIVOS.....	11
1.6.1 Objetivo Geral.....	11
1.6.2 Objetivos Específicos.....	11
1.6 MATERIAIS E MÉTODOS.....	11
CAPITULO II- GEOLOGIA LOCAL, PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO BATÓLITO DE SEGOVIA E DOS DIQUES MÁFICOS.....	16
2.1 INTRODUÇÃO.....	16
2.2 GEOLOGIA LOCAL.....	16
2.3 BATÓLITO DE SEGOVIA.....	17
2.3.1 Geologia e petrografia.....	17
2.3.2 Química mineral.....	23
2.3.2.1 Biotita.....	23
2.3.2.2 Hornblenda.....	26
2.3.4 Litogeoquímica.....	30
2.3.4.1 Principais características geoquímicas.....	30
2.3.5 Geocronología.....	40
2.3.5 Geoquímica isotópica.....	43
2.4 DIQUES.....	45
2.4.1 Petrografia.....	45
2.4.2 Química mineral.....	48
2.4.2.1 Biotita.....	48
2.4.2.2 Anfibólio.....	49
2.4.3 Litogeoquímica.....	51
2.4.4 Geoquímica isotópica.....	63
2.5 DISCUSSÕES.....	64
2.5.1 Marco geotectônico para o alojamento do batólito.....	64
2.5.2 Diques.....	68
CAPITULO III CARACTERIZAÇÃO DA MINERALIZAÇÃO DE OURO.....	70
3.1 INTRODUÇÃO.....	70

3.2 DISTRIBUIÇÃO DO OURO NOS DEPÓSITOS	70
3.3 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA DOS VEIOS MINERALIZADOS	71
3.4 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E SUA RELAÇÃO COM A MINERALIZAÇÃO	77
3.4.1 Alterações nas rochas do Batólito de Segovia.....	78
3.4.2 Alteração hidrotermal nos diques	80
3.4.3 Minerais de alteração hidrotermal	83
3.4.3.1 Clorita	83
3.4.3.2 Fengita	86
3.4.4 Observações acerca da geoquímica das rochas de alteração hidrotermal.....	88
3.5 PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DO OURO E SULFETOS	90
3.5.1 Sulfetos	90
3.5.2 Ouro (electrum)	95
3.6 SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA E SEQUÊNCIA DE DESOLVIMENTO DOS VEIOS	98
3.6.1 Mina El Silencio	98
3.6.2 Mina Gran Colômbia.....	100
3.7 DISCUSSÕES	101
CAPITULO IV INCLUSÕES FLUIDAS E ISÓTOPOS ESTAVEIS	103
4.1 INTRODUÇÃO.....	103
4.2 INCLUSÕES FLUIDAS	103
4.2.1 Metodologia.....	103
4.2.2 Descrição dos veios estudados	104
4.2.3 Petrografia das inclusões fluidas	105
4.2.3.1 Inclusões no quartzo	105
4.2.3.2 Inclusões em esfalerita.....	111
4.2.4 Microtermometria.....	112
4.2.5 Interpretação dos dados	116
4.3 ISÓTOPOS ESTÁVEIS EM CALCITA.....	119
4.3.1 Introdução e metodologia	119
4.3.2 Descrição dos veios estudados	120
4.3.3 Resultados e interpretação	120
4.4 DISCUSSÕES	122
4.4.1 Estimativa da composição e das condições de pressão e temperatura de aprisionamento dos fluidos mineralizadores	122
4.4.2 Origem e evolução dos fluidos mineralizadores.....	123
CAPITULO V DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	125
5.1 DISCUSSÕES	125
5.1.1 Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes da mineralização	125
5.1.2 Fonte, transporte e mecanismos de deposição do ouro	126
5.1.3 Modelo metalogenético para a mineralização de ouro	128
5.2 CONCLUSÕES	134
REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS	138
ANEXOS	146

ANEXO 1 Química mineral da biotita	147
ANEXO 2 Química mineral do anfibólio.....	154
ANEXO 3 Química mineral da clorita	160
ANEXO 4 Química mineral da muscovita.....	164
ANEXO 5 Química mineral dos sulfetos	167
ANEXO 6 Química mineral do ouro.....	171
ANEXO 7 Dados microtermométricos	172
ANEXO 8 Dados geocronológicos	177

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa físico da Colômbia	2
Figura 1.2 Localização geral da zona de estudo.....	3
Figura 1.3 Mapa geológico simplificado dos Andes na Colômbia.....	4
Figura 1.4 Geologia da zona de estudo.....	8
Figura 1.5 Distribuição esquemática dos principais sistemas de veios no DMSR.....	10
Figura 2.1 Mapa geológico local	18
Figura 2.2 Diagrama QAP de Streckeisen para as rochas do batólito de Segovia	22
Figura 2.3 Biotitas do batólito de Segovia no diagrama Mg/(Mg+Fe) x Al ^{IV} (a.f.u)	24
Figura 2.4 Diagrama de discriminação de biotitas Nachit <i>et al</i> , 2005	24
Figura 2.5 Diagrama Ti ^{VI} + [] ^{VI} (a.f.u) x R ²⁺ (a.f.u) das biotitas do batólito de Segovia.....	25
Figura 2.6 Biotitas do batólito Segovia nos diagramas de discriminação tectônica propostos por Abdel-Rahman (1994).....	26
Figura 2.7 Diagrama de classificação dos anfibólios do batólito de Segovia	27
Figura 2.8 Mecanismos de substituição de Ti e do tipo tschermak da hornblenda do batólito de Segovia	28
Figura 2.9 Classificação das rochas do batólito de Segovia em termos do ASI.....	33
Figura 2.10 Diagramas do tipo Harker para as rochas do batólito de Segovia.....	34
Figura 2.11 Diagrama de classificação geoquímica para as amostras do batólito de Segovia	36
Figura 2.12 Diagrama AFM de Irving & Baragar, 1971 e SiO ₂ x K ₂ O de Peccerillo & Taylor para as rochas do batolito de Segovia.....	36
Figura 2.13 Diagramas de discriminação tectônica propostos por Pearce et al. (1984) para rochas graníticas	37
Figura 2.14 Diagrama de terras raras para as amostras do batólito normalizadas ao condrito de Nakamura (1974)	39
Figura 2.15 Diagrama multielementar das amostras do batólito de Segovia normalizadas ao ORG (oceanic ridge granite).....	40
Figura 2.16 Imagens BSE de zircões característicos das montagens de grãos.....	41
Figura 2.17 Idades U-Pb de A. quartzo diorito (amostra RP-4) e B. granodiorito (amostra SEG-16 do batólito de Segovia	42
Figura 2.18 Diagrama U-Pb Tera-Wasserburg para a amostra SEG-16.....	43
Figura 2.19 Diagrama T(Ga) vs εNd para as amostras analisadas do batólito de Segovia	44
Figura 2.20 biotitas dos diques em um diagrama Mg/(Mg+Fe) x Al ^{IV} (a.f.u)	49
Figura 2.21 Diagrama Fe ²⁺ x Mg (a.f.u) para a biotita dos diques	49
Figura 2.22 Diagrama de classificação do anfibólio primário dos diques.....	50
Figura 2.23 Diagrama de classificação do anfibólio secundário dos diques	50
Figura 2.24 Diagrama Al ^{IV} + Ti ^{VI} x Si ^{IV} + Al ^{VI} para verificar o mecanismo de incorporação de Ti dos anfibólios dos diques	51
Figura 2.25 Diagrama Si ^{IV} + R ²⁺ x Al ^{IV} +Al ^{VI} , para verificar a substituição do tipo tschermak dos anfibólios dos diques.....	51

Figura 2.26 Diagramas do tipo Harker de elementos maiores para os diques intermediários das minas El Silencio, Gran Colômbia e Providência	55
Figura 2. 27 Diagramas do tipo Harker de elementos traços para os diques intermediários das minas El Silencio, Gran Colômbia e Providência	56
Figura 2.28 Diagrama TAS para classificação de rochas vulcânicas (LeBas, 1986)	57
Figura 2.29 Diagrama de classificação de Middlemost dos diques no batólito de Segovia.....	58
Figura 2.30 Diagrama AFM de Irving & Baragar, 1971 e SiO ₂ x K ₂ O de Peccerillo & Taylor para os diques no batólito de Segovia	59
Figura 2.31 Diagramas de discriminação tectônica para as amostras dos diques	60
Figura 2.32 Diagrama Y vs Sr/Y de Drummond e Defant (1991) usado para distinguir adakitos de rochas de arco comuns.....	61
Figura 2.33 Diagrama de elementos terras raras para as amostras dos diques, normalizadas ao condrito de Nakamura (1974).....	61
Figura 2.34 Diagrama multielementar normalizado ao MORB das amostras dos diques.....	62
Figura 2.35 Diagrama T(Ga) vs εNd para as amostras dos diques.....	64
Figura 2.36 Mapa simplificado de terrenos da Colômbia	67
Figura 2.37 Esquema geotectônico proposto para o alojamento do batólito de Segovia	68
Figura 3.1 Diagrama isométrico NE da mina El Silencio	72
Figura 3.2 Aspecto do veio na mina La Gran Colômbia em perfil	74
Figura 3.3 Extensão da alteração hidrotermal no granodiorito	78
Figura 3.4 Descrição detalhada do furo DH-23 da mina La Gran Colômbia.....	80
Figura 3.5 Variação do conteúdo de Mn e Fe em relação a Mg nas cloritas analisadas	83
Figura 3.6 Composição das cloritas analisadas na Mina El Silencio	84
Figura 3.7 Classificação das fengitas no diagrama mgli x feal	87
Figura 3.8 Diagrama Al ^{VI} x M ²⁺ (a.f.u) para a muscovita dos diques e do granodiorito	88
Figura 3.9 Diagramas de correlação entre ouro e metais	97
Figura 3.10 Sequência de desenvolvimento do veio	99
Figura 3.11 Sequência paragenética na mina El Silencio.....	100
Figura 3.11 Sequência paragenética da Mina La Gran Colômbia.....	101
Figura 4.1 Relações espaço-temporais entre gerações de quartzo I e III e inclusões contidas neles	109
Figura 4.2 Histograma de frequência para a temperatura do ponto eutético	113
Figura 4.3 Histograma de frequência para as temperaturas de fusão final do gelo.....	114
Figura 4.4 Histograma de frequência para as temperaturas de homogeneização (Th) registradas.....	116
Figura 4.5 Histograma de frequência de salinidade	117
Figura 4.6 Gráfico de % NaCl em peso vs temperatura de homogeneização	118
Figura 4.7 Diagrama δ ¹⁸ O vs δ ¹³ C em calcitas e fluidos para os veios estudados	121
Figura 4.8 Diagrama P-T mostrando as isócoras obtidas nas inclusões fluidas pertencentes ao sistema H ₂ O-NaCl.....	123
Figura 5.1 Reconstrução paleo tectônica do caribe a 84Ma	129
Figura 5.2 Modelo metalogenético proposto para a geração dos veios auríferos nas minas estudadas.....	134

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 Metodologia e limites de detecção utilizados para a análise das amostras de litogeoquímica	13
Tabela 2.1 Composição modal das amostras do batólito de Segovia.....	22
Tabela 2.2 Resultados de geotermobarometria do anfibolio	29
Tabela 2.3 Resultados de litogeoquímica para as amostras do batólito de Segovia.....	31
Tabela 2.4 Dados isotópicos Sm-Nd para amostras do batólito de Segovia	44
Tabela 2.5 Resultados de litogeoquímica para as amostras dos diques das minas El Silencio, Gran Colômbia e Providência.....	53
Tabela 2.6 Comparação dos diques da Mina Providência com adakitos.....	60
Tabela 2.5 Dados isotópicos Sm-Nd para as amostras dos diques nas minas El Silencio e Providência	63
Tabela 3.1 Análises de microsonda de scheelitas nos veios	77
Tabela 3.2 Composições representativas dos carbonatos	81
Tabela 3.3 Temperaturas de alteração hidrotermal baseadas no geotermômetro da clorita.....	85
Tabela 4.1. Famílias de inclusões fluidas nos diferentes tipos de quartzo e esfalerita.....	110
Tabela 4.2. Resultados de isótopos estáveis de C e O em carbonatos.....	120
Tabela 5.1 Comparação entre tipos de depósitos de ouro em veios de quartzo	131

LISTA DE PRANCHAS

Prancha 2.1	21
Prancha 2.2	47
Prancha 3.1	75
Prancha 3.2	76
Prancha 3.3	82
Prancha 3.4	91
Prancha 3.5	94
Prancha 3.6	96
Prancha 4.1	108
Prancha 4.2	111

CAPITULO I: INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Na porção setentrional da Cordilheira Central da Colômbia (Figura 1.1), se localiza um importante distrito mineiro reconhecido mundialmente (Sillitoe, 2009), do qual se tem extraído ouro em veios de quartzo desde os tempos coloniais (Século XVII), com teores variando entre 10 e 25 g/Ton e pequenas quantidades de sulfetos, que se restringem a pirita, esfalerita e galena.

Devido a sua importância econômica, esta região é uma das maiores áreas de extração de ouro do país, vindo a constituir a sua principal atividade econômica. Até hoje, entretanto, foram realizados poucos estudos acadêmicos de detalhe sobre o contexto geológico e evolução tectono-magmática dos depósitos, a alteração hidrotermal das rochas encaixantes, os veios e os processos mineralizadores.

Neste trabalho, foram realizados estudos geológicos, petrológicos, de isótopos radiogênicos (U-Pb e Sm-Nd) e estáveis ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em carbonato) e de inclusões fluidas com o objetivo de caracterizar a mineralização de ouro em duas minas representativas da Cordilheira Central da Colômbia, El Silencio e Gran Colômbia, e propor modelo metalogenético para os depósitos estudados. Pretende-se que os resultados obtidos possam contribuir para o estabelecimento de guias de exploração para esse tipo de mineralização na Cordilheira Central da Colômbia.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O distrito mineiro Segovia-Remedios situa-se na porção setentrional da Cordilheira Central da Colômbia, no departamento de Antioquia, entre as coordenadas planas Gauss-

Kruger NORTE 1268000-1280000 e ESTE 926000-934000, que correspondem à folha 117. Apresenta altitude média de 700m.

O acesso à área se dá a partir da cidade de Medellín, pela rodovia que chega à cidade de Puerto Berrio, desviando-se para Yolombó, no lugar conhecido como Porcesito, e continuando para o povoado de Segovia (Fig. 1.2). Pela via aérea, voa-se de Medellín ao aeroporto de Otú, seguindo cerca de quinze minutos pela estrada que dá acesso ao povoado de Segovia.

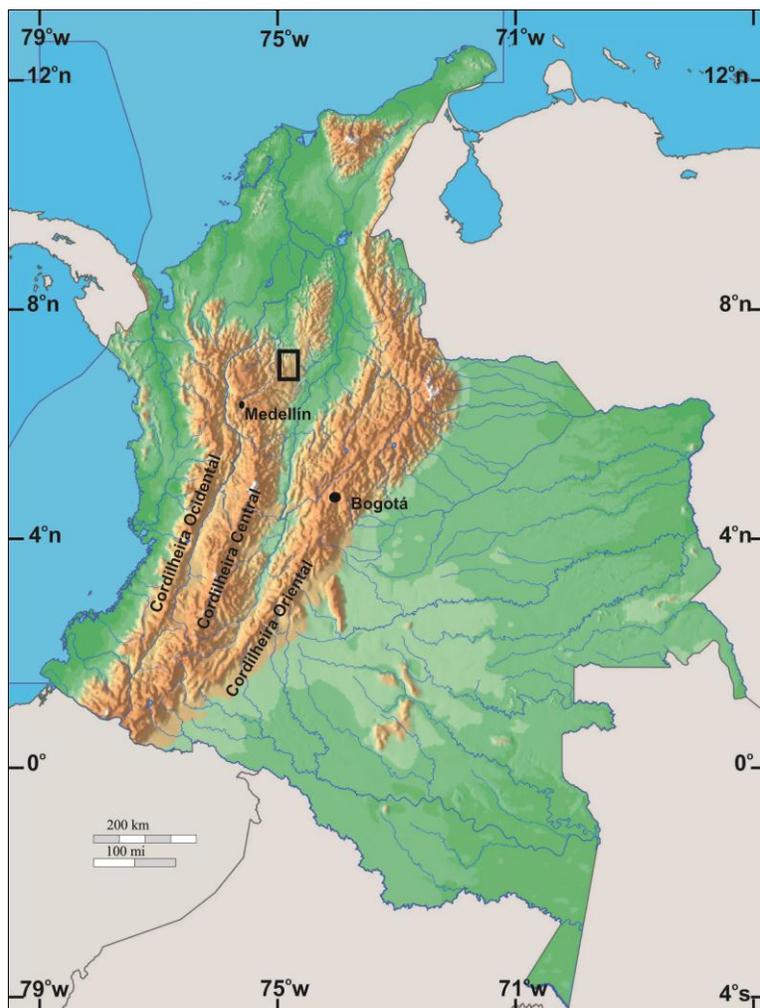


Figura 1.1 Mapa físico da Colômbia. O retângulo indica a localização aproximada do Distrito mineiro Segovia Remédios. Tomado da página do IGAC (Instituto geográfico Agustín Codazzi).

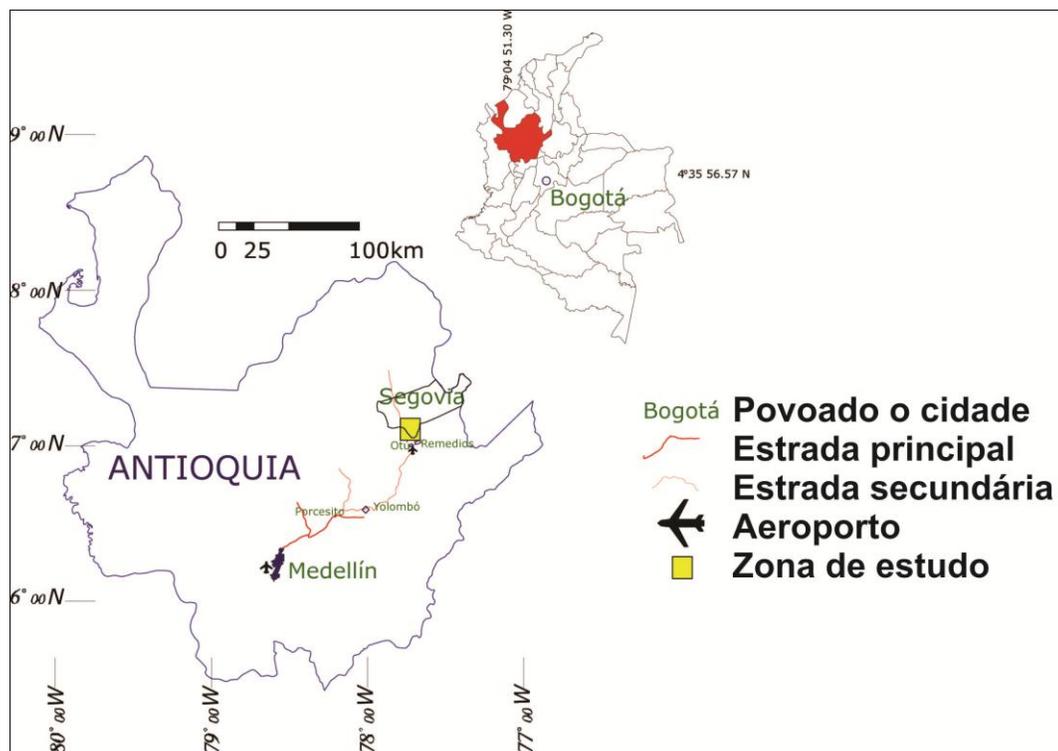


Figura 1.2 Localização geral da zona de estudo. Fonte: Gobernación de Antioquia

1.3 GEOLOGIA REGIONAL

A cordilheira dos Andes ao sul da Colômbia divide-se em três ramos, assim chamados de leste para oeste: Cordilheiras Oriental, Central e Ocidental (Figura 1.1). Cada ramo possui diferentes características estruturais, litológicas, paleogeográficas e tectônicas, razão pela qual o território colombiano é considerado como um mosaico de terrenos (Etayo-Serna, 1983; Toussaint e Restrepo, 1988 (figura 1.3)). No entanto, é importante ressaltar que os limites propostos para os terrenos não coincidem estritamente com os limites geográficos das cordilheiras. As cordilheiras são separados pelas bacias intramontanhas dos rios Magdalena e Cauca-Patia. Além desses ramais, existem sistemas orográficos menores, tais como a serra de San Lucas, a Sierra Nevada de Santa Marta, a Serrania de la Macarena e a Serrania do Baudó.

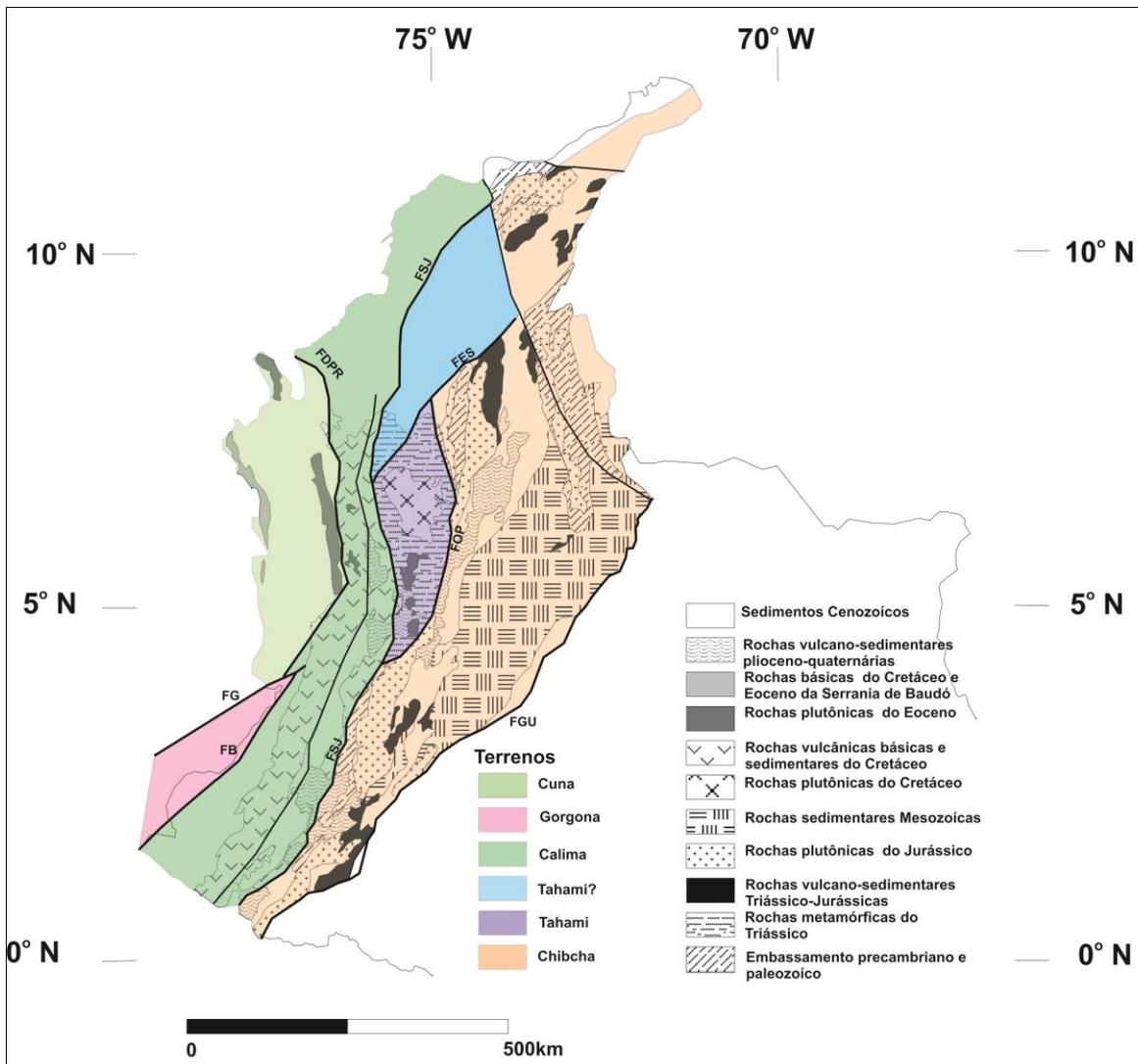


Figura 1.3 Mapa geológico simplificado dos Andes na Colômbia. FGU Falha de Guaicaramo; FOP Falha de Otú-Pericos; FSJ Falha de San Jerónimo; FES Falha Espíritu Santo; FDPR Falha Dabeiba Pueblo Rico; FB Falha de Buenaventura; FG Falha de Garrapatas. Tomado de Toussaint, 1993.

A cordilheira Oriental juntamente com a porção leste da cordilheira central, a serra de San Lucas e parte da Sierra Nevada de Santa Marta constituem o terreno chibcha (Toussaint e Restrepo, 1988), que exibe rochas do embasamento ígneo-metamórfico de idades proterozóica e paleozóica, sobre o qual foram depositadas sequências sedimentares do paleozóico, mesozóico e cenozóico. Intrudindo essas sequências se observam corpos ígneos do paleozóico inferior e jurássico, além de pequenos corpos ígneos do Cretáceo. O contexto geotectônico para o mesozóico deste terreno é controverso, sendo que existem duas propostas: de um lado se sugere que esta região foi submetida a um evento de

rifteamento (Mojica e Kammer, 1994) e, por outro, uma margem continental ativa com desenvolvimento de uma bacia transarco (Bayona, 1994, Toussaint, 1996). A acreção deste bloco à margem NW da placa sulamericana provavelmente ocorreu no fim do paleozóico ao longo da falha de Guaicaramo (Toussaint e Restrepo, 1988). No entanto, dados paleomagnéticos mais recentes (Bayona *et al*, 2006) indicam que houve uma significativa translação deste terreno durante o mesozóico inferior em relação ao oriente colombiano.

A porção central da cordilheira central constitui o terreno Tahami (Toussaint e Restrepo, 1988), que contém principalmente rochas metamórficas de idade triássica, intrudidas por grandes corpos ígneos do Mesozóico e Cenozóico. Este bloco litosférico está separado do terreno Chibcha pela falha de Otu-Pericos.

A cordilheira ocidental, juntamente com a porção ocidental da cordilheira central, constitui o terreno Calima. É constituído principalmente por rochas vulcânicas e sedimentares de afinidade oceânica, com idade cretácica e cenozóica, e é intrudido por corpos plutônicos e subvulcânicos do tipo pórfiro.

Diferentes ciclos tectônicos têm afetado o território colombiano durante o fanerozoóico, sendo que o terreno chibcha foi afetado pela orogênese caledoniana, gerando um metamorfismo de baixo grau e magmatismo cálcio-alcálico. O terreno Tahami foi metamorfizado durante o triássico, provavelmente como resultado de uma orogênese do tipo andino que também apresenta registro no Equador e no Peru (Restrepo *et al*, 2011). A configuração atual dos Andes na Colômbia é o resultado de diferentes eventos acrecionais de terrenos oceânicos à margem NW da América do Sul durante o Cenozóico, como resultado da interação das placas de Nazca, Sulamericana e do Caribe, sendo que a fase mais importante da orogénia andina ocorreu durante o Mioceno.

1.4 GEOLOGIA LOCAL

O setor norte da cordilheira Central compreende rochas metamórficas de idade proterozóica, além de rochas metamórficas de idade triássica, rochas ígneas plutônicas de provável idade jurássica, rochas ígneas de idade cretácea e rochas vulcano-sedimentares (Figura 1.4). As rochas metamórficas de idade triássica e as rochas ígneas cretáceas estão separadas do resto dos conjuntos pela falha Otú. A ordem geocronológica da unidade mais velha para a mais jovem é a seguinte:

- Rochas metamórficas do proterozóico: Gnaisses de San Lucas
- Rochas metamórficas do triássico: Complejo Cajamarca
- Rochas ígneas do jurássico: Batólito ou Diorito de Segovia
- Rochas ígneas do Cretáceo: Stock de la Culebra

1.4.1 Gnaisses de San Lucas

Os gnaisses de San Lucas estão compostos por rochas metamórficas de fácies anfíbolito, que constituem o embasamento da região leste da falha Otú. A área de estudo abrange, principalmente, anfíbolitos, gnaisses quartzosos, além de corpos menores de mármore (Alvarez *et al.*, 2007).

Em rochas similares, localizadas ao Sul e Nordeste da área de estudo, as idades são Pré-Cambrianas (Ordóñez *et al.*, 1999, Cuadros, 2012), entre 1,55 e 0,9 Ga.

1.4.2 Complexo Cajamarca

O Complexo Cajamarca é composto por rochas metassedimentares do triássico e granitos permianos que foram metamorfizados até o fácies anfíbolito. Nas imediações de Segovia ocorrem quartzo micaxisto, gnaisses, corpos menores de hornblenda xisto, quartzitos e mármore. O grau de metamorfismo é baixo perto da falha Otú, com metamorfismo de fácies xisto verde aumentando para oeste, chegando a atingir o fácies anfíbolito médio a alto.

1.4.3 Batólito de Segovia

Os corpos ígneos do denominado Batólito de Segovia compreendem, principalmente, dioritos, quartzodioritos, granodioritos e fácies marginais compostas por gabros. Sua forma alongada, paralela ao eixo da cordilheira, possui extensão de mais de

5.600 Km², somando os corpos espacialmente relacionados ao sul e a leste (Gonzalez & Londoño, 2002).

Feininger *et al.* (1972) obtiveram idade K-Ar de 160 ± 7 Ma em um stock ao sul do corpo principal, a qual é até hoje o único dado geocronológico do corpo. Ordoñez (2001), entretanto, questionou essa idade e demonstrou que o stock apresenta diferenças isotópicas muito significativas em relação às rochas ígneas do batólito. Além disso, a idade é questionável devido à localidade onde foi coletada a amostra corresponder a uma zona de contato com anfíbolitos, onde há presença de brechas de intrusão.

Alvarez (1983) sugeriu tendência cálcio-alcálica para o batólito, por sua semelhança com outras rochas ao sul da Colômbia, que possuem assinatura geoquímica de magmas cálcio-alcálico.

1.4.4 Stock de la Culebra e stock de Santa Isabel

O Stock de la Culebra foi assim denominado por Ordoñez *et al.* (2005) para quartzo diorito que aflora ao oeste da falha Otú, o qual provavelmente possui relação genética com o batólito Antioqueño, de idade cretácica superior. O Stock intrude as rochas metamórficas pertencentes ao complexo Cajamarca.

O Stock de Santa Isabel corresponde a um corpo de 96 Km² localizado a sul da área estudada. É composto principalmente por granito e granodiorito. Sua idade é interpretada como sendo do Cretáceo Inferior, pois o Stock intrude as rochas pertencentes ao Complexo Cajamarca e é intrudido pelo Batólito Antioqueño.

1.4.5 Rochas vulcânicas e sedimentares do Cretáceo

A leste do povoado de Segovia se encontra uma faixa de rochas vulcânicas compostas de andesitos e dacitos, juntamente com folhelos e argilitos que contêm amonites pertencentes ao cretáceo inferior. Estes conjuntos se acham intensamente fraturados (Feininger *et al.*, 1972).

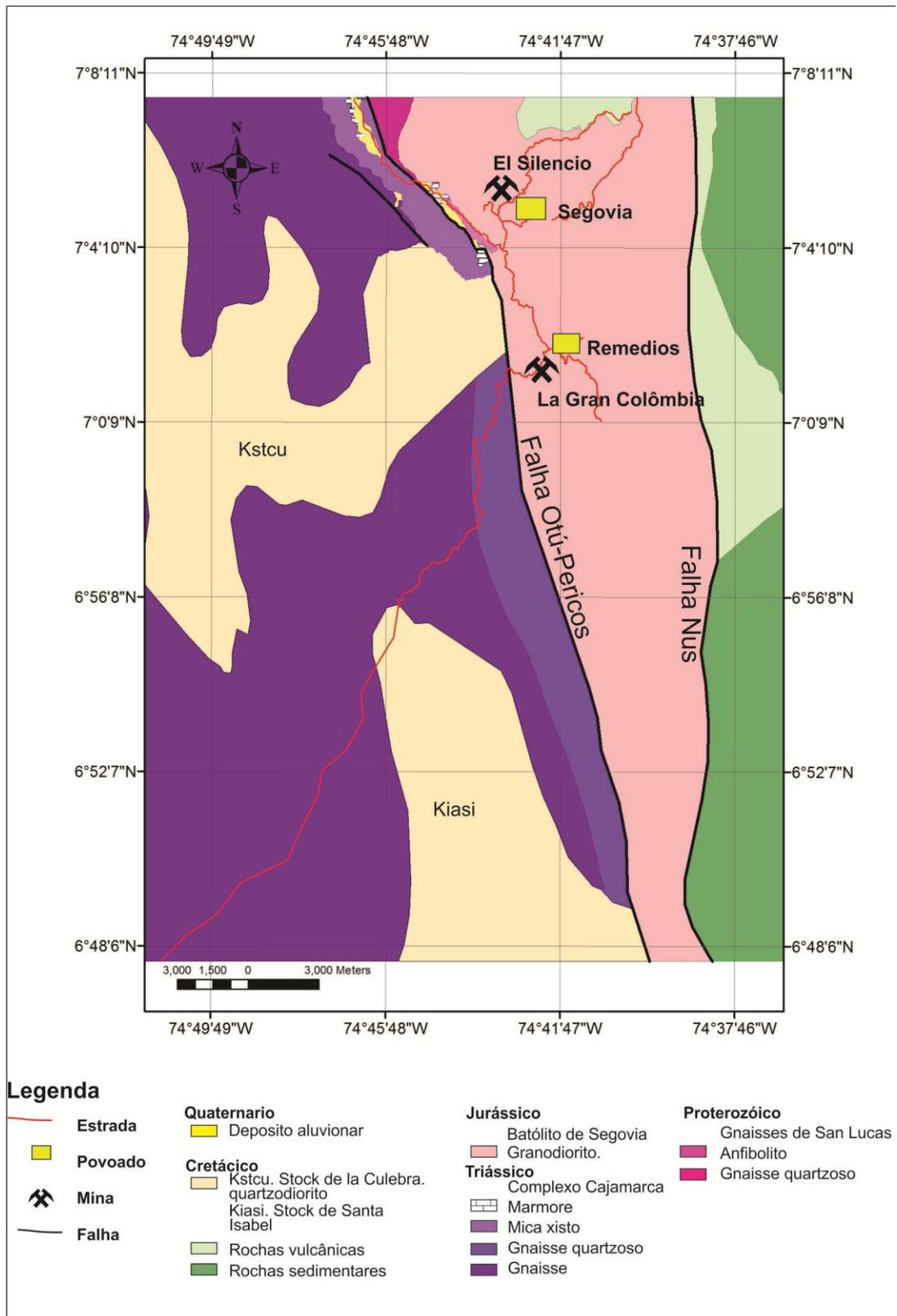


Figura 1.4 Mapa geológico regional da zona de estudo (Ingeominas 2001). Escala 1:100.000

1.5 EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO SOBRE OS DEPÓSITOS MINERAIS DO DISTRITO MINEIRO SEGOVIA-REMÉDIOS

São poucos os estudos que objetivam estabelecer os controles dos depósitos minerais no Distrito mineiro Segovia Remedios (DMSR), sejam estes de caráter estrutural ou metalogênico. No século passador, as publicações corresponderam a informes internos elaborados pelos geólogos da antiga *Frontino Gold Mines Ltda*, além de trabalhos focalizados na paragênese mineral dos veios em minas específicas. Nesse sentido, destacam-se os trabalhos de Tremlett (1955), Russell (1959) e Bonolli (1959) (in Sanchez *et al.*, 2007), de acordo com os quais os padrões estruturais dos veios são explicados por meio de sistemas de cisalhamento gerados durante as etapas finais da cristalização do Batólito de Segovia. Segundo eles a direção principal do esforço (σ_1) teria uma orientação N11W.

De acordo com estudos atuais, os veios do Distrito Segovia-Remedios são agrupados em quatro sistemas principais (Echeverry *et al.*, 2009), a saber:

- - Sistema Silencio (N10-30E/30-40SE)
- - Sistema Cogote (N45-60W/35-50NE)
- - Sistema Vertical (N45W/70E)
- - Sistema Providencia (E-W/30-40N)

O sistema de maior importância econômica é o sistema Silencio.

Uma distribuição esquemática dos veios em relação à Falha Otú-Pericos está representada na figura 1.5.

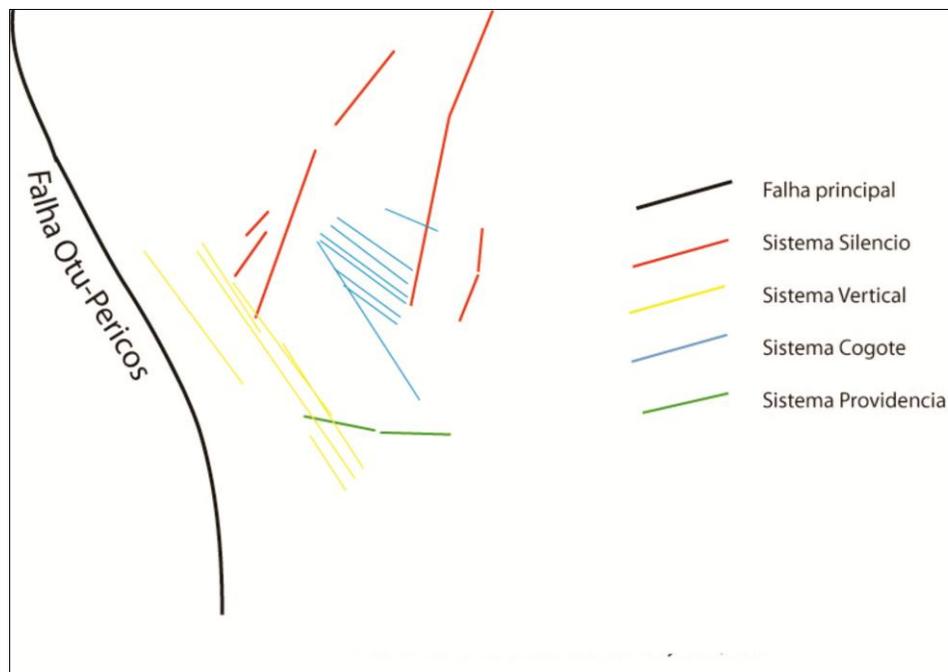


Figura 1.5. Distribuição esquemática dos principais sistemas de veios no DMSR (Echeverry *et al.*, 2009).

As características estruturais exibidas pelos veios são compatíveis com um regime de deformação dúctil-rúptil, sendo a rúptil observada nos depósitos de ouro orogénico, tipo mesozonal/epizonal, com alta pressão de fluidos (Ordóñez *et al.*, 2005).

A classificação dos depósitos da região é ainda mais controversa. Segundo Bonolli (1959) (in Sanchez *et al.*, 2007), e Feininger *et al.* (1972), os depósitos minerais estão relacionados a soluções hidrotermais, produto da cristalização do diorito de Segovia. Porém, esses autores não investigaram detalhadamente a gênese dos veios mineralizados.

A controvérsia foi amenizada no início deste século, com classificações variando entre depósitos de tipo orogénico (Rodríguez, 2007), mesotermiais (Manco *et al.*, 2010), ou intrusion-related (Sillitoe, 2009).

1.6 OBJETIVOS

1.6.1 Objetivo Geral

Este trabalho objetivou integrar dados geológicos, petrológicos, de inclusões fluidas e isotópicos para aprofundar o conhecimento geológico do Distrito Mineiro Segovia-Remedios e propor um modelo metalogênico para as mineralizações de ouro em duas minas pertencentes ao Distrito, El Silencio e Gran Colombia.

1.6.2 Objetivos Específicos

Os objetivos específicos do trabalho foram:

-Contribuir para o conhecimento da geologia local do distrito mineiro, em particular das rochas intrusivas em que está encaixada a mineralização, mediante o uso de dados de geologia, petrografia, química mineral, litogeoquímica, dados de Sm-Nd e geocronologia.

-Caracterizar a mineralização de ouro, sua paragênese e sua relação com a alteração hidrotermal;

-Estabelecer as propriedades físico-químicas e condições de aprisionamento dos fluidos mineralizadores, por meio do estudo de inclusões fluidas dos veios mineralizados;

-Determinar possíveis fontes ou reservatórios de ouro para estes depósitos usando isótopos estáveis de C e O em carbonatos.

1.7 MATERIAIS E MÉTODOS

Para se alcançar os objetivos acima, foram utilizados dados cartográficos, geológicos, petrológicos e isotópicos, conforme a metodologia abaixo:

a) Os dados cartográficos empregados foram mapas geológicos regionais escala 1: 100.000 (Feiniger *et al.*, 1972) e mapas de geologia local da empresa “GranColombia Gold S.A”;

b) Foram realizadas duas etapas de campo. A primeira, nos meses de fevereiro-março de 2011, teve duração de 15 dias; e a segunda, no mês de agosto do mesmo ano, teve duração de cinco dias. Durante o campo, foram coletadas amostras dentro e fora das minas para estudos petrográficos, geoquímicos, de química mineral e isotópicos. Três amostras de rocha encaixante da Mina Providência foram utilizadas para comparação;

c) Para a obtenção dos dados petrológicos para a caracterização das rochas encaixantes e veios foram seguidos os seguintes procedimentos:

- Petrografia detalhada de amostras dos granitos, diques e veios mineralizados, utilizando os microscópios petrógraficos Olympus BX-61 e Zeiss AX-100, no laboratório de microscopia do IG/UnB;

- Obtenção dos dados de química mineral por Microsonda Eletrônica JXA-8230 da Jeol, no IG/UnB. Padrões naturais e sintéticos foram utilizados para a calibração. As condições de operação foram de 15kV e corrente de 20nA, com tempo de contagem de 10s. A redução e o processamento dos dados foram feitas usando planilhas Excel disponíveis na internet.

- Moagem em panela de ágata de 18 amostras para análises de elementos maiores, menores, traços e terras raras no laboratório ACME (analytical laboratories/Canadá), conforme metodologia e limites de detecção apresentados na tabela 1.1.

Tabela 1.1 Metodologia e limites de detecção utilizados para a análise das amostras de litogeológica no Laboratório ACME.

MÉTODO DE ANÁLISE	ELEMENTOS DOSADOS (LIMITE DE DETECÇÃO)
ICP-ES Fusão com LiBO ₂ /Li ₂ B ₄ O ₇	SiO ₂ (0,01%), Al ₂ O ₃ (0,01%), Fe ₂ O ₃ (0,04%), CaO(0,01%), MgO(0,01%), MnO(0,01%), Na ₂ O(0,01%), K ₂ O(0,01), TiO ₂ (0,01%), P ₂ O ₅ (0,01%), Cr ₂ O ₃ (0,002%),
ICP-MS Fusão com LiBO ₂ /Li ₂ B ₄ O ₇	Ba(1ppm), Be(1ppm), Co(0,2ppm), Cs(0,1ppm), Ga(0,5ppm), Hf(0,1ppm), Nb(0,1ppm), Rb(0,1ppm), Sn(1ppm), Sr(0,5ppm), Ta(0,1ppm), Th(0,2ppm), U(0,1ppm), V(8ppm), W(0,5ppm), Y(0,1ppm), Zr(0,1ppm), La(0,1ppm), Ce(0,1ppm), Pr(0,02ppm), Nd(0,3ppm), Sm(0,05ppm), Eu(0,02ppm), Gd(0,05ppm), Tb(0,01ppm), Dy(0,05ppm), Ho(0,02ppm), Er(0,03ppm), Tm(0,01ppm), Yb(0,05ppm), Lu(0,01ppm),
ICP-MS Digestão com água régia	Au(0,5ppb), Ag(0,1ppm), As(0,5ppm), Bi(0,1ppm), Cd(0,1ppm), Cu(0,1ppm), Hg(0,1ppm), Mo(0,1ppm), Ni(0,1ppm), Pb(0,1ppm), Sb(0,1ppm), Se(0,1ppm), Tl(0,1ppm), Zn(0,1ppm),

- Obtenção de idades U-Pb em duas amostras de granitos para a investigação da idade de cristalização do batólito de Segovia, pelo método ²³⁵U-²⁰⁷Pb em zircão. Os zircões foram concentrados e montados em uma resina epox para fazer imagens de BSE (elétrons retroespalhados).

As determinações isotópicas foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília-UnB. O equipamento utilizado foi o Laser Ablation ICP-MS multi-coletor, que usa um laser de corrente concentrada para vaporizar pequenas quantidades de amostra de zircão contidas numa cela fechada. O material evaporado é transportado em gás Hélio (gas transportador), desde a cela ate o ICP-MS para a quantificação isotópica.

As condições analíticas foram as seguintes: padrão usado GJ, método de varredura linear (2x)/pre-ablation; diâmetro do laser: 30 μ m; energia (%): 65%; energia (J/cm³): 0,15; frequência: 12Hz; tempo de aquisição: 40s; fluxo de Argônio: 0,903; fluxo de Helio: 0,4.

- Estudo petrográfico e microtermométrico de inclusões fluidas em 9 amostras dos veios mineralizados, em secções duplamente polidas, na Universidad Nacional de Colombia e na Universidade de Brasília. Os dados de microtermometria foram obtidos em platina Linkam THMSG 600/TMS 93, com sistema de resfriamento LNP2. A calibração do equipamento foi realizada utilizando-se inclusões fluidas de padrões sintéticos FLUID INC. A reprodutibilidade dos dados foi de 0,2°C entre -60°C e 30°C e de 2°C para temperaturas acima deste valor.

- obtenção de dados de Sm-Nd no Laboratório de Geocronologia da UnB. A partir dos resultados das análises litogeoquímicas, foram selecionadas 9 amostras para obtenção destes dados. As análises isotópicas foram executadas segundo procedimentos descritos por Gioia & Pimentel (2000). A extração do Sm e Nd foi feita por sucessivos ataques de ácidos. A concentração de Sm e de Nd foi determinada por diluição isotópica, que mistura a amostra com *spike* de ¹⁴⁹Sm–¹⁵⁰Nd. Posteriormente, ETR e Sr foram concentrados em colunas cromatográficas de troca catiônica com resina Bio-Rad AG 50W-X8 200-400 *mesh*. O segundo passo compreendeu separação de Sm e Nd por meio de cromatografia por fase reversa em colunas com HDEHP (di-2-etil-hexil ácido fosfórico) em recipiente de Teflon. Alíquotas de Sm e Nd foram carregadas sobre filamentos de Re de dupla evaporação, e as medidas isotópicas foram levadas a um espectrômetro de massa multi-coletor Finnigan MAT-262 em modo estático. Para razões ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, as incertezas são melhores que 0.1% (2 σ) e 0,003% (2 σ) respectivamente, de acordo com análises repetidas do padrão internacional BHVO-1.

- Análises de isótopos estáveis de ¹³C e ¹⁸O em calcitas dos veios mineralizados, separadas mecanicamente e com ajuda de uma lupa

binocular. O equipamento utilizado foi o IRMS delta plus advance (Thermo) acoplado a um acessório Gas Bench II, do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. A amostra reage com ácido fosfórico (H_3PO_4) concentrado ($d=1,92\text{g/cm}^3$) a uma temperatura de 72°C , sendo os resultados apresentados na forma de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, relativamente aos padrões VPDB (Viena PeeDee Belemnite) e VSMOW(Viena Standard Mean Ocean Water), respectivamente.

CAPITULO II- GEOLOGIA LOCAL, PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO BATÓLITO DE SEGOVIA E DOS DIQUES MÁFICOS

2.1 INTRODUÇÃO

O objetivo do presente capítulo é apresentar a caracterização geológica das rochas encaixantes da mineralização de ouro do distrito mineiro Segóvia-Remédios, constituídas pelo batólito de Segovia e diques máficos, por meio de dados de campo, petrógraficos, de química mineral, geoquímicos e isotópicos. Os resultados obtidos permitem fazer interpretação petrogenética das rochas e propor a evolução tectônica da região.

2.2 GEOLOGIA LOCAL

A área estudada compreende um setor perto dos povoados de Segovia e Remedios (Figura 2.1), no Departamento de Antioquia, nos quais se situam as minas de El Silencio e La Gran Colombia, além de inúmeros garimpos de ouro.

As estruturas mais importantes na zona estudada correspondem a falhas subverticais, sendo a mais importante a falha de Otú-Pericos, com direção geral N-S e inflexões N40W, que separa um bloco de rochas metamórficas proterozóicas intrudidas pelo batólito de Segovia de um bloco de rochas metamórficas do Triásico (Restrepo *et al*, 2011). Seguem-lhe em importância falhas subverticais rúpteis com duas direções, N40W e N50E, com rejeitos de dezenas de metros, que deslocam veios mineralizados.

Com base nas observações de campo e na petrografia, o batólito foi definido como constituído de quartzo diorito e granodiorito a tonalito. Não foram observadas relações que permitissem estabelecer uma cronologia relativa entre as duas unidades. Diques de microdiorito e de andesitos porfiríticos cortam as rochas ígneas intrusivas e são comumente concordantes com os veios auríferos.

2.3 BATÓLITO DE SEGOVIA

2.3.1 Geologia e petrografia

As rochas pertencentes ao Batólito de Segovia foram divididas na área de estudo em quartzo diorito, os quais afloram principalmente na borda ocidental do batólito, e granodioritos a tonalitos, aflorantes na área e no interior das minas (Figura 2.1). Esta divisão é uma primeira tentativa de cartografar com maior nível de detalhe as relações entre os corpos intrusivos da região. Além da amostragem dos diferentes tipos de granitos, essa subdivisão se baseia nas características do solo e em imagens de satélite, devido à escassez de afloramentos. O contato entre o quartzo diorito e o granodiorito é irregular.

O quartzo diorito está limitado a oeste pela falha de Otú-Pericos e por uma faixa de rochas metamórficas de possível idade proterozóica em fácies anfíbolito, nas quais é intrusivo, gerando brechas de intrusão .

Relações de corte estabelecidas em furos de sondagem permitem concluir que existem diques graníticos tardios, que podem representar estágios finais na cristalização do granodiorito..

Macroscopicamente, os granitos possuem textura fanerítica de granulação média, com índice de cor de 15 a 20 para o granodiorito e tonalito e 25 a 30 para o quartzo diorito. Os minerais essenciais são plagioclásio, quartzo e feldspato potássico, com anfíbólio e biotita como minerais máficos varietais. Como minerais acessórios se destaca a presença de magnetita disseminada.

Microscopicamente, as rochas apresentam textura subdiomórfica (Prancha 2.1B), composta por uma assembleia mineralógica de plagioclásio, quartzo e ortoclásio, com hornblenda verde a marrom e biotita avermelhada. A textura é localmente porfirítica, com fenocristais de plagioclásio em uma matriz de plagioclásio, quartzo e ortoclásio.

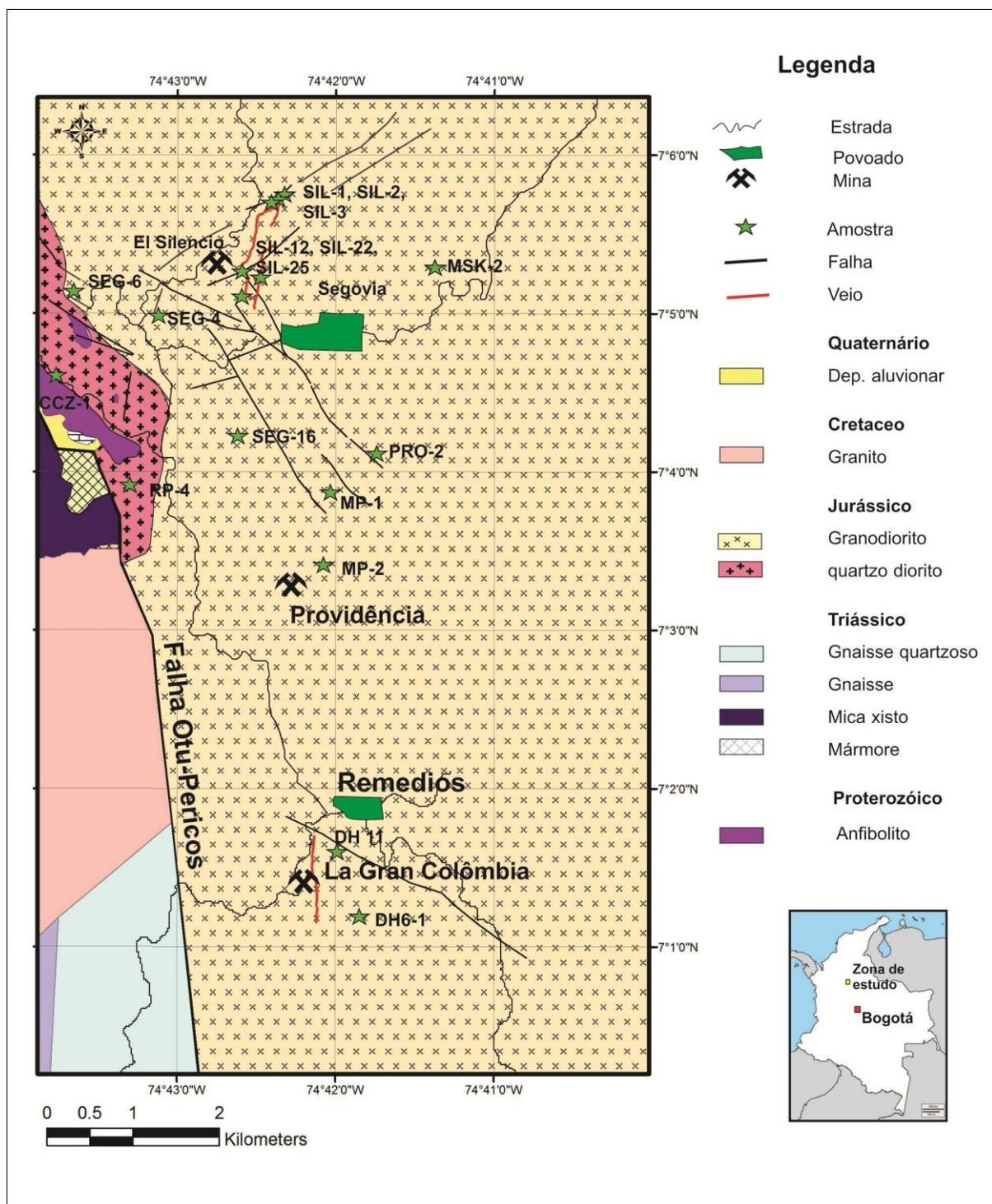


Figura 2.1. Mapa geológico local, modificado de Alvarez et al., 2007, contendo localização de parte da amostragem.

Em quase todas as amostras, a textura ígnea está bem preservada, à exceção das rochas que se acham perto de zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis, onde há diminuição do tamanho dos grãos, extinção ondulante, formação de subgrãos e lamelas de deformação no quartzo (Prancha 2.1E), além de maclas de deformação e uma ligeira curvatura no plagioclásio, o que sugere deformação a temperaturas relativamente baixas (300-400°C) (Passchier & Trouw, 1998).

O plagioclásio é euedral a subhedral, com geminação albita, albita-carsbald e albita-periclina, frequentemente zonados, cujo tamanho varia de 1-5 mm. O teor de anortita varia entre An₂₅ e An₄₀. Em alguns casos, as bordas dos grãos de plagioclásio apresentam inclusões de quartzo formando um anel de grãos arredondados (Prancha 2.1G), indicando possivelmente uma mistura de magmas (Winter, 2009) ou uma reação entre plagioclásio e quartzo cristalizado prematuramente com líquidos residuais do magma. Alguns grãos de plagioclásio apresentam textura poiquilítica envolvendo anfibólios.

Petrograficamente é possível distinguir três tipos de biotita: primária, primária reequilibrada e neoformada (Pranchas 2.1C e 2.1D, respectivamente). A biotita primária ocorre como cristais de 1 a 5mm, com pleocroísmo de pardo pálido a castanho avermelhado. A biotita reequilibrada ocorre em grupos de cristais menores, substituindo a biotita primária, ou com textura sagenítica, formada pelo intercrescimento de agulhas de rutilo que se intersectam a um ângulo de 60° no interior da biotita. A biotita neoformada, de 0,2 a 1,5mm, possui pleocroísmo de incolor a verde oliva.

A hornblenda se apresenta em cristais euédricos cujo tamanho varia entre 5mm e 1cm, com prismas bem desenvolvidos e cortes transversais rômnicos, frequentemente com maclas simples. Apresentam a seguinte fórmula de pleocroísmo: X= pardo pálido; Y= pardo escuro e Z = verde ou pardo. Assim, a fórmula de absorção é $Y \geq Z > X$. O mineral é biaxial negativo, com ângulo 2V alto (>60°). Em algumas amostras, foram observados sobrecrecimentos de um anfibólio (Prancha 2.1E) verde com pleocroísmo X = pardo pálido, Y = verde escuro, Z=verde azulado e fórmula de pleocroísmo $Y > Z > X$, identificado na microsonda como tschermakita.

Na amostra RP-4, os cristais de hornblenda apresentam coroas de biotita fina com titanita secundária. Na amostra de granodiorito MSK-2, coletada a dois quilômetros a leste da mina El Silencio (Figura 2.1), foram identificados cristais raros de clinopiroxênio

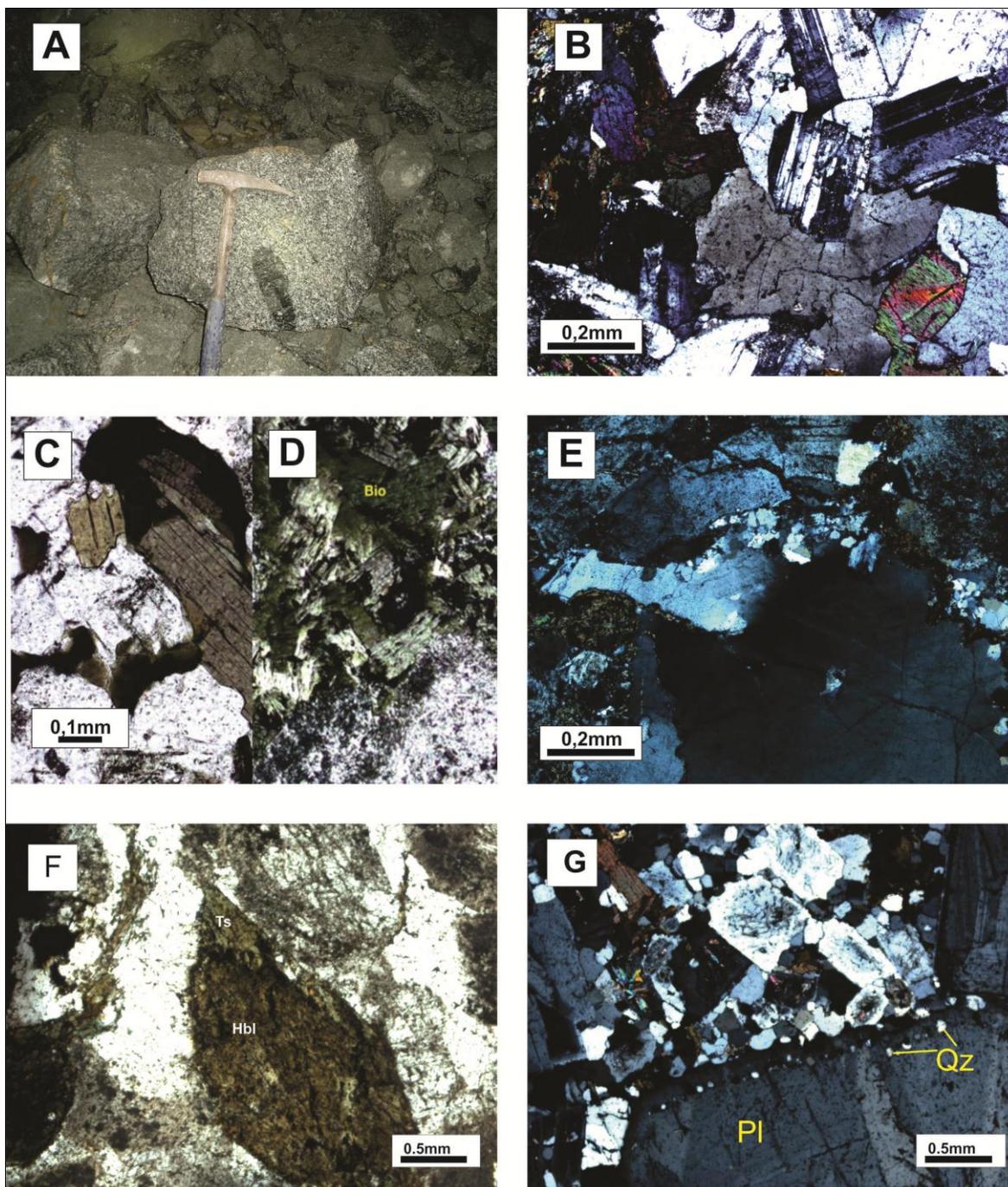
(diopsídio) como núcleos em hornblenda, com textura de núcleo e manto, sugerindo uralitização ou cristalização diretamente do magma devido a trocas composicionais, tais como aumento no conteúdo de água (Percival & Mortensen, 2002). A química mineral da biotita desta rocha é diferente da do resto das biotitas (ver item de química mineral), sugerindo que se trata provavelmente de outra rocha.

O quartzo é anedral, em alguns casos com textura de embainhamento. O feldspato alcalino corresponde a ortoclásio nos granodioritos e quartzo dioritos, sendo geralmente intersticial e com textura perítica. No entanto, em uma amostra de dique granítico observam-se dois tipos de feldspato alcalino, microclínio e ortoclásio.

Os minerais acessórios mais comuns são magnetita, apatita, titanita e zircão, em ordem decrescente de abundância. A presença de allanita foi determinada em uma amostra de granodiorito. Os minerais de alteração mais comuns nas rochas são clorita e fengita, formadas a partir de biotita; fengita formada a partir de plagioclásio; e titanita derivada de biotita, além da presença de biotita hidrotermal.

A seqüência proposta para a cristalização dos minerais é: hornblenda e plagioclásio, seguidos de biotita e, posteriormente, quartzo e ortoclásio. A cristalização dos minerais acessórios ocorreu provavelmente nos primeiros estágios da cristalização do magma, pois muitos aparecem como inclusões na hornblenda ou no plagioclásio.

O granodiorito das minas El Silencio e Gran Colombia possui muitos microenclaves máficos (Prancha 2.1A), compostos principalmente de plagioclásio e hornblenda, com quartzo subordinado. Estes enclaves apresentam textura porfirítica seriada, com fenocristais de plagioclásio e anfibólio em matriz de plagioclásio, hornblenda, biotita e quartzo. Não se observa reação alguma entre o enclave e o granodiorito. Porém, a sericitização da rocha é mais forte na zona de contato entre os enclaves e o granodiorito.



Prancha 2.1 A. Aspecto macroscópico do granodiorito pertencente ao batólito de Segovia, no qual se observa a presença de microenclaves máficos. B Textura hipidiomórfica na amostra MSK-2 XPL. C e D. Biotitas primária (marrom) e secundária (verde), respectivamente. Notar a diferença na cor do mineral. E. Extinção ondulante, formação de subgrãos e lamelas de deformação em quartzo (amostra SEG-4, XPL). F. Sobrecrecimentos de tschermakita em hornblenda (amostra RP-4). G. Borda de quartzo em fenocristal de plagioclásio.

Em relação à moda (tabela 2.1) as rochas foram classificadas no diagrama QAP proposto por Streckeisen (in Le Maitre, 1989) como granodioritos, em sua maioria, seguidos de quartzo dioritos, com tonalitos, monzogranito e quartzo monzodiorito subordinados (Figura 2.2).

Tabela 2.1 composição modal das amostras analisadas. P: plagioclásio A: feldspato alcalino, Q: quartzo, H: hornblenda, B: biotita, CPX: clinopiroxênio, ACC acessórios, CHL: clorita

AMOSTRA	P	A	Q	H	B	CPX	ACC	CHL
DH6 1A	49,35	10,32	25,8	8,76	4,37	0	1	0,4
SIL-1	34,71	1	31,4	17,7	11,6	0	2,1	1,49
SIL-2	74,2	0,2	15,3	0,2	8,3	0	1,1	0,7
SEG-6	49,8	11,1	26,1	6,5	4,1	0	1,2	1,2
RP-4	40,1	6,3	13,5	24,3	14,7	0	1,1	0
CCZ-1	59,3	1,1	33	0	0	0	0,1	0
DH-11	12,65	56,85	26,3	0	3,1	0	0,6	0,5
MSK-2	44,9	13,9	19,6	11,1	9,5	0,1	0,1	0,8
MP-2	49,9	11,6	21,1	9,9	2,2	0	1	4,3
SEG-4	44,3	13,3	33,2	0	8,2	0	1	0
QA-4	73,1	3,4	7,5	4,1	0	10,5	0,4	1

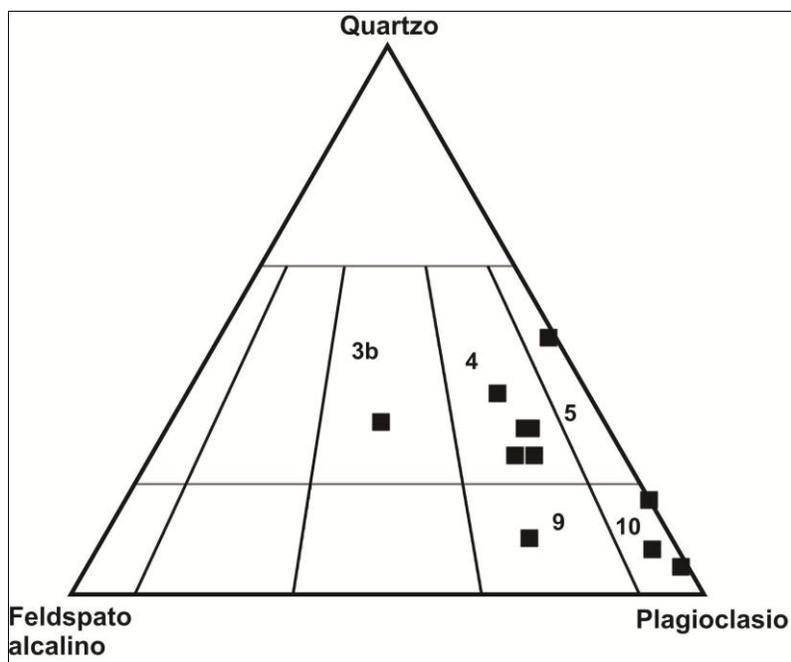


Figura 2.2. Diagrama QAP de Streckeisen para as rochas do batólito de Segovia (Le Maitre et al, 1989). 3b: granito; 4: granodiorito; 5: tonalito; 9: quartzo monzodiorito/Monzogabro 10: Quartzo diorito/gabro

2.3.2 Química mineral

Como uma ferramenta para caracterizar quimicamente e petrologicamente alguns minerais essenciais, bem como contribuir para o entendimento das condições de cristalização das rochas graníticas e seu ambiente tectônico, foram analisados os seguintes minerais por Microsonda Eletrônica: biotita, anfibólio e plagioclásio.

2.3.2.1 Biotita

Os resultados das análises das biotitas do Batólito Segovia encontram-se no anexo 1. As biotitas foram plotadas em um diagrama $Mg/(Mg+Fe) \times Al^{IV}$ para micas trioctaédricas não litiníferas (Figura 2.3). O mineral situa-se no campo intermediário entre annita e flogopita, com $X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$ entre 0,32 e 0,57. No entanto, se observa uma dispersão considerável em relação ao conteúdo de Al^{IV} (2,3 a 2,7). Os conteúdos de TiO_2 e BaO são elevados, atingindo valores de 4,4 e 1,35%, respectivamente (Anexo 1). Por sua vez, o conteúdo de Cl varia entre 0 e 0,31%, sendo os valores mais altos os da amostra MSK-2, na faixa entre 0,17 e 0,31%. A amostra, que corresponde a um granodiorito coletado perto da mina Sandra K, localizada dois quilômetros a leste da mina El Silencio (Figura 2.1), possui também os maiores teores de Ti e Ba e teores mais altos de FeO(t), entre 20,8 e 22,17%. Essa rocha, portanto, em que foi identificado clinopiroxênio, possui características que a distingue do granodiorito predominante na região.

A biotita interpretada como primária na petrografia possui os mais altos valores de TiO_2 , na faixa 3,1-4,4%, conteúdos mais baixos de MgO, entre 9,5 e 11,8%, e Al_2O_3 entre 13,7 e 18,7%. As primárias reequilibradas apresentam diminuição no conteúdo de TiO_2 , na faixa 1,6-2,8%, um ligeiro aumento nos conteúdos de MgO e Al_2O_3 , com valores entre 11,6 e 12,1%: e 15,6 e 20,1%, respectivamente. A biotita verde, considerada neoformada, apresenta os valores mais baixos de TiO_2 , entre 0,5 e 1,2%, MgO entre 11,5 e 13,2% e Al_2O_3 entre 15,7 e 17,2% (Anexo 1; Figura 2.3).

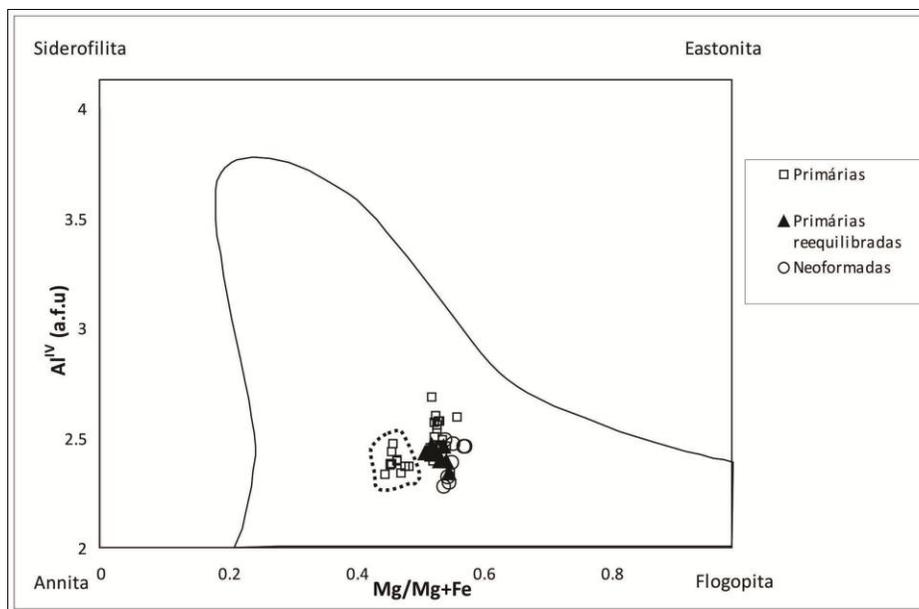


Figura 2.3. Composição das biotitas do batólito de Segovia em um diagrama $Mg/(Mg+Fe) \times Al^{IV}(a.f.u)$. A área encerrada representa o campo da maioria das biotitas naturais. A área pontilhada corresponde às análises da amostra MSK-2.

As diferentes gerações de biotita definidas na petrografia estão quimicamente discriminadas no diagrama triangular de Nachit *et al* (2005) (Figura 2.4).

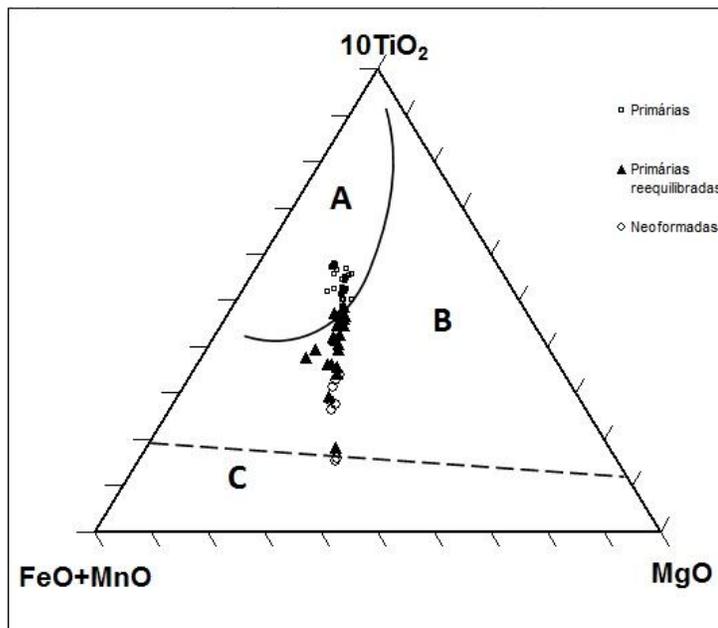
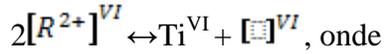


Figura 2.4. Diagrama de discriminação de biotitas Nachit *et al*, 2005. Os campos correspondem a A: biotitas primárias, B: biotitas reequilibradas, C: biotitas neoformadas

As biotitas reequilibradas e neoformada apresentam enriquecimento em $X_{MgO} + X_{MnO}$ e empobrecimento em TiO_2 , seguindo uma tendência bem definida, ilustrada na Figura 2.5. Essa tendência pode ser explicada por substituição no sítio octaédrico do tipo



$R^{2+} = Mg + Fe^{2+}(t) + Mn^{2+}$ e $[]^{VI}$ representa uma vacância no sitio octaédrico (Figura 2.5).

A correlação mais pobre é apresentada pela biotita primária. Entretanto, pode-se verificar a predominância de correlação negativa no gráfico. A amostra SEG-4, apesar de também apresentar correlação negativa entre R^{2+} e $(Ti^{VI} + []^{VI})$, possui trend distinto das demais, por apresentar menor conteúdo de R^{2+} .

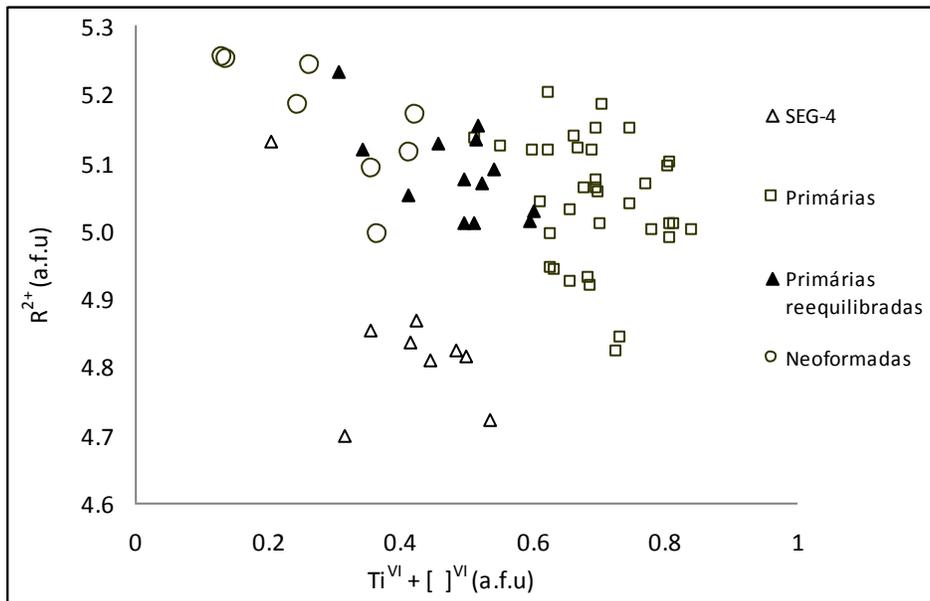
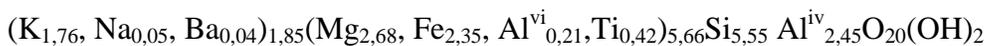


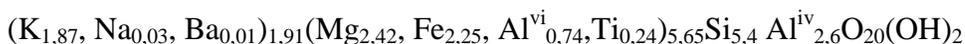
Figura 2.5 Análises da biotita do batólito de Segovia num diagrama $Ti^{VI} + []^{VI}$ (a.f.u) x R^{2+} (a.f.u)

A fórmula simplificada para a biotita é do tipo $I_2M_6 T_8O_{20}A_4$, onde I representa o sítio intercâmara; M, o sítio octaédrico; T, o sitio tetraédrico; O, oxigênio; e A, ânions. A fórmula estrutural média das biotitas estudadas, calculada para 22 oxigênios equivalentes, corresponde a

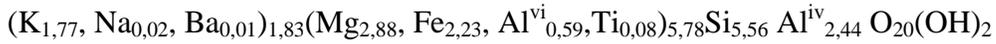
Biotita primária:



Bitotita primária reequilibrada:



Biotita neoformada:



Nos diagramas de discriminação tectônica propostos por Abdel-Rahman (1994), foram plotadas as análises da biotita primária, que se situam no campo das suítes cálcio-alcalinas, e permitem distinguir as análises da amostra MSK-2 do restante das biotitas do granodiorito (Figuras 2.6A e 2.6B).

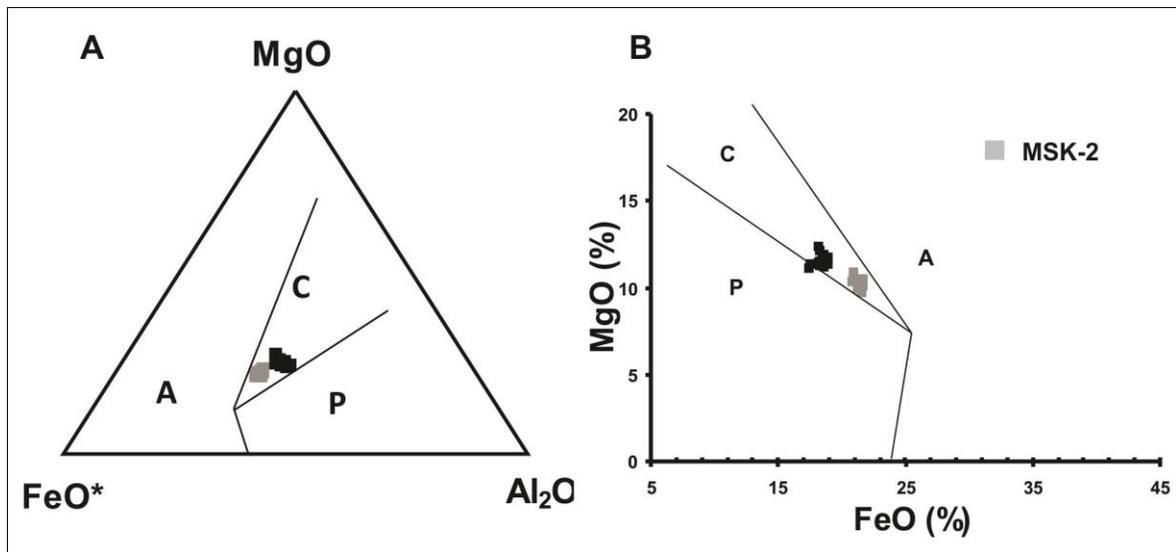
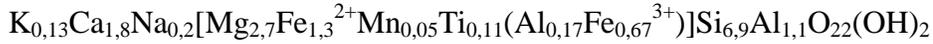


Figura 2.6 Biotita primária do batólito Segóvia nos diagramas de discriminação tectônica propostos por Abdel-Rahman (1994). **A.** Diagrama MgO-FeO*-Al₂O₃. **B** Diagrama MgO-FeO*. A=Granitos alcalinos, C=Granitos cálcio-alcalinos, P=granitos peraluminosos.

2.3.2.2 Hornblenda

Os resultados dos análises dos anfibólios encontram-se no anexo 2. Todos os grãos de anfibólio analisados pertencem ao grupo dos anfibólios cálcicos, sejam núcleos ou bordas. Para a classificação dos anfibólios levam-se em consideração os seguintes parâmetros: $(Ca+Na)_{M4} \geq 1,0$ e $Na_{M4} < 0,5$. As composições dos anfibólios no granodiorito possuem valores médios de $Ca_{M4} = 1,80$, $Si = 6,86$, $(Na+K)_A = 0,26$ e $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,65$, cuja fórmula estrutural média é :



Assim, para as rochas plutônicas, os núcleos correspondem a magnesianhornblendas (figura 2.7), de acordo com a nomenclatura proposta por Leake *et al.* (1997). Uma análise de anfíbólio de borda da hornblenda (amostra RP-4) corresponde a tschermakita, com a seguinte fórmula estrutural:

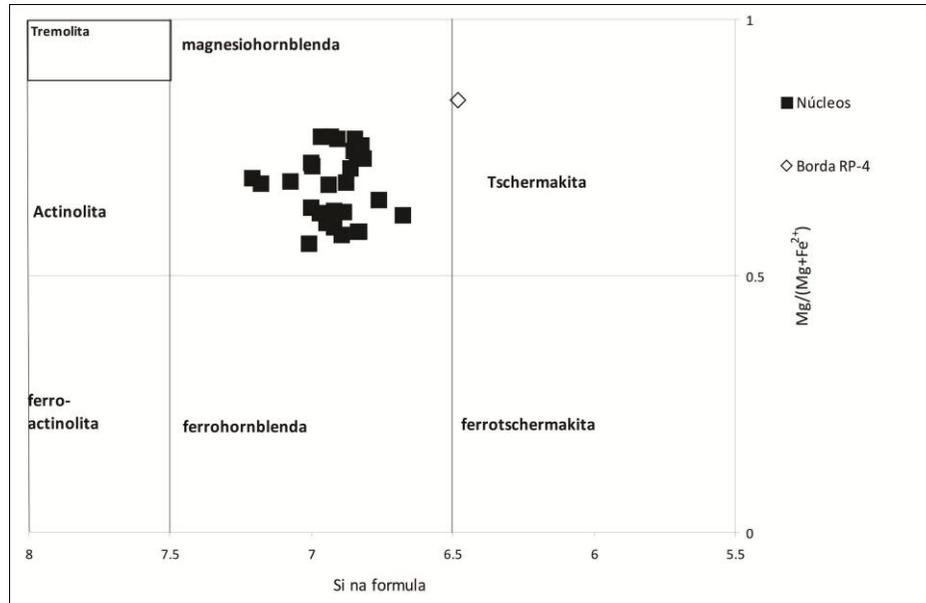
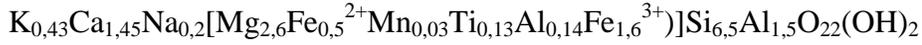


Figura 2.7. Diagrama de classificação dos anfibólios cálcicos no diagrama Si- $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ segundo Leake *et al.*, 1997. Os parâmetros do diagrama são $Ca_B \geq 1,50$, $(Na+K)_A \leq 0,5$.

Nos anfibólios analisados pode-se observar o predomínio de dois tipos de substituições: $2Al^{IV} + Ti^{VI} \leftrightarrow 2Si^{IV} + [R^{2+}]^{VI}$, responsável pela incorporação de Ti em substituição aos cátions divalentes no sítio octaédrico (Fig2.8A); e substituição de Al por Ti no sítio octaédrico, de acordo com o mecanismo $Al^{IV} + Ti^{VI} \leftrightarrow Si^{IV} + Al^{VI}$ (Figura 2.8B).

A substituição do tipo tschermak, que envolve substituição entre Al e cátions divalentes nos sítios octaédricos do anfibólio, não é evidente nas amostras estudadas, como ilustrado na figura 2.8C.

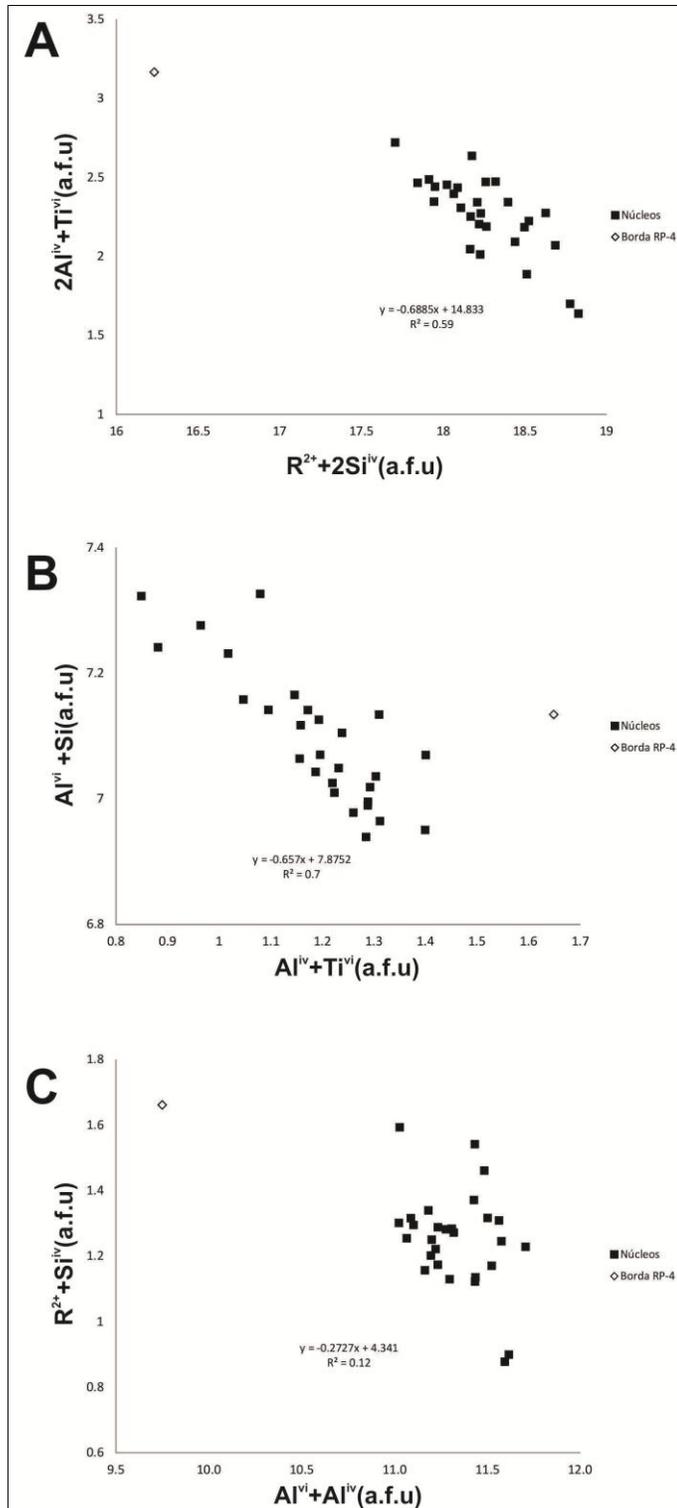


Figura 2.8 Análises da hornblenda do batólito de Segovia nos diagramas (A) $2Al^{IV} + Ti^{VI}$ vs $2Si^{IV} + [R^{2+}]^{VI}$, (B) $Al^{IV} + Ti^{VI}$ vs $Si^{IV} + Al^{VI}$ para verificar os mecanismos de incorporação de Ti e (C) o diagrama $Si^{IV} + R^{2+}$ (a.f.u) vs $Al^{IV} + Al^{VI}$, para verificar a substituição do tipo tschermak.

Vários autores têm proposto calibrações experimentais e empíricas para obter temperaturas de cristalização e profundidades de alojamento de muitos batólitos em arcos magmáticos e outros ambientes tectônicos. O conteúdo de Al na hornblenda tem sido utilizado em várias calibrações empíricas (Hammarstrom & Zen, 1986, Schimdt, 1992, Anderson & Smith, 1995) para obter dados das pressões de cristalização.

Anderson e Smith(1995) discutem os efeitos da temperatura e da fugacidade de oxigênio nas calibrações do geobarômetro e propõem uma nova calibração, levando em consideração a temperatura de cristalização do anfibólio.

A calibração proposta por Anderson e Smith (1995) corresponde à seguinte equação:

$$P(\text{kbar}) = 4,76Al - 3,01 - \left[\frac{T^{\circ}\text{C} - 675}{85} \right] \times [0,530Al + 0,005294(T^{\circ}\text{C} - 675)]$$

onde Al é a soma de Al^{IV}+Al^{VI} para 13 cátions ou na base de 23 oxigênios. Este geobarômetro precisa do conhecimento da temperatura de cristalização do anfibólio, que pode ser obtida pelo uso do geotermômetro de Holland & Blundy (1994), o qual tem sido aplicado com sucesso no batólito da Sierra Nevada em Califórnia, Batólito de Idaho e outros e que oferece calibrações baseadas nas seguintes reações:

Edenita +4 Quartzo =Tremolita + Albita (a);

Edenita + Albita = Richterita + Anortita (b).

A equação (b) geralmente resulta em estimativa de temperaturas mais baixas e mais precisas que outros termômetros (Holland & Blundy, 1994).

Usando as calibrações de Anderson & Smith (1995) para as pressões e o geotermômetro do par Anfibólio-plagioclásio de Holland & Blundy (1994), obtiveram-se os valores apresentados na tabela 2.2.

Tabela 2.2 Resultados de geotermobarometria para o anfibólio dos plutons.

Amostra	SEG-6		SEG-16		MSK-2		RP-4	
T (°C) HB2	733,2	757,5	722,2	708,4	691,4	707,9	682,5	586,4
P(Kbar)								
HB2	2,09	1,38	2,76	2,85	2,69	2,73	4,25	3,47

Os valores obtidos para a amostra RP-4 merecem uma breve discussão, pois a pressão calculada é muito elevada e a temperatura de cristalização do anfibólio, muito baixa, o que poderia levar a pensar em dois plutons alojados em diferentes condições crustais. Uma explicação muito mais simples é que os valores refletem um reequilíbrio dos minerais em condições subsolidus, o que é consistente com as observações petrográficas, pois na lâmina os anfibólios apresentam coroas de biotita e não se encontram em contato com o plagioclásio, o que impede aplicação do geotermômetro, pois os minerais não apresentam equilíbrio textural. Esses dados serão, portanto, desconsiderados.

Para as demais amostras, incluindo a MSK-2, que possui características petrográficas e químicas diferentes das outras, obtêm-se temperaturas na faixa de 690-760°C e pressões de 1,38 a 2,85Kbar, indicando profundidades de 4,6 a 9,4 km para o início da cristalização das rochas graníticas. Essas estimativas são consistentes com nível de intrusão mesozonal, coerente com a proposta de Alvarez *et al.* (2007), baseada em relações de campo.

2.3.4 Litogeoquímica

Foram analisadas dez amostras de rochas graníticas do Batólito Segovia, incluindo duas amostras do granodiorito sericitizado adjacente aos veios mineralizados, com perda ao fogo superior a 3%. Neste capítulo somente serão utilizadas análises com perda ao fogo menor do que 3%. Os dados de análise química das amostras selecionadas encontram-se na tabela 2.1

As amostras analisadas apresentam SiO₂ entre 57 e 68%, razões MgO/TiO₂ entre 3,4 e 4,9; K₂O/Na₂O < 1,17, teores de Al₂O₃ entre 14,5 e 17%, e CaO entre 2,2 e 5,5%. O conteúdo médio de Ba é de 743ppm, atingindo valores de 1.202 ppm na amostra RP-4. O valor médio de Sr é de 525ppm, e o do Rb, 63,4 ppm. As amostras não hidrotermalizadas analisadas possuem teores médios de 13,5ppm de Cu, 1,5ppm de Pb, 50ppm de Zn, e Au e Ag geralmente abaixo do limite de detecção, 0,5ppb e 0,1ppm, respectivamente.

2.3.4.1 Principais características geoquímicas

Em relação ao índice de saturação em alumina ($ISA = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ (molar), as rochas são classificadas como metaluminosas a ligeiramente peraluminosas, o

que está em concordância com a mineralogia das rochas, ou seja, presença de hornblenda, biotita e piroxênio como minerais máficos e ausência de muscovita magmática, granada, cordierita e sillimanita. Nota-se um pequeno incremento no ISA das amostras com maior conteúdo de SiO₂, mais evoluídas, situando-se no campo das rochas peraluminosas (Figura 2.9). As amostras peraluminosas possuem unicamente biotita como mineral máfico (SEG-4 e SIL-2) ou diminuição importante na proporção modal de anfibólio em relação à biotita (SEG-6).

As características petrográficas e geoquímicas das rochas graníticas do Batólito Segovia permitem classificá-las dentro dos granitos do tipo I de Chappell & White (1974).

Tabela 2.3 Resultados de litogeoquímica para as amostras do batólito de Segovia

	Qtzodiorito	Granodiorito-Tonalito						
	RP-4	SIL-1	SIL-2	SEG-4	SEG-6	SEG-16	MSK-2	DH6-1
SiO ₂	59,52	64,00	68,09	67,51	67,47	67,02	62,99	64,27
TiO ₂	0,69	0,70	0,30	0,44	0,43	0,43	0,63	0,52
Al ₂ O ₃	16,40	14,59	17,04	15,35	15,53	15,33	14,96	16,04
Fe ₂ O ₃	6,52	5,66	2,18	3,54	3,36	3,69	5,68	4,65
MgO	3,17	3,07	1,10	1,74	1,51	1,61	3,10	2,05
CaO	5,58	4,79	3,90	2,27	3,33	3,85	5,10	4,87
Na ₂ O	2,99	3,00	4,82	4,83	3,60	3,48	2,72	3,59
K ₂ O	3,09	2,28	1,23	2,42	3,01	2,90	3,19	2,33
MnO	0,11	0,10	0,05	0,09	0,08	0,10	0,10	0,09
P ₂ O ₅	0,26	0,18	0,10	0,14	0,12	0,13	0,17	0,17
PF	1,30	1,40	1,10	1,50	1,40	1,30	1,10	1,20
Total	99,67	99,78	99,88	99,82	99,81	99,84	99,75	99,79
Ba	1202	665	401	726	657	699	867	725
Be	<1	<1	2,00	1,00	2,00	2,00	1,00	<1
Co	15,70	10,90	3,20	6,40	6,30	6,30	11,60	9,10
Cr	34,21	68,42	27,36	-	20,52	13,68	61,68	27,36
Cs	0,80	1,00	0,60	0,90	0,90	1,20	1,30	0,90
Ga	16,80	15,30	18,10	13,90	15,70	15,60	16,10	16,20
Hf	5,30	4,30	2,10	3,60	3,40	3,10	4,40	3,60
Nb	6,20	7,60	4,40	8,80	8,10	6,70	7,40	6,00
Ni	4,60	4,9	5,3	1,8	1,6	1,7	4,10	2,10
Rb	52,90	60,20	22,70	51,30	88,90	90,10	84,00	57,20
Sc	19,00	17,00	3,00	9,00	8,00	9,00	17,00	11,00
Sn	1,00	2,00	<1	1,00	1,00	1,00	1,00	<1
Sr	813,60	482,80	499,90	397,50	432,30	466,50	470,30	637,10
Ta	0,40	0,50	0,30	0,80	0,90	0,60	0,60	0,40
Th	5,80	6,90	2,50	12,70	15,40	9,40	8,50	8,30
U	2,10	2,00	0,50	4,60	4,60	3,10	2,60	1,90

	Qtzodiorito	Granodiorito-Tonalito						
	RP-4	SIL-1	SIL-2	SEG-4	SEG-6	SEG-16	MSK-2	DH6-1
V	167,00	134,00	39,00	72,00	73,00	79,00	132,00	101,00
W	2,40	0,90	0,60	3,60	1,30	1,40	1,30	5,40
Zr	192,60	144,10	75,80	119,10	107,20	91,30	156,30	124,40
Y	23,00	17,90	8,10	16,20	17,40	14,10	23,20	14,20
La	25,80	21,70	12,50	31,10	28,90	22,40	28,00	32,40
Ce	54,90	44,10	23,70	57,70	50,20	41,70	55,10	55,20
Pr	7,24	5,52	2,95	6,52	6,43	5,08	6,74	6,05
Nd	29,40	21,50	10,40	23,20	22,80	19,30	25,90	20,60
Sm	5,89	4,19	1,88	3,99	4,04	3,24	5,27	3,72
Eu	1,59	1,08	0,67	1,06	1,00	0,89	1,23	0,98
Gd	5,26	3,80	1,71	3,39	3,56	2,91	4,95	3,37
Tb	0,71	0,57	0,24	0,49	0,51	0,42	0,70	0,45
Dy	3,84	3,23	1,46	2,81	2,88	2,34	4,23	2,33
Ho	0,75	0,67	0,26	0,57	0,58	0,45	0,82	0,49
Er	2,31	1,84	0,78	1,56	1,70	1,38	2,33	1,33
Tm	0,32	0,28	0,13	0,24	0,25	0,21	0,36	0,22
Yb	2,14	1,85	0,81	1,65	1,70	1,38	2,41	1,35
Lu	0,32	0,28	0,14	0,27	0,29	0,22	0,36	0,22
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
*Au	0,8	0,9	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	<0,1
C Tot.	0,02	0,03	0,04	<0,02	0,02	<0,02	0,03	0,04
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cu	29,3	48,0	2,5	3,8	1,4	14,1	8,2	1,9
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Mo	0,3	0,2	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	2,1	<0,1
Ni	4,6	4,9	5,3	1,8	1,6	1,7	4,1	2,1
Pb	2,0	2,8	0,4	1,3	1,6	1,1	2,0	1,0
S Tot.	0,03	0,28	<0,02	0,18	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Tl	<0,1	0,3	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,1
Zn	46	46	61	109	35	30	37	36

(**) valores em ppb. Para os óxidos, os valores estão em %; para os demais elementos, em ppm.

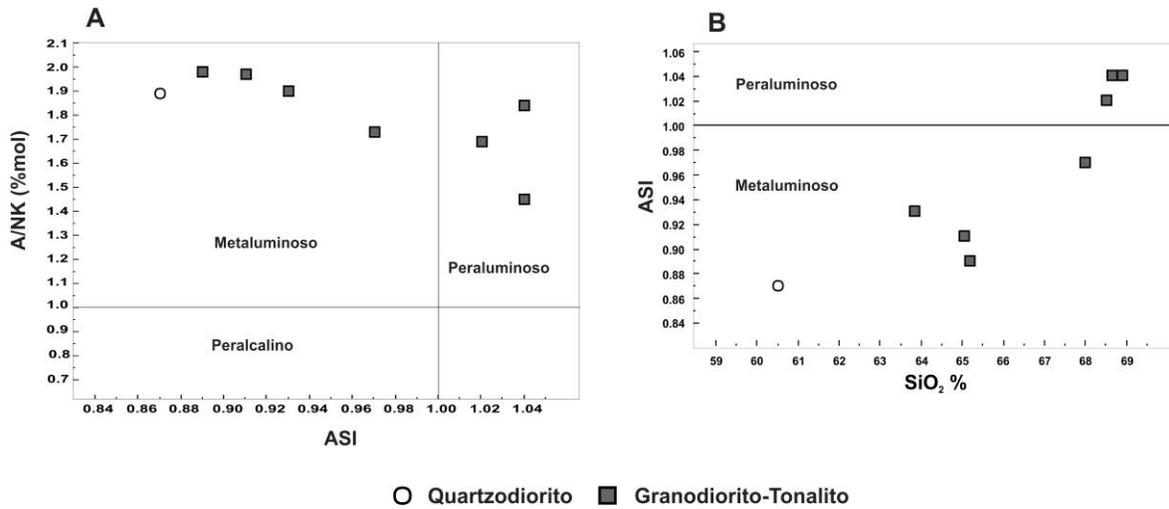


Figura 2.9 Classificação das rochas do batólito de segovia em termos do índice de saturação em alumina (ASI) em relação ao índice de alcalinidade (A) e à SiO₂ (B).

Os diagramas do tipo Harker são úteis para apresentar os dados em forma gráfica de óxidos maiores e elementos traços em termos da sílica, embora não necessariamente representam linhas de evolução química dos magmas parentais.

Os diagramas (Fig. 2.10) do granodiorito e tonalito mostram correlações lineares positivas fracas de SiO₂ com Na₂O e Al₂O₃ e negativas entre SiO₂ e F₂O₃, CaO, MgO, TiO₂, P₂O₅, Ba, Sr e Zr. Os diagramas amostram também ausência de correlação entre Rb, Th e Ta vs SiO₂. As correlações mostram padrões que refletem a petrografia, a saber, o conteúdo de P₂O₅ depende fundamentalmente da apatita, mineral com maior abundância nas rochas menos diferenciadas. Além disso, as correlações positivas entre SiO₂ e Na₂O juntamente com a negativa de SiO₂ e CaO é coerente com a diminuição do teor de anortita no plagioclásio para as rochas mais ricas em quartzo. A diminuição de MgO, Fe₂O₃ e CaO com o aumento de SiO₂ é concordante com a diminuição da proporção modal de anfibólio nas amostras mais evoluídas.

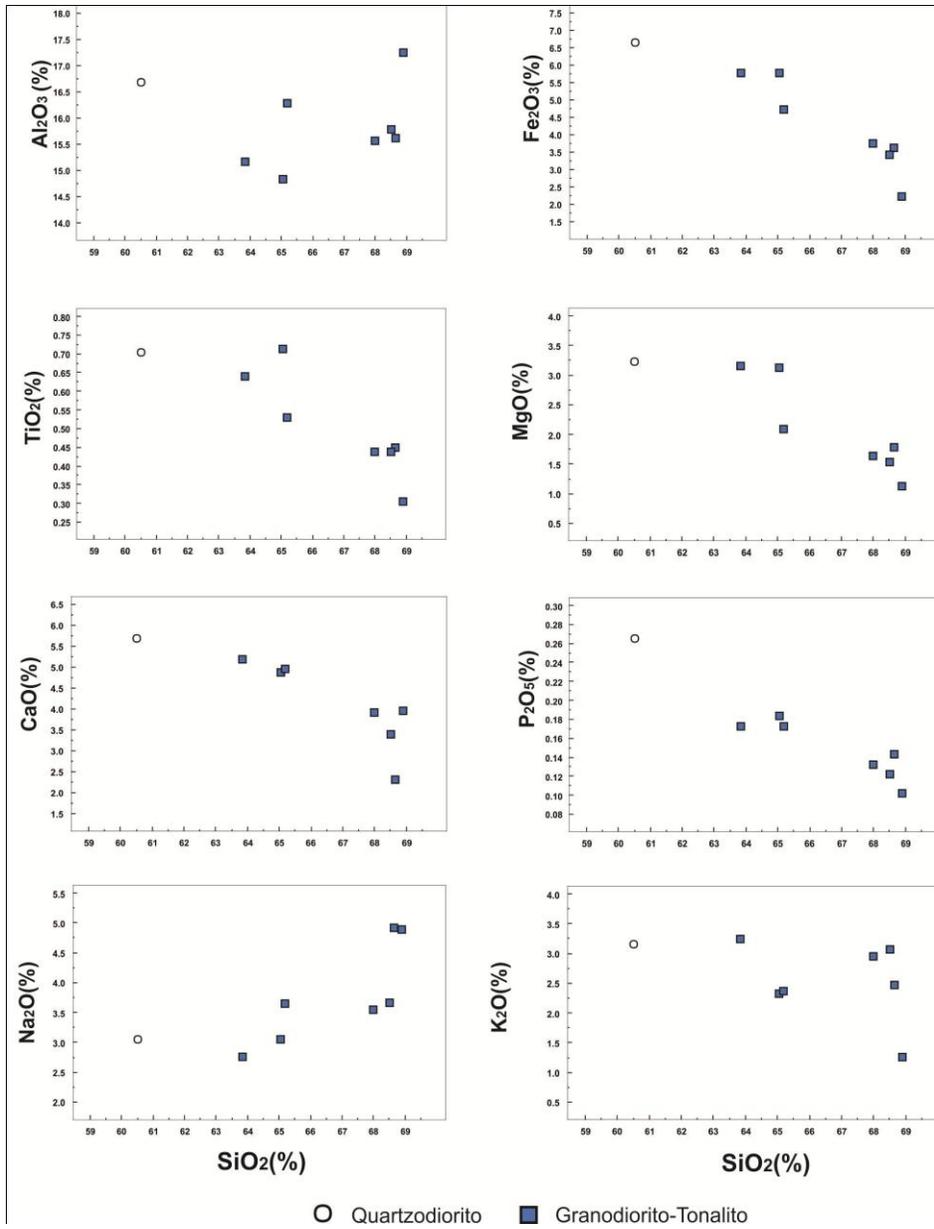


Figura 2.10 Diagramas do tipo Harker para as rochas do batólito de Segovia.

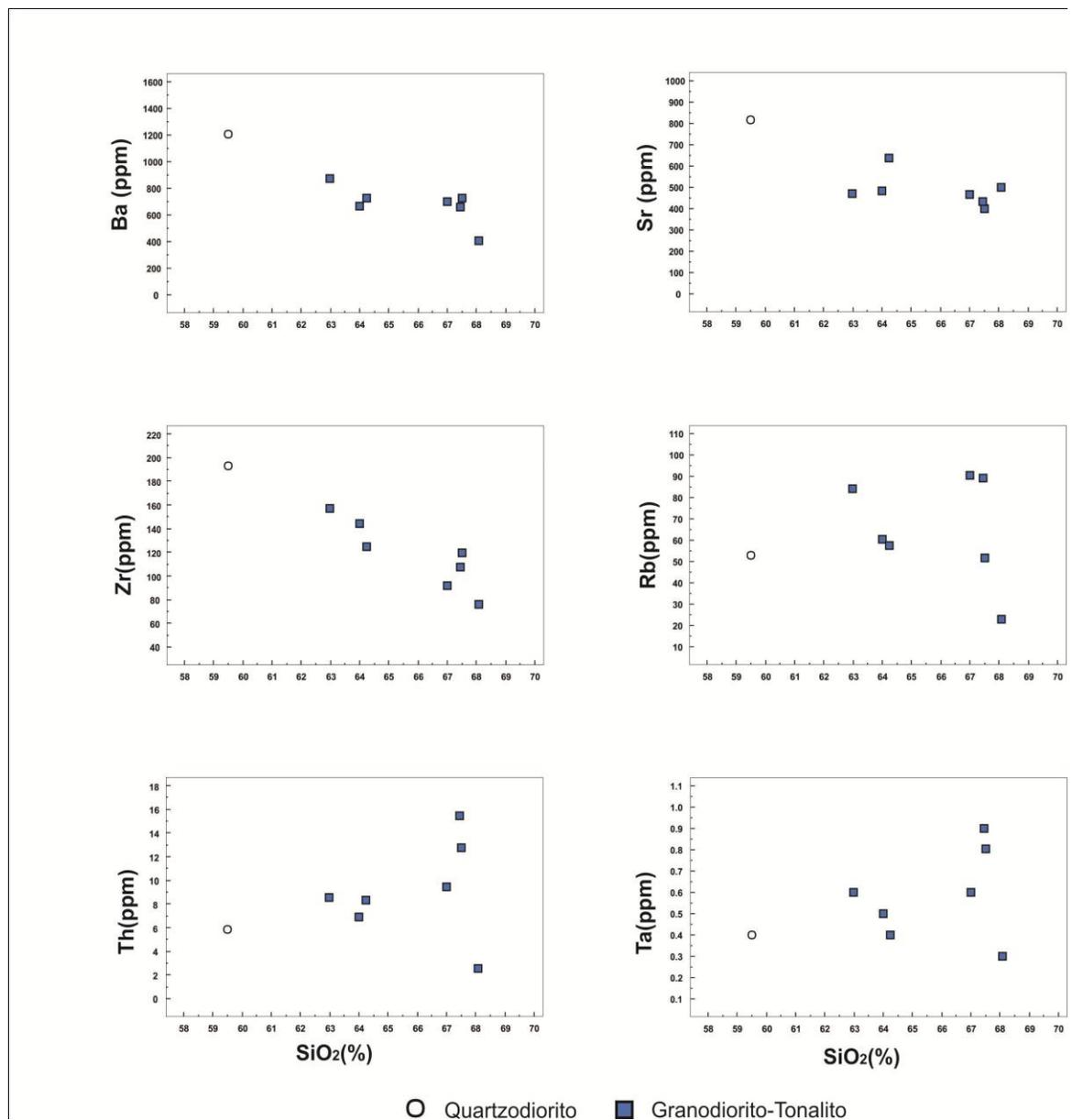


Figura 2.10(cont.)

As rochas são saturadas em sílica e classificadas como subalcalinas (Figura 2.11). Neste mesmo diagrama, as rochas são classificadas como granodiorito, em sua maioria, e diorito segundo a proposta de Middlemost (1985). Para distinguir entre as séries toleíticas e cálcio-alcalinas, foi usado o diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), no qual as amostras definem uma série cálcio-alcalina (Figura 2.12A), sendo o quartzo diorito a rocha menos evoluída da série, o que é coerente com magmas gerados em arco magmático ou arco de ilha maduro.

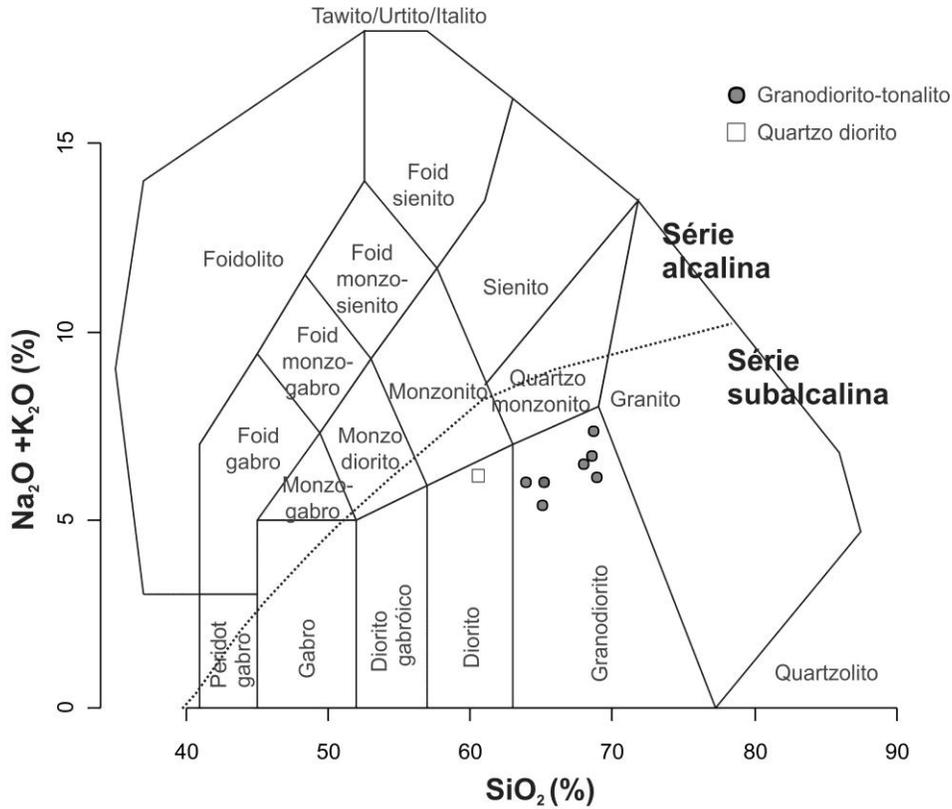


Figura 2.11 Diagrama de classificação geoquímica para as amostras do batólito de Segovia, segundo a proposta de Middlemost (1985). A linha pontilhada representa a divisão entre séries alcalina e subalcalina de Irving e Baragar (1971)

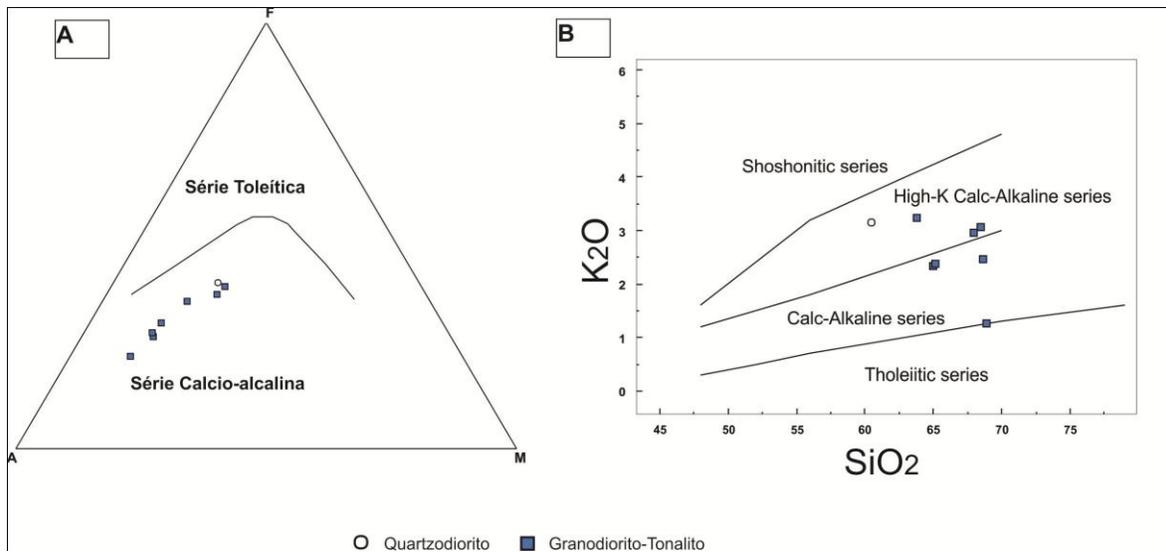


Figura 2.12 A Amostras do Batólito Segóvia em A Diagrama AFM de Irving & Baragar, 1971 para discriminar entre series toleíticas e cálcio-alcalinas (A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (wt%) F = FeO Total (wt%), e M = MgO (wt%)). B Diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) para distinguir diferentes tipos de séries de rochas subalcalinas.

Para uma discriminação adicional, foi usado o diagrama proposto por Peccerillo & Taylor (1976) para distinguir séries de magmas utilizando os conteúdos de K_2O (wt%) e SiO_2 (Fig 2.12B). As rochas apresentam dispersão entre series cálcio-alcálicas e cálcio-alcálicas de alto potássio. Conforme observado na figura 2.12B, há dispersão dos valores de K_2O , independentemente da rocha, o que torna o K_2O não adequado para ser utilizado sozinho para classificação das rochas estudadas.

Alguns autores propõem que alguns elementos traços e terras raras podem ser usados para ajudar a definir o ambiente tectônico dos granitos, pois as histórias petrogenéticas das rochas são diferentes dependendo do ambiente. Entre eles, são muito usados os diagramas de discriminação tectônica propostos por Pearce et. al. (1984). Nesses diagramas, as amostras do Batólito de Segovia agrupam-se no campo dos granitos de arco vulcânico (Fig. 2.13).

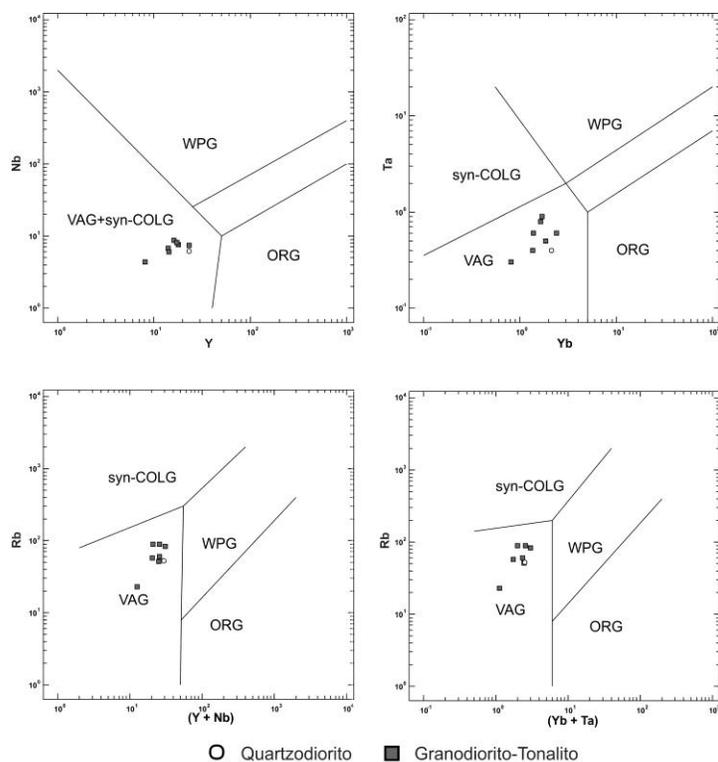


Figura 2.13. Amostras do Batólito Segóvia nos diagramas de discriminação tectônica propostos por Pearce et al. (1984) para rochas graníticas. ORG granitos de dorsais oceânicas, Syn-COLG, granitos sincolisionais, VAG, granitos de arco vulcânico, WPG, granitos intraplaca.

O comportamento dos elementos do grupo das terras raras depende do coeficiente de partição entre um sólido cristalino e um líquido (magma). Os padrões de elementos terras (ETR) podem auxiliar na identificação do tipo de magma em relação ao ambiente tectônico.

Uma primeira observação em relação aos padrões de ETR nas amostras analisadas (Fig. 2.14) é sua uniformidade. Nota-se um comportamento anômalo em relação ao conteúdo de sílica, pois a amostra do quartzo diorito está mais enriquecida em terras raras em relação às outras. Uma explicação plausível é o alto conteúdo de zircão na amostra, mineral que poderia incorporar terras raras. O quartzo diorito possui baixa anomalia negativa de Eu, coerente com sua menor evolução magmática.

A segunda observação em relação aos padrões é o enriquecimento de ETRL (elementos terras raras leves) em relação aos ETRP (elementos terras raras pesados). Isto poderia significar que houve envolvimento de uma crosta continental grossa, ou de sedimentos subductados com fluidos que agregam esta característica (Winter, 2009).

A amostra SIL-2 está mais empobrecida em terras raras ($\Sigma\text{ETR} = 74\text{ppm}$) que as demais, já que possuem uma média de 137,6 ppm. Os espectros de ETR das amostras do batólito Segóvia são moderadamente fracionados ($\text{La}_n / \text{Yb}_n$ varia de 7,8 a 14,5), com ligeira anomalia negativa de Eu ($\text{Eu} / \text{Eu}^* =$ de 0,7 a 0,89), com exceção da amostra SIL-2, que apresenta anomalia positiva ($\text{Eu} / \text{Eu}^* = 1,14$).

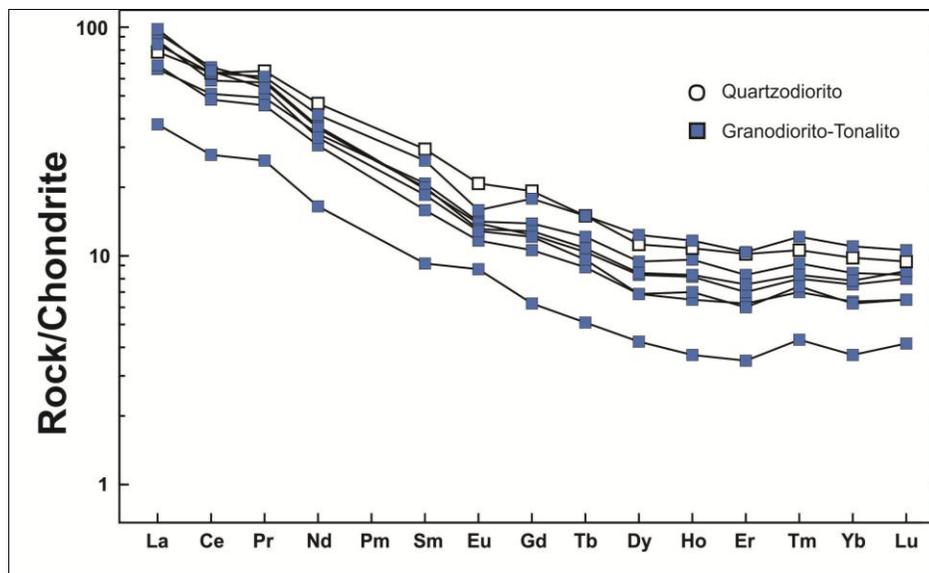


Figura 2.14 Diagrama de terras raras para as amostras do batólito normalizadas ao condrito de Nakamura (1974).

Há ligeiras anomalias negativas de Ce e Eu, e positiva de Tm. O enriquecimento de 10x dos ETRP em relação ao condrito indica que não houve granada na fonte dos magmas (Wilson, 1989).

Usando um diagrama multielementar segundo o esquema proposto por Pearce *et al* (1984) com os elementos LILE (Large ion lithophile elements) na esquerda e os HFSE (High field strength elements) à direita, normalizados ao ORG (granito de dorsal meso-oceânica) (Figura 2.15), observa-se o enriquecimento dos LILE em relação aos HFSE, anomalia negativa de Nb, característica de magmas em zonas de subducção (Winter, 2009), e anomalias positivas de Ce e Sm, os quais são comuns em rochas de arco vulcânico (Pearce, *et al* 1984). O enriquecimento nestes elementos é atribuído a uma modificação da cunha do manto por meio de fluidos aquosos derivados da desidratação da crosta oceânica alterada e sedimentos subductados (Winter, 2009).

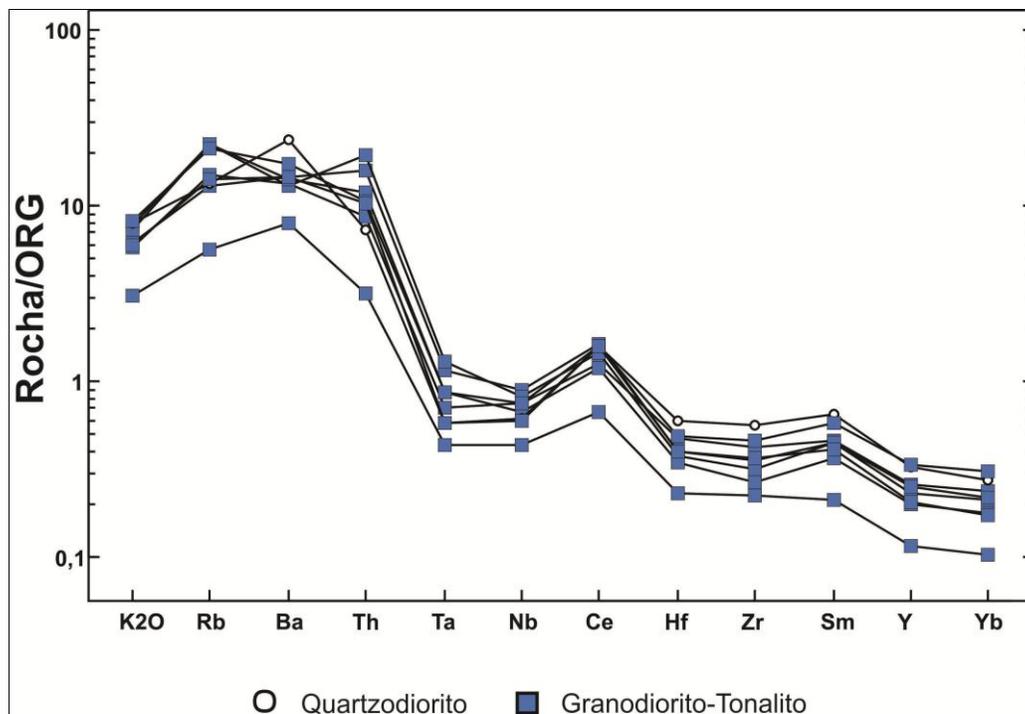


Figura 2.15 Diagrama multielementar das amostras do batólito de Segovia normalizadas ao ORG (oceanic ridge granite) segundo o esquema proposto por Pearce et al, 1984.

2.3.5 Geocronología

Foram analisadas duas amostras do batólito Segóvia pelo método U-Pb LA-ICP-MS: a SEG-16, de granodiorito, e a RP-4, de quartzodiorito. Imagens de elétrons retroespalhados (BSE) foram previamente obtidas na microsonda eletrônica no Instituto de Geociências da UnB, para observar as características e texturas dos zircões, visando à maior confiabilidade dos resultados.

As imagens feitas na amostra SEG-16 (Figura 2.16 A a D) mostram que os cristais são prismáticos, com zoneamento oscilatório típico de zircões ígneos. Os zircões da amostra RP-4 mostraram uma resposta fraca nas imagens de BSE (Figura 2.16 E a H) e evidências de reabsorção marginal e reprecipitação, o que sugere que podem ter sido formados por uma cristalização lenta e complexa (Corfu, *et al.* 2003).

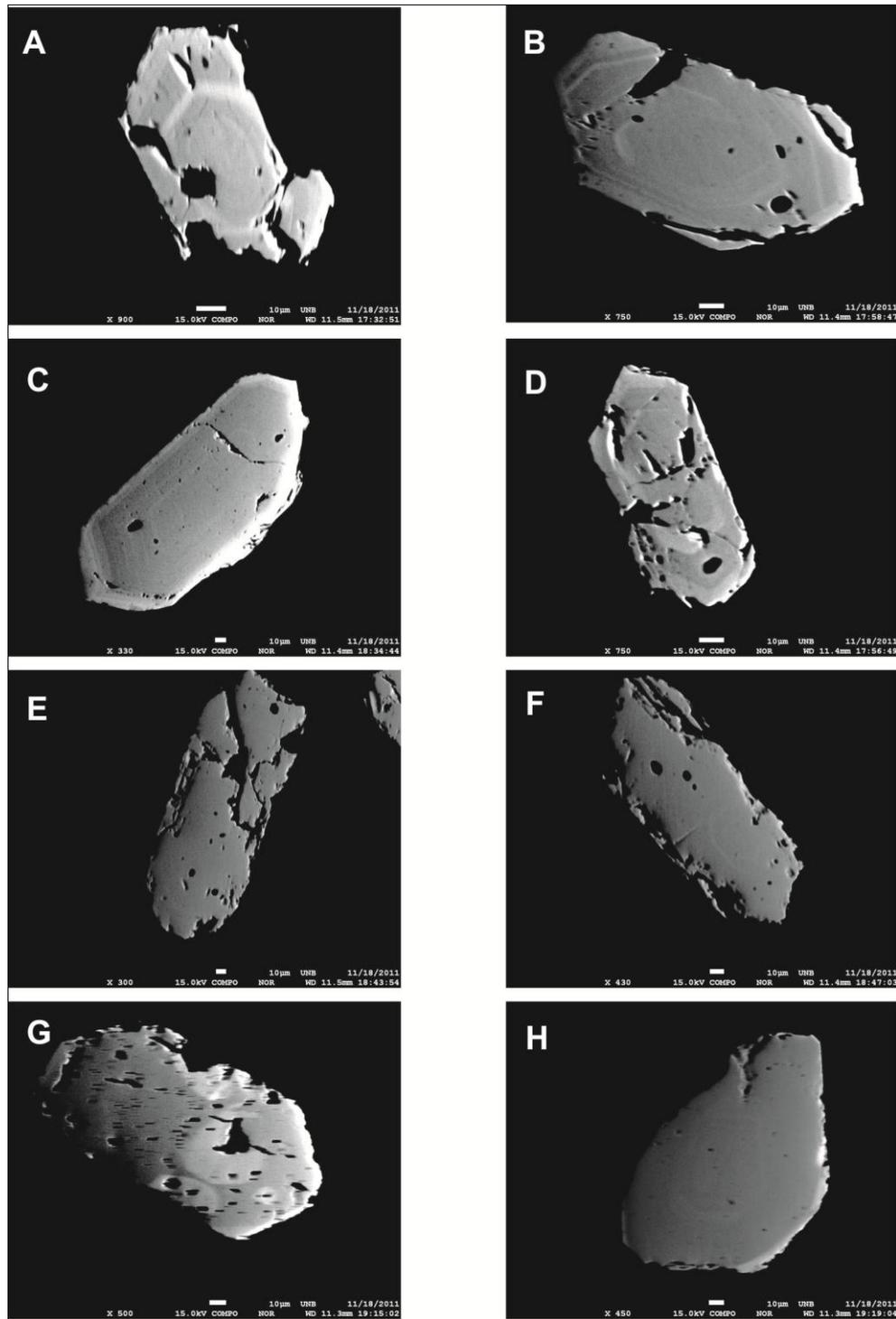


Figura 2.16 Imagens BSE de zircões característicos das montagens de grãos. A a D: amostra SEG-16; E a F: amostra RP-4.

Os resultados obtidos para as duas amostras podem-se observar no anexo 8. As idades obtidas para a amostra de quartzo diorito (RP-4) situam-se na faixa 149-163Ma (Figura 2.17A), com média de $154,83 \pm 0,79$ Ma, interpretada como a idade de cristalização da rocha.

A amostra de granodiorito (SEG-16) apresenta duas populações de zircões (Figura 2.18), uma concentrada ao redor de 160Ma e a outra, próximo de 155Ma. As idades mais antigas são interpretadas como herança de um pulso magmático mais antigo e as mais jovens, com média de $154,4 \pm 1,3$ Ma (Figura 2.17B), interpretadas como a idade de cristalização do granodiorito.

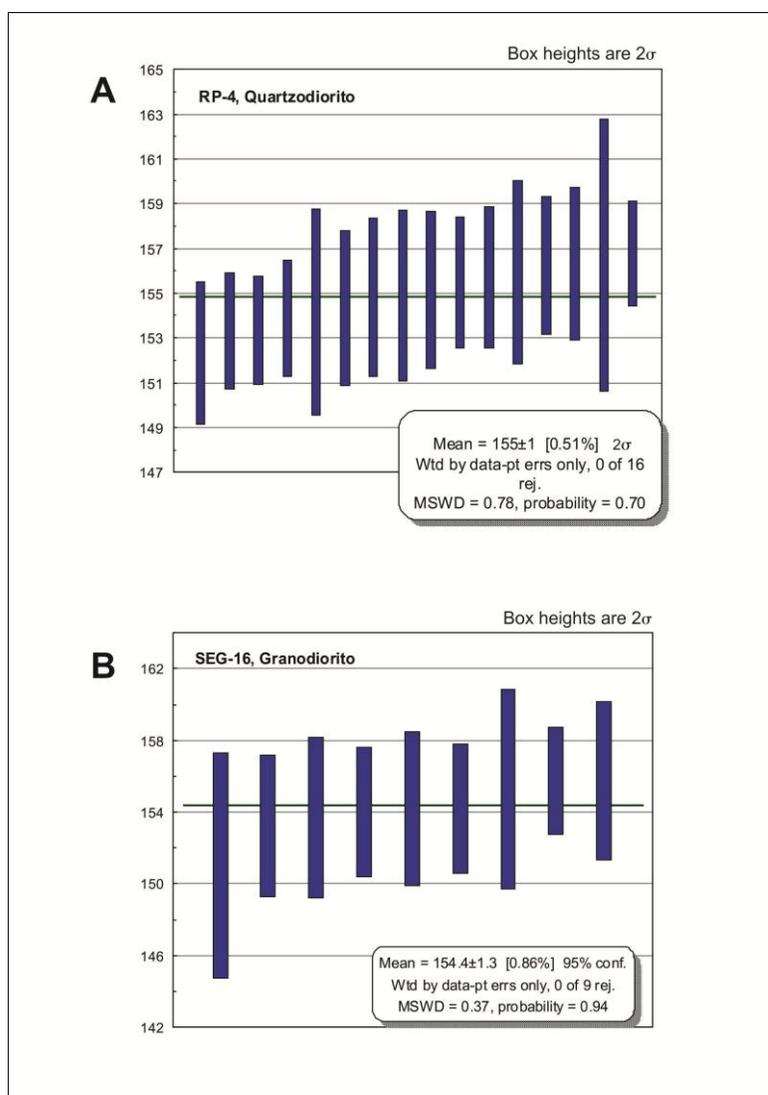


Figura 2.17 Idades U-Pb de A. quartzo diorito (amostra RP-4) e B. granodiorito (amostra SEG-16 do batólito de Segovia).

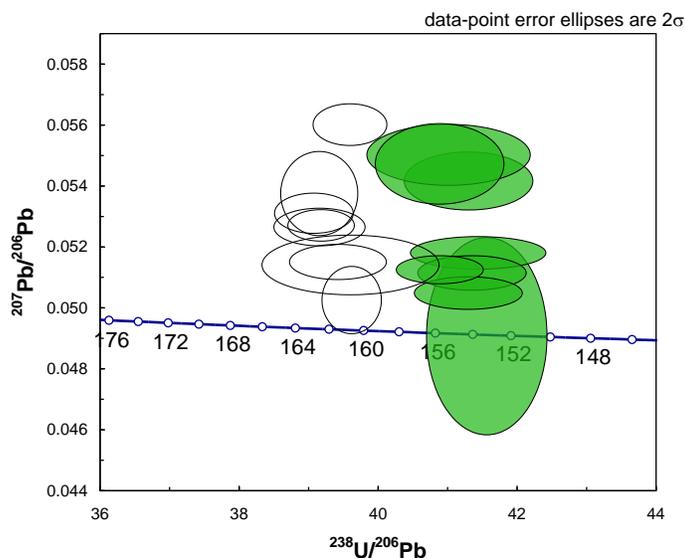


Figura 2.18 Diagrama U-Pb Tera-Wasserburg para a amostra SEG-16 amostrando duas populações de zircões.

2.3.6 Geoquímica isotópica

Os isótopos de Sm-Nd têm sido aplicados com muito sucesso em diferentes províncias geológicas, com o objetivo de obter idades de cristalização e separação do manto, características das fontes, investigar processos petrogenéticos em rochas ígneas e caracterizar os reservatórios (DePaolo, 1988).

Foram analisadas cinco amostras do batólito de Segovia, escolhidas por suas baixas perdas por fusão (<2.5%), como ferramenta auxiliar para a compreensão da sua origem e evolução magmática. A presença de microenclaves máficos na amostra DH6-1 pode explicar sua discrepância em relação às demais amostras, apesar de a fração de amostra escolhida para as análises aparentemente não possuir enclaves. Essa amostra, portanto, será desconsiderada nas discussões subsequentes e deverá ser objeto de estudos futuros mais detalhados.

As amostras analisadas possuem valores positivos de $\epsilon_{Nd}(t)$ (entre +2,51 e +5,19) e idades-modelo (T_{DM}) variando de 0,36 a 0,58 Ma (Tabela 2.2). A ausência de dispersão dos

valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é consistente com a hipótese de magma granítico original homogêneo.

Tabela 2.4 Dados isotópicos Sm-Nd para amostras do batólito de Segovia.

Amostra	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\text{SE}$)	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	Idade (Ma)	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	T_{DM} (Ga)	Rocha
SIL 1	4,309	22,373	0,1164	0,512685+/-10	0,91	155	2,51	0,58	Granodiorito
SIL 2	2,065	11,268	0,1108	0,512817+/-5	3,48	155	5,19	0,36	Tonalito
SEG 16	3,166	18,281	0,1047	0,512715+/-3	1,50	155	3,32	0,48	Granodiorito
DH6-1	3,852	45,895	0,0507	0,512858+/-9	4,29	155	7,18	0,19	Granodiorito
RP 4	6,103	30,405	0,1213	0,512779+/-9	2,75	155	4,24	0,46	Quartzo diorito

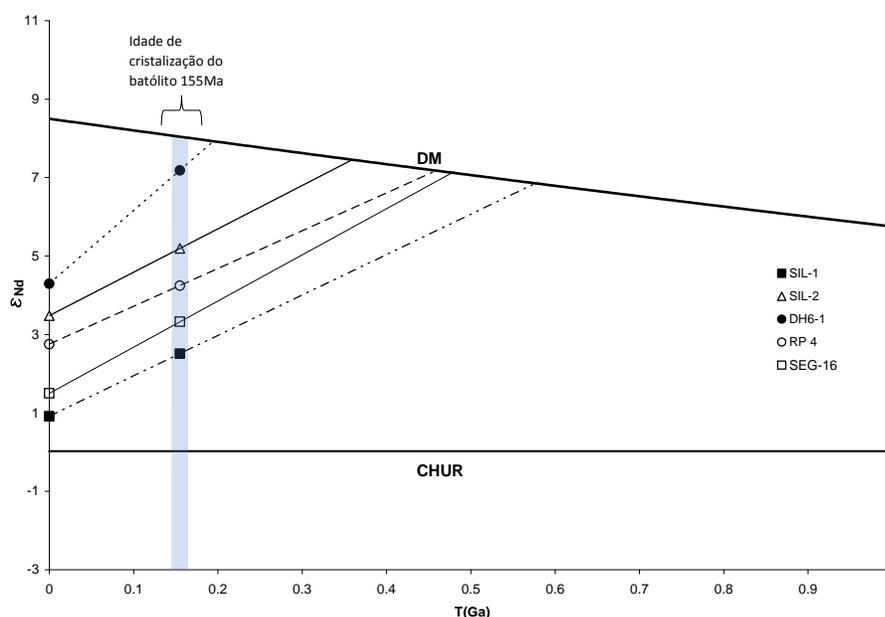


Figura 2.19 Diagrama $T(\text{Ga})$ vs ϵ_{Nd} para as amostras analisadas do Batólito de Segovia, indicando um caráter mantélico para os magmas precursores

Os resultados obtidos indicam fonte predominantemente mantélica, para os magmas parentais do batólito, com $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ positivo para o tempo de cristalização (155Ma, obtido pelo método U-Pb) (Tabela 2.2; Figura 2). O parâmetro $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ expressa a diferença entre a razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de uma suíte de rochas e o valor correspondente do CHUR. Valores positivos de épsilon indicam que as rochas analisadas derivaram de sólidos residuais no reservatório, com razões Sm/Nd superiores às do CHUR (fonte empobrecida em elementos litófilos). Valores negativos de épsilon indicam rochas derivadas de fontes

que possuíam razão Sm/Nd menor que a do reservatório condrítico (fonte enriquecida em elementos litófilos), o que significa que tais rochas foram derivadas de, ou assimilaram, rochas crustais, pois, devido a haver concentração de Nd relativamente ao Sm ao longo da cristalização fracionada do magma, as rochas crustais típicas possuem menor razão Sm/Nd que aquelas derivadas do manto superior (Faure, 1986).

Considerando-se uma única fonte para o magma granítico original, as idades-modelo obtidas representam a idade de formação de crosta continental. Neste caso, o Batólito Segovia se teria originado por reciclagem de crosta diferenciada do manto entre 0,36 e 0,58 Ga atrás.

2.4 DIQUES

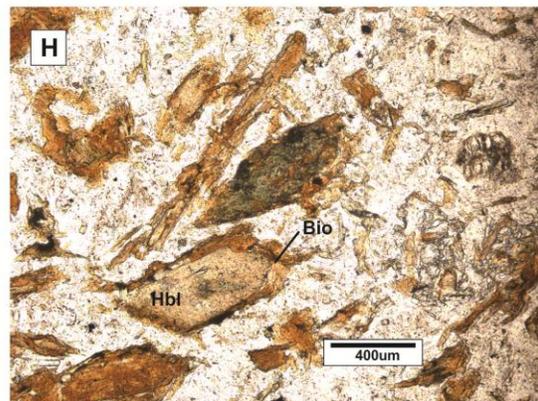
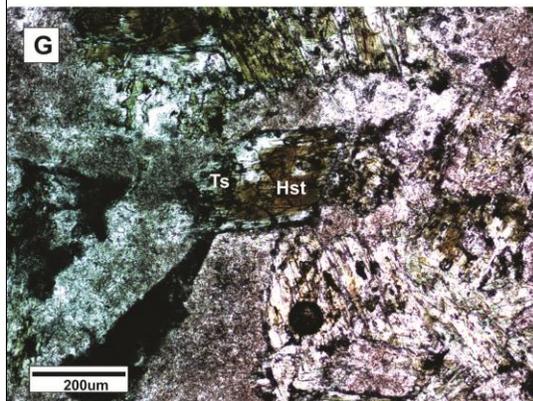
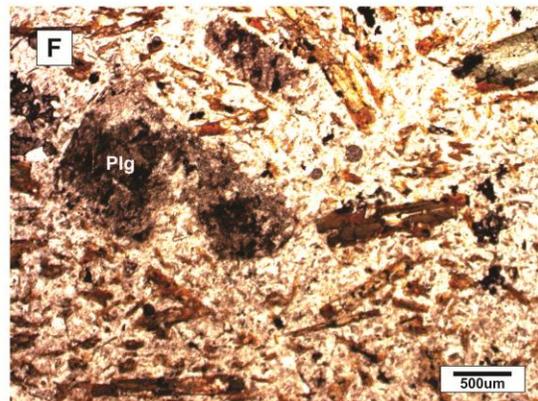
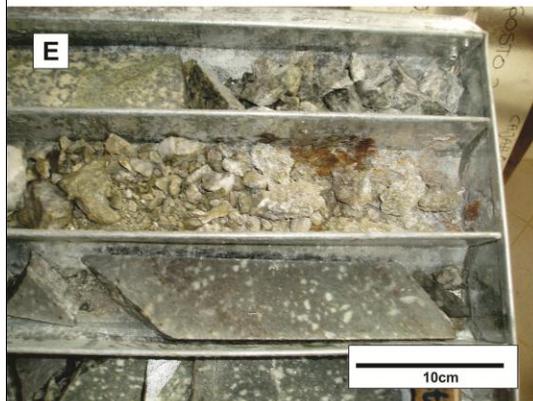
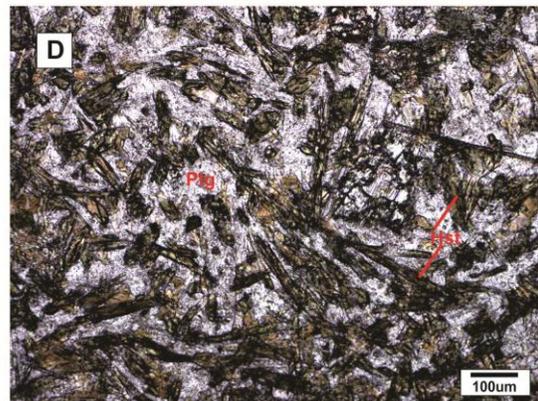
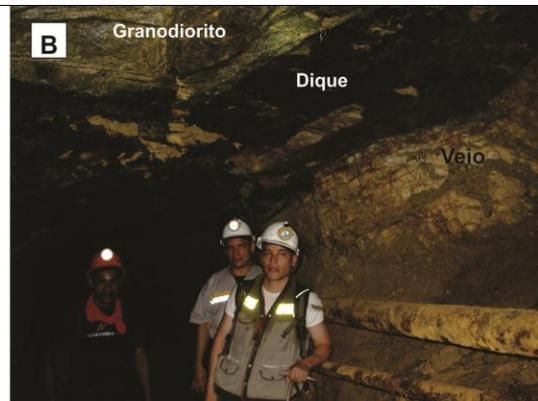
2.4.1 Petrografia

Em lâmina delgada, as amostras dos diques observados nas minas El Silencio e Gran Colômbia são equigranulares (Prancha 2.2D), de granulação fina (0,2 a 0,5mm), constituídas por hastingsita parda escura, ligeiramente pleocróica, e plagioclásio maclado segundo a lei da albita, alterado para argila. O anfibólio apresenta alteração para anfibólio de cor mais clara (Prancha 2.2G), identificado como tschermakita na microssonda. Estes diques foram classificados como andesitos segundo a sugestão de Le Maitre *et al*, (1989), devido ao tamanho dos cristais e ao plagioclásio ser andesina com teor de anortita menor que 50. Os minerais acessórios nestes diques correspondem a magnetita e apatita geralmente como traços. A amostra SIL-3 é composta por plagioclásio An₁₂₋₁₅ e biotita. Possui elevada quantidade de apatita e zircão, que atingem 2% da moda.

Os diques aflorantes na mina La Providência são porfiríticos com textura seriada e relação fenocristais: matriz igual a 20:80. Os fenocristais são de plagioclásio e hornblenda eudrais. O plagioclásio se apresenta parcialmente sericitizado, com tamanho de até 1cm. O teor de anortita é de 32, e apresenta uma forte zonação. A hornblenda é euédrica, frequentemente com maclas simples e coroas de biotita secundária (Prancha 2.2H) e tamanhos entre 0,1 e 3 mm. Sua fórmula de pleocroísmo é a seguinte: X= pardo claro, Y = verde e Z = pardo escuro, sendo a fórmula de absorção Z>Y>X. A matriz é composta de biotita (Prancha 2.20D), plagioclásio, e quartzo em proporção menor a 5 %. A rocha foi classificada como andesito porfirítico.

A textura dos diques de andesito sugere uma etapa de cristalização em condições relativamente rasas. Na Mina Providência, os diques tiveram duas etapas de cristalização: na primeira, a maior profundidade, houve cristalização de plagioclásio seguida da de hornblenda; em seguida, ocorreu ascensão rápida e cristalização da matriz em um curto período de tempo.

Prancha 2.2 **A.** Dique afanítico bordejando o veio da mina Gran Colômbia **B.** Dique afanítico no topo do veio mineralizado, mina El Silencio **C.** Dique afanítico na mina El silencio na base de veio mineralizado. **D.** Fotomicrografia de dique afanítico Nicóis paralelos (amostra SIL-13) **E.** Detalhe de dique de andesito porfíritico em furo de sonda, Mina Providencia **F.** Textura porfíritica. Amostra MP-1 PPL. **G.** Borda de tschermakita em hastingsita. Amostra SIL-12. Nicóis paralelos. **H.** Borda de biotita em hornblenda. Amostra MP-1, Nicóis paralelos. *Hst: Hastingsita, Hbl: Hornblenda, Bio: Biotita, Plg: plagioclásio, Ts: tschermakita.*



2.4.2 Química mineral

2.4.2.1 Biotita

A biotita dos diques andesíticos possui conteúdo de MgO entre 11,5 e 15,5%, FeO(t) entre 12,7 e 18%, baixos conteúdos de TiO₂ (entre 1 e 3,3%), BaO menor que 0,35% e ausência de F. Os resultados analíticos encontram-se no anexo 1.

Em um diagrama Mg/(Mg+Fe) x Al^{IV} para micas trioctaédricas não litiníferas (figura 2.20), a maioria das análises situa-se no campo intermediário entre annita e flogopita, mais próximos do campo da flogopita. No entanto, se observam dois grupos de análises: um com Mg/(Mg+Fe) próximo a 0,55 (biotita primária) e um com Mg/(Mg+Fe) de aproximadamente 0,68 (biotita secundária). Os conteúdos de Al^{IV} não apresentam variação significativa e se situam na faixa de 2,3 a 2,6

A fórmula estrutural média da biotita primária dos diques corresponde a:



A biotita secundária apresenta a seguinte fórmula:



As biotitas analisadas apresentam deficiências nos sítios octaédrico e intercâmara.

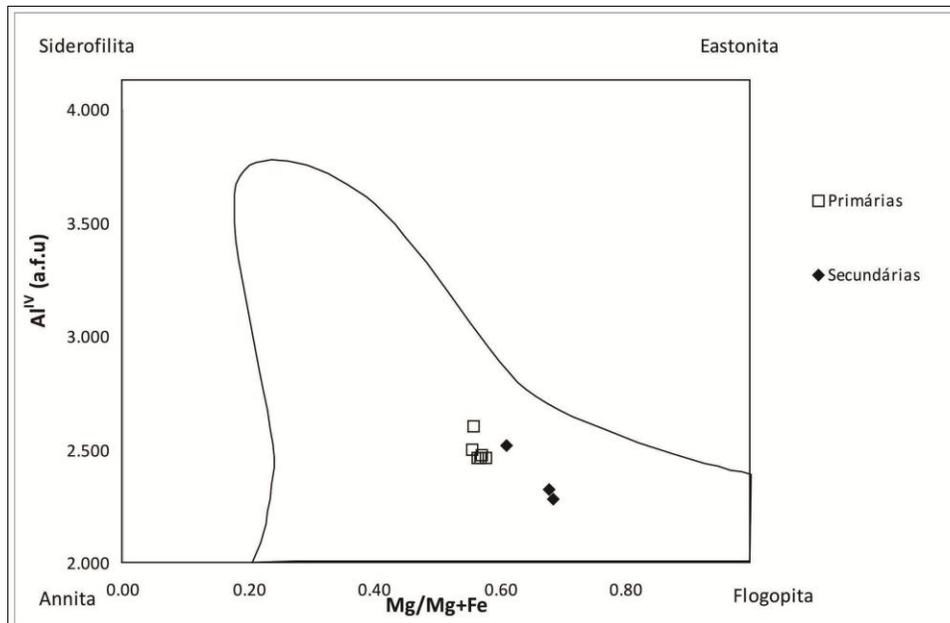


Figura 2.20 Composição das biotitas dos diques em um diagrama Mg/(Mg+Fe) x Al^{IV}(a.f.u.: átomo por fórmula unitária). A área assinalada representa o campo da maioria das biotitas naturais

Como foi observado anteriormente, as biotitas dos diques apresentam maior conteúdo de Mg em relação ao Fe, motivo pelo qual podem ser classificadas como flogopitas ricas em ferro (Tischendorf *et al*, 2007).

A principal substituição observada nas biotitas dos diques corresponde à existente entre Fe^{2+} e Mg^{2+} no sítio octaédrico, com um *gap* composicional entre 1,65 e 2,05 de Fe^{2+} , assumindo todo ferro como Fe^{2+} (Figura 2.21).

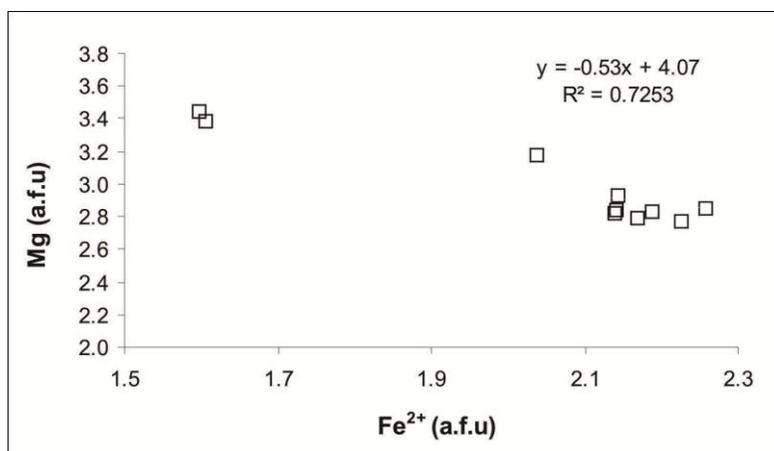


Figura 2.21 Diagrama Fe^{2+} x Mg (a.f.u) para a biotita dos diques máficos, mostrando correlação negativa entre os valores e um *gap* entre 1,65 e 2,05 de Fe^{2+} (a.f.u).

2.4.2.2 Anfibólio

Os análises dos anfibólios dos diques encontram-se no anexo 2. O anfibólio primário dos diques possui teor altos de Ti (>0,5) e é classificado em um diagrama para anfibólios cálcicos segundo a proposta de Leake *et al*, 1997 (Figura 2.23) como magnesiohastingsita. As bordas possuem anfibólio secundário, classificado predominantemente como tschermakitas, e raramente actinolita (Figura 2.23). O anfibólio dos diques da mina Providência não foi analisado.

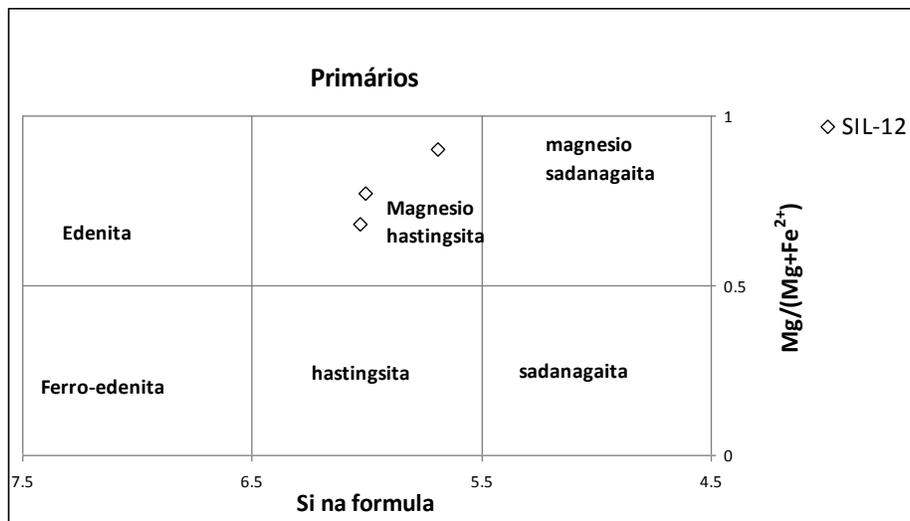


Figura 2.22 Diagrama de classificação do anfibólio primário dos diques no diagrama Si- $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ segundo Leake et al, 1997. Os parâmetros do diagrama são $Ca_B \geq 1.50$, $(Na+K)_A \leq 0.5$, $Ti < 0.5$.

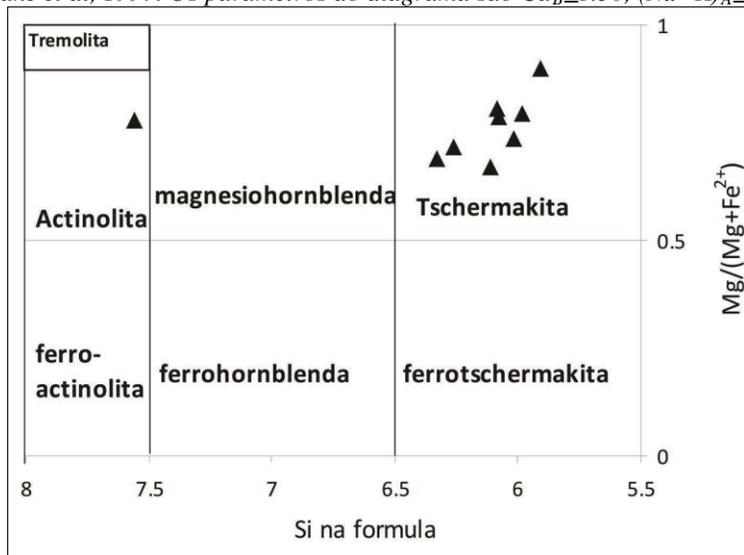


Figura 2.23 Diagrama de classificação do anfibólio secundário dos diques. Os parâmetros do diagrama são $Ca_B \geq 1.50$, $(Na+K)_A \leq 0.5$.

Como os núcleos dos cristais de anfibólio possuem Ti, ao contrário do ocorre nas bordas, uma explicação plausível é a substituição de Al por Ti no sitio octaédrico pelo mecanismo $Al^{IV} + Ti^{VI} \leftrightarrow Si^{IV} + Al^{VI}$ (Figura. 2.24).

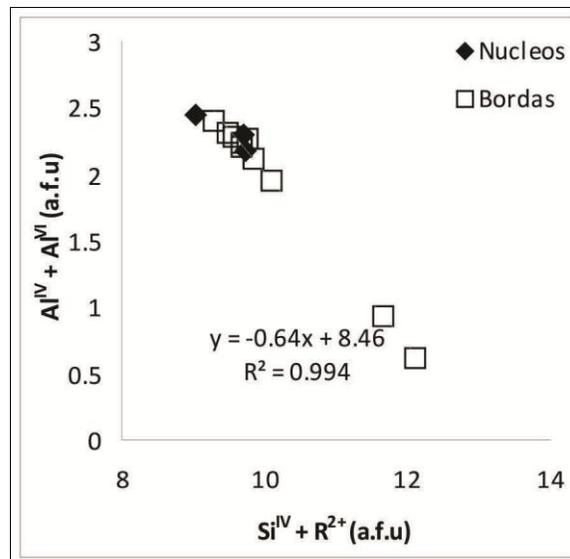
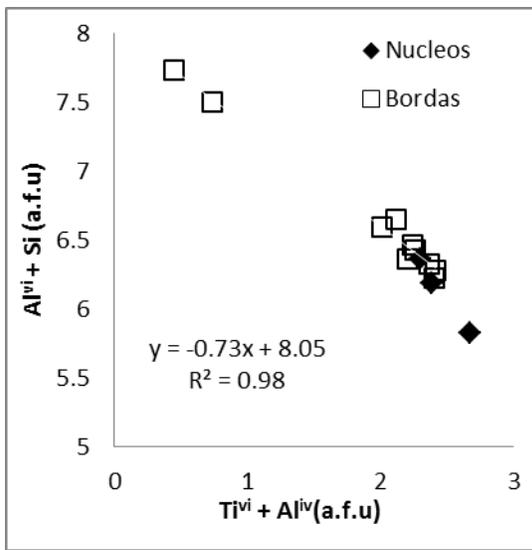


Figura 2.24 Análises dos anfibólios dos diques em diagrama $Al^{IV} + Ti^{VI} \times Si^{IV} + Al^V$ para verificar o mecanismo de incorporação de Ti. **Figura 2.25** Análises dos anfibólios dos diques em diagrama $Si^{IV} + R^{2+} \times Al^{IV} + Al^{VI}$, para verificar a substituição do tipo tschermak.

A substituição do tipo tschermak foi talvez o principal mecanismo responsável pelo aumento de Al nos sítios octaédricos, em substituição aos cátions divalentes, de acordo com a equação $Si^{IV} + R^{2+} \leftrightarrow Al^{IV} + Al^{VI}$, tal como se observa na Figura 2.25.

2.4.3 Litogeoquímica

Os dados de análise química dos diques estudados encontram-se na tabela 2.3. Os resultados das análises de elementos maiores foram recalculados em uma base anidra. Conforme na mesma tabela observa-se que quatro das seis amostras analisadas apresentaram perdas ao fogo entre 2,5 e 3,2% .

As rochas da mina El Silencio apresentam variação composicional maior em termos do conteúdo de SiO_2 , variando de 51 a 57%, enquanto os diques da mina Providência apresentam valores de aproximadamente 60% de SiO_2 . A amostra analisada da Mina Gran Colômbia apresenta um valor de 57%. Os teores de MgO são altos nos diques da mina El Silencio (4,5 a 9,2%). O dique da mina Gran Colombia possui um valor de 6,2% de MgO . Os valores mais baixos de MgO correspondem às amostras da mina Providência, em torno de 3%. Os teores de Al_2O_3 variam entre 15,2 e 17% para as amostras da Mina El Silencio,

15,9% para a amostra da Mina Gran Colômbia e 17% para as amostras da Mina Providência.

Os diques da mina El Silencio apresentam valores altos de Cr (~205ppm), Ni (~98ppm), Co (~33ppm) e V (~130ppm). Conteúdos de Ba entre 67 e 520ppm, Sr entre 207 e 430ppm, Zr entre 95,5 e 355,4ppm, Cu entre 1,8 e 56,1ppm, valor médio de Pb de 1ppm, 59ppm de Zn e Au abaixo do limite de detecção, à exceção da amostra SIL-12, cujos valor de Au é de 5ppb (tabela 2.2). A amostra SIL-3 apresenta os valores mais baixos de Ba (67ppm), Cr (48ppm) e Ni (21ppm), mas, por sua vez, possui os maiores valores de Zr (355ppm), Y (53ppm) e Nb (13,6ppm).

O dique da mina Gran Colombia apresenta valores de Cr, Ni, Co e V de 200, 125, 41 e 114ppm, respectivamente. Seu conteúdo de Ba é de 190ppm e o Sr é de 189ppm. Possui 0,9 ppm de Cu, 0,4ppm de Pb e 103ppm de Zn. Os conteúdos de Au e Ag estão abaixo do limite de detecção.

Os diques da mina Providência apresentam diferenças significativas em relação aos outros diques no que diz respeito aos elementos traços, pois seus conteúdos de Cr, Co, Ni e V são muito inferiores, 40, 8,7, 17 e 100 ppm, respectivamente. Os conteúdos médios de Ba e Sr são de 388 e 827ppm, respectivamente. Apresentam conteúdos de Cu, Pb e Zn respectivamente de 0,8ppm, 1,5ppm e 50 ppm. Au e Ag estão abaixo do limite de detecção.

Com exceção da amostra SIL-3, todos os diques apresentam enriquecimento significativo (na ordem de 5 vezes ou mais) em W em comparação com a concentração média deste metal em rochas similares.

Nos diagramas do tipo Harker (Figura 2.26), as amostras apresentam grande dispersão. Observa-se, entretanto, que há correlação positiva entre SiO₂ e K₂O nos diques da mina El Silencio. Os poucos dados da mina Providência não permitem avaliar tendência. Entretanto, as amostras da mina Providência destacam-se das demais.

Tabela 2.5 Resultados de litogeoquímica para as amostras dos diques das minas El Silencio, Gran Colômbia e Providência.

	Mina El Silencio			G. Colômbia	Mina Providência	
	SIL-3	SIL-12	SIL-25	SIL-22	MP-1	PRO-2
SiO₂	57,04	51,42	53,49	57,12	60,33	60,57
TiO₂	1,11	1,10	0,72	0,76	0,80	0,74
Al₂O₃	16,84	16,98	15,23	15,94	16,94	17,28
Fe₂O₃	8,23	6,97	6,09	5,36	4,38	4,05
MgO	4,55	6,41	9,20	6,21	3,03	2,99
CaO	2,40	7,23	7,66	3,40	5,66	5,06
Na₂O	4,80	4,51	2,61	4,70	3,95	4,07
K₂O	2,95	1,73	2,32	2,80	1,84	1,62
MnO	0,17	0,13	0,27	0,14	0,08	0,10
P₂O₅	0,65	0,32	0,21	0,20	0,23	0,20
PF	01,10	02,90	01,80	03,20	02,50	03,10
Total	99,81	99,72	99,74	99,80	99,78	99,79
Ba	67,00	572,00	179,00	190,00	388,00	382,00
Be	2,00	1,00	1,00	1,00	2,00	<1
Co	16,50	22,90	51,50	40,90	9,10	8,20
Cr	47,89	198,42	376,31	198,42	41,05	34,21
Cs	1,60	0,80	2,50	2,20	3,90	5,30
Ga	20,20	16,70	16,80	15,80	19,80	19,70
Hf	8,40	4,00	2,50	2,90	3,90	3,50
Nb	13,60	8,40	3,30	3,40	4,60	4,50
Ni	21,00	44,00	201,00	125,00	22,00	21,00
Rb	72,90	51,80	96,60	92,80	67,70	55,50
Sc	15,00	22,00	19,00	15,00	11,00	10,00
Sn	2,00	1,00	<1	<1	<1	<1
Sr	207,00	430,20	226,40	189,80	869,90	785,00
Ta	1,10	0,50	0,40	0,50	0,30	0,30
Th	2,00	7,40	1,70	1,60	3,50	2,90
U	0,90	1,80	0,70	0,50	1,30	1,00
V	107,00	169,00	153,00	114,00	105,00	95,00
W	0,90	5,50	139,70	140,00	4,80	4,70
Zr	355,40	158,70	95,50	111,80	124,50	116,40
Y	53,00	21,30	14,70	14,20	15,40	14,20
La	14,60	25,10	10,90	10,40	18,30	17,20
Ce	42,80	52,30	25,40	23,90	37,90	36,90
Pr	6,37	6,56	3,59	3,25	5,21	4,81
Nd	28,5	26,1	16,0	14,0	22,9	20,3
Sm	7,13	4,95	3,18	2,84	4,13	3,73

	Mina El Silencio			G, Colômbia	Mina Providência	
	SIL-3	SIL-12	SIL-25	SIL-22	MP-1	PRO-2
Eu	1,93	1,50	0,99	0,83	1,19	1,13
Gd	8,55	4,63	3,14	2,81	3,52	3,24
Tb	1,48	0,71	0,47	0,44	0,50	0,46
Dy	9,18	4,12	2,68	2,70	2,94	2,40
Ho	1,89	0,80	0,52	0,47	0,50	0,50
Er	5,33	2,19	1,50	1,42	1,51	1,31
Tm	0,83	0,32	0,22	0,21	0,21	0,19
Yb	5,35	2,00	1,35	1,33	1,36	1,39
Lu	0,83	0,30	0,21	0,21	0,21	0,21
Ag	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,3	<0,1
As	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	<0,5
*Au	<0,5	5,0	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
C Tot,	<0,02	0,22	0,03	0,39	0,31	0,33
Cd	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cu	14,5	56,1	1,1	0,9	0,7	0,8
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Mo	0,1	0,3	4,1	0,1	<0,1	<0,1
Ni	16,3	27,9	122,8	117,2	15,7	18,2
Pb	0,4	1,9	1,0	0,4	2,0	1,0
S Tot,	0,13	<0,02	<0,02	0,02	0,07	0,31
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Tl	0,4	0,1	1,0	0,6	0,3	0,2
Zn	102	32	44	103	48	52

(*) valores em ppb. Para os óxidos, os valores estão em %; para os demais elementos, em ppm.

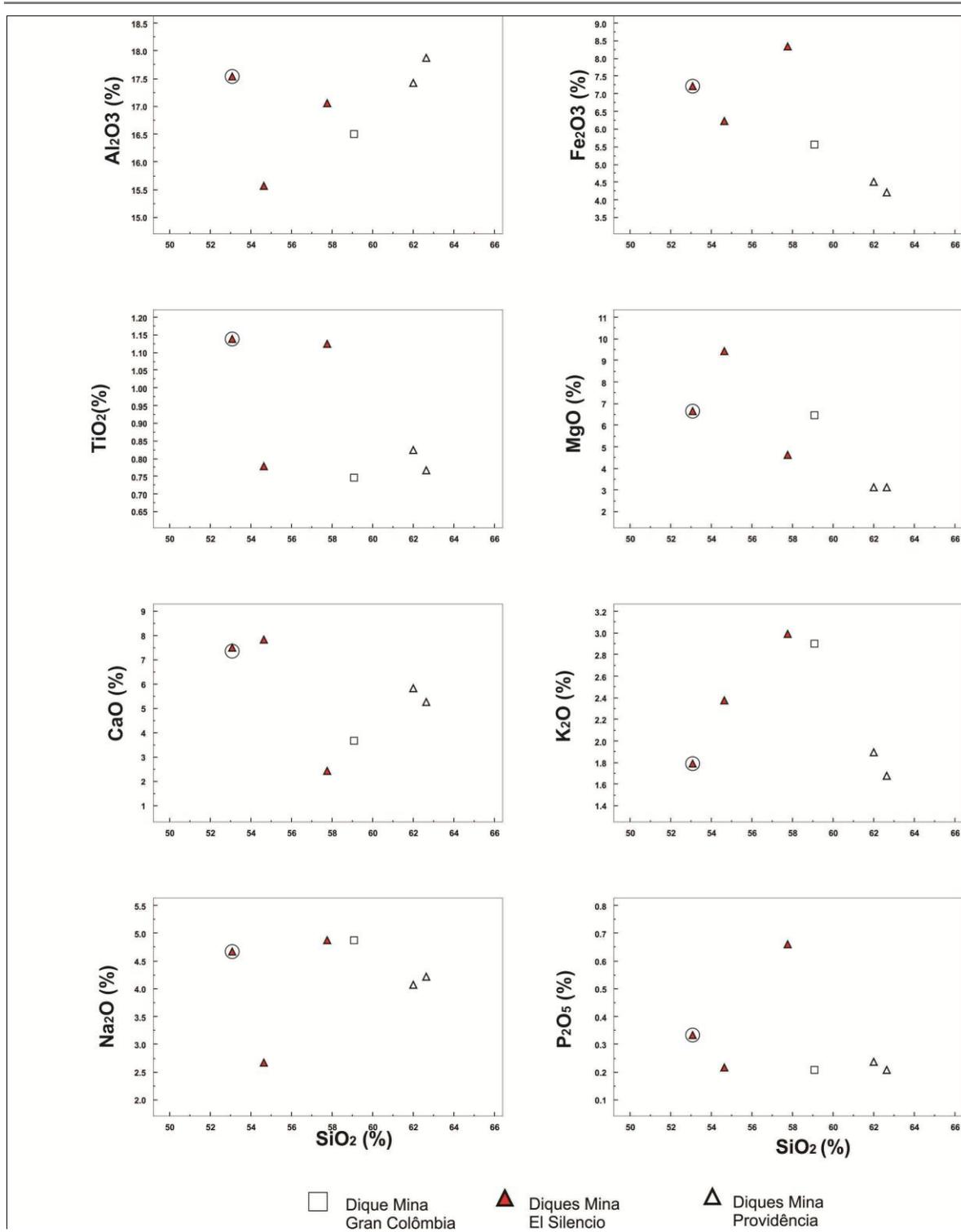


Figura 2.26 Diagramas do tipo Harker de elementos maiores para os diques intermediários das minas El Silencio, Gran Colômbia e Providência. Em destaque, com círculo, a amostra SIL-12

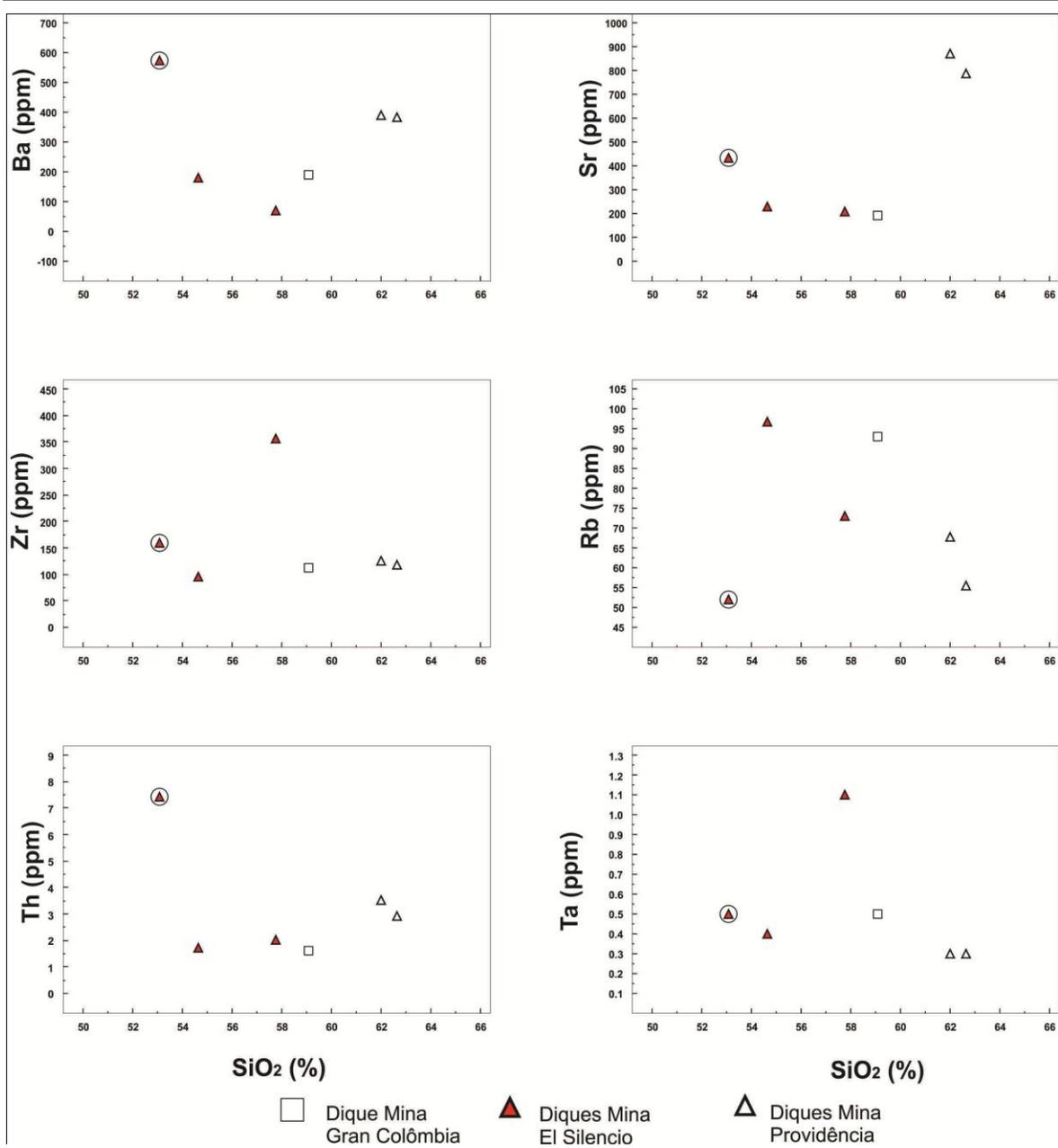


Figura 2.27 Diagramas do tipo Harker de elementos traços para os diques intermediários das minas El Silencio, Gran Colômbia e Providência. Em destaque, com círculo, a amostra SIL-12.

Da mesma maneira os valores de Au e Ag geralmente estão abaixo do limite de detecção, 0,5ppb e 0,1ppm, respectivamente, com exceção da amostra SIL-12, que apresenta 5ppb de Au (Tabela 2.5). O conteúdo de SiO₂ desta amostra é também o mais baixo de todas as analisadas.

No diagrama TAS de LeBas (1986) para rochas vulcânicas (figura 2.28), os diques situam-se no campo das séries subalcalinas, embora duas amostras da mina El Silencio possuam alto conteúdo de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, de modo a se situarem imediatamente acima da linha que divide os dois campos. Para verificar se realmente tratam-se de rochas alcalinas s.s., determinou-se a norma CIPW, resultando em ausência de nefelina ou acmita normativas.

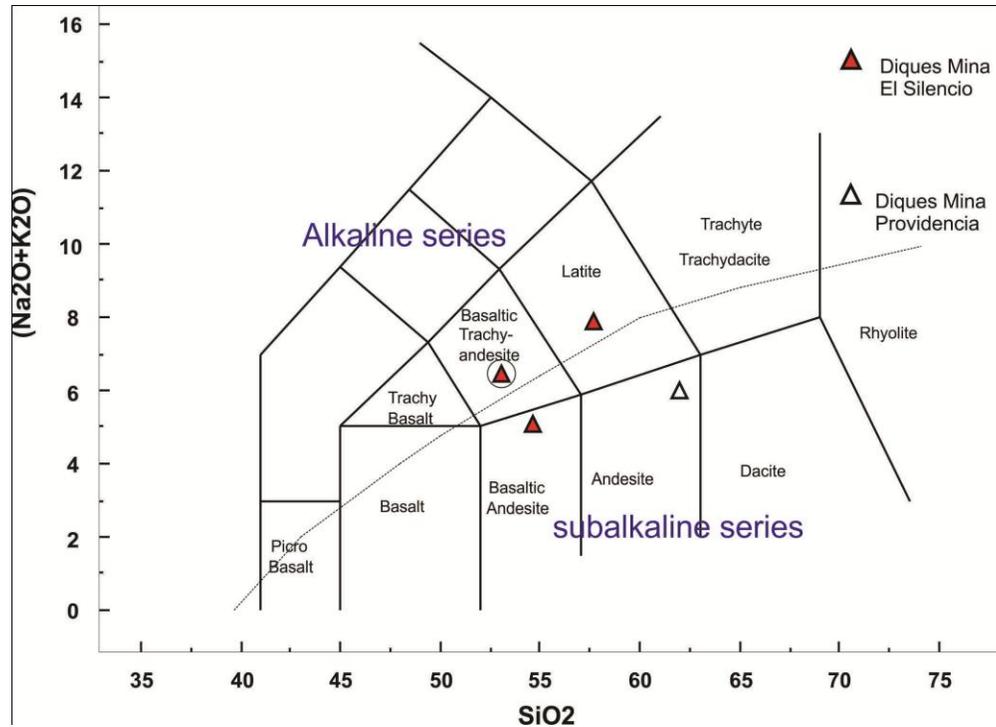


Figura 2. 28 Diagrama TAS para classificação de rochas vulcânicas Segundo LeBas et al, 1986. A linha delgada representa o limite entre as séries alcalina e subalcalina de Irving & Baragar, 1971 . Em destaque, com círculo, a amostra SIL-12

Devido aos elevados valores de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ das amostras da mina El Silencio e Gran Colômbia, provavelmente por hidrotermalismo, como indicado pelos elevados valores de perda ao fogo da maioria das amostras de dique analisadas (Tabela 2.3), há dispersão das amostras entre andesito basáltico e traquiandesito basáltico no diagrama TAS (Figura 2.28). Com base no estudo petrográfico, entretanto, elas serão consideradas como tendo composição de andesito. A amostra SIL-3 apresenta perda ao fogo de 1,1%, sendo que seu conteúdo de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ provavelmente representa a composição original. Ela foi classificada como latito devido a possuir $\text{Na}_2\text{O} - 2 \leq \text{K}_2\text{O}$ (LeBas et al, 1986). Comparando-a a rochas plutônicas, possui composição de monzonito, segundo o diagrama de Middlemost,

1985 (figura 2.29). As amostras do dique da mina Providência situam-se no campo do andesito sensu stricto.

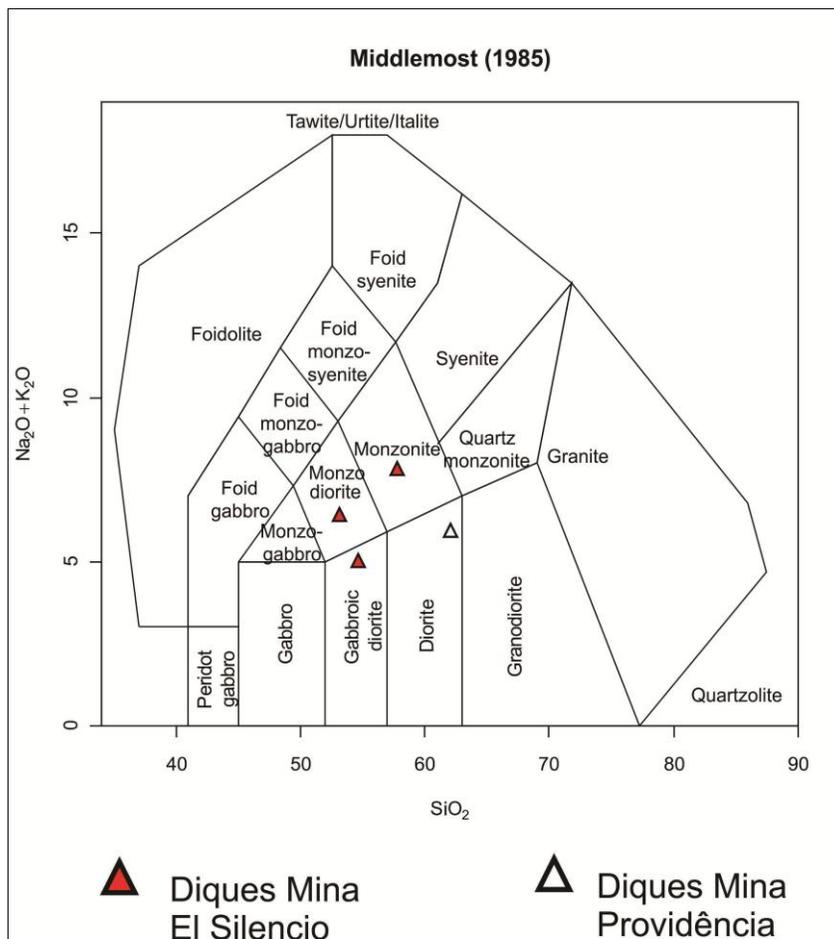


Figura 2.29 Diagrama de classificação de Middlemost (1985) para os diques das minas El Silencio e Providência.

No diagrama AFM de Irving & Baragar (1971), as amostras situam-se no campo cálcio-alcálico (Figura 2.30A). Entretanto, a dispersão dos pontos é evidente no diagrama e não definem uma tendência de diferenciação clara.

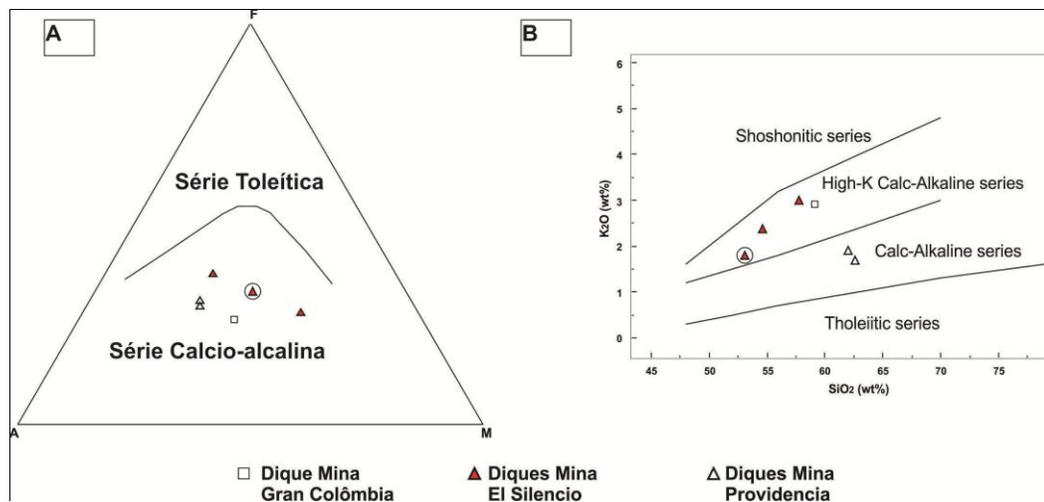


Figura 2.30 **A** Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) para os diques no batólito de Segovia das minas estudadas para discriminar entre séries toleíticas e cálcio-alcinas. **B** Diagrama de Taylor e Peccerillo (1976) para distinguir diferentes tipos de séries de rochas subalcalinas.

Para discriminar adicionalmente os diques, foi usado o Diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) para distinguir diferentes tipos de séries (figura 2.30B). Os resultados parecem indicar duas tendências diferentes, a saber, cálcio-alcinas de alto potássio para os diques da mina El Silencio e cálcio-alcina para os da mina Providência. No entanto, seis pontos não são suficientemente representativos, tornando-se necessário efetuar estudos mais detalhados. Uma característica importante e comum nos diagramas AFM e K_2O vs SiO_2 é o fato de todas as amostras plotarem em campos cálcio-alcinos, indicativos de magmas relacionados a zonas de subdução.

Devido aos elevados valores de perda ao fogo e possíveis alterações nos valores dos elementos maiores devido a hidrotermalismo, foram utilizados diagramas discriminantes de ambiente tectônico propostos por Pearce & Cann (1973), Wood (1980) e Meschede (1986), os quais usam elementos traços que são imóveis ou menos móveis durante o hidrotermalismo. Nesses diagramas os diques estudados podem ser classificados como basaltos cálcio-alcinos ou basaltos de arco vulcânico (Figura 2.31).

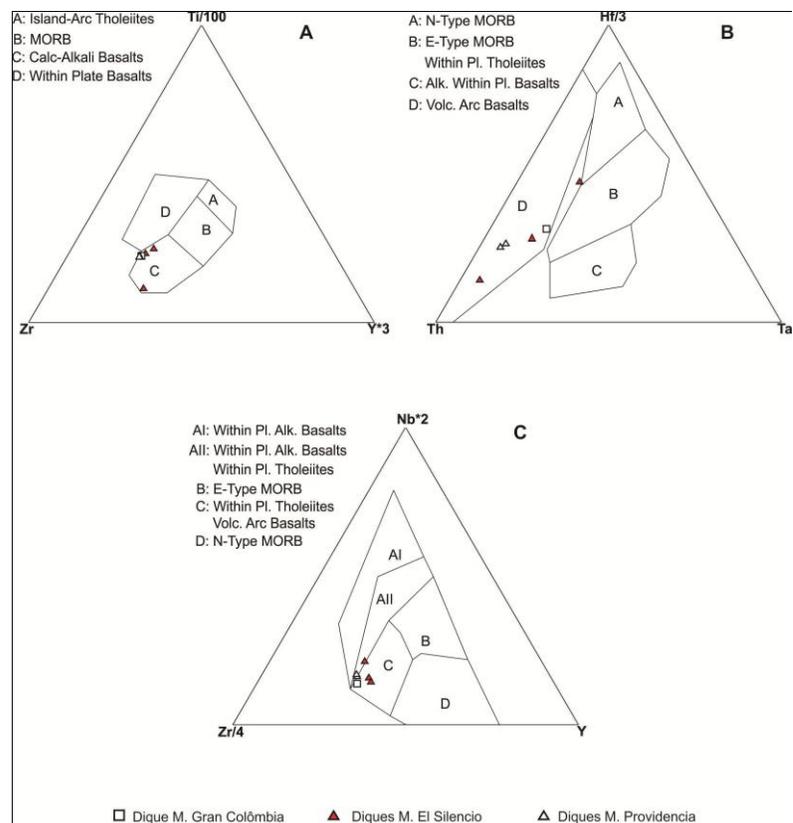


Figura 2.31 Amostras dos diques nas Minas estudadas nos diagramas de discriminação tectônica propostos por A Pearce e Cann, 1973 B Wood 1980 C Meschede 1986

Alem das diferenças já mencionadas, as duas amostras coletadas na Mina Providência possuem características de rochas adakíticas, segundo a definição de Drumond e Defant (1991) (in Castillo, 2006), tal como se observa na tabela 2.6 e no gráfico Sr/Y vs Y (figura 2.32), usado para distinguir os campos dos adakitos das rochas de arco normais.

Tabela 2.6 Comparação dos diques da Mina Providência com adakitos.

Caraterística	Adakitos	Diques Mina Providencia
SiO ₂ (%)	≥56	60,4
Al ₂ O ₃ (%)	≥15	17,11
MgO (%)	>3, raramente maior que 6	3,01
Y e HREE	Y<18ppm, e Yb<1,9, por exemplo	Y = 14,8 e Yb = 1,38
Sr	Alto, raramente <400ppm	827,5
La/Yb	>20	12,3-13,4

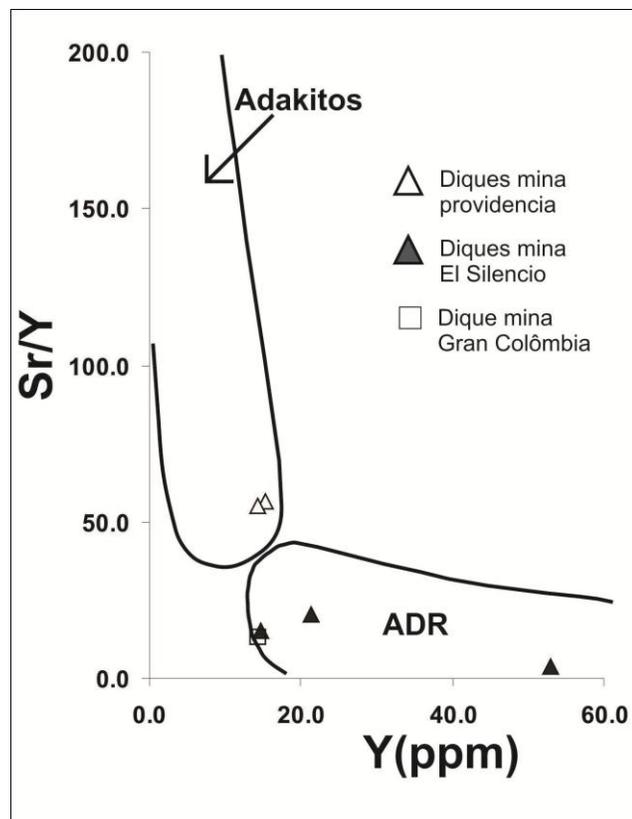


Figura 2.32 Diagrama Y vs Sr/Y de Drummond e Defant (1991) usado para distinguir adakitos de rochas de arco comuns. ADR (Andesito-dacito-riolito).

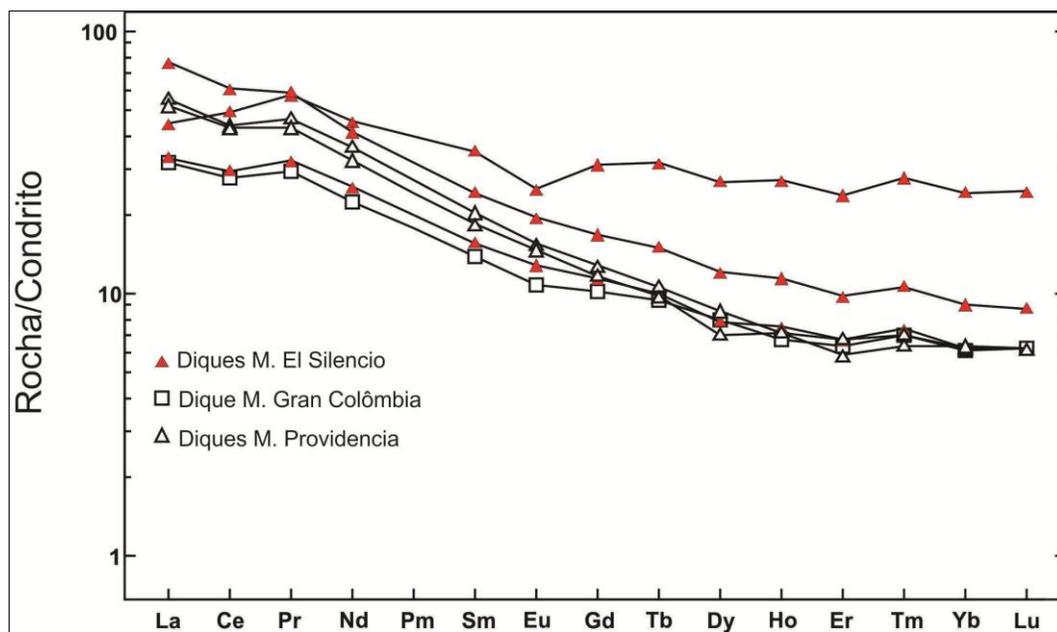


Figura 2.33 Diagrama de elementos terras raras para as amostras dos diques, normalizadas ao condrito de Nakamura (1974).

Todas as amostras apresentam padrão similar de elementos terras raras normalizados a condrito, com enriquecimento em ETRL (Figura 2.33) em relação aos ETRP, sem anomalia clara de Eu, à exceção da amostra SIL-3, cujo padrão de terras raras é mais plano indicando maior grau de fracionamento, com anomalia negativa de Eu. Esta amostra possui quantidade elevada de apatita e zircão, minerais que podem incorporar ETRP na sua estrutura. Assim como foi interpretado para os granitos, também não parece haver envolvimento de granada na fonte, pois os padrões de ETRP são planos e o enriquecimento em relação ao condrito está na ordem de 10 vezes.

As amostras de dique são menos fracionadas em ETR que as do batólito, com La_n/Yb_n de 1 a 8,9. A ΣETR é muito variável, com valor de 64,2 na amostra SIL-22 e de 134,1 na amostra SIL-3. Os diques não possuem anomalia significativa de Eu ($Eu/Eu^*=0,95$), com exceção da amostra SIL-3, que possui $Eu/Eu^*=0,75$.

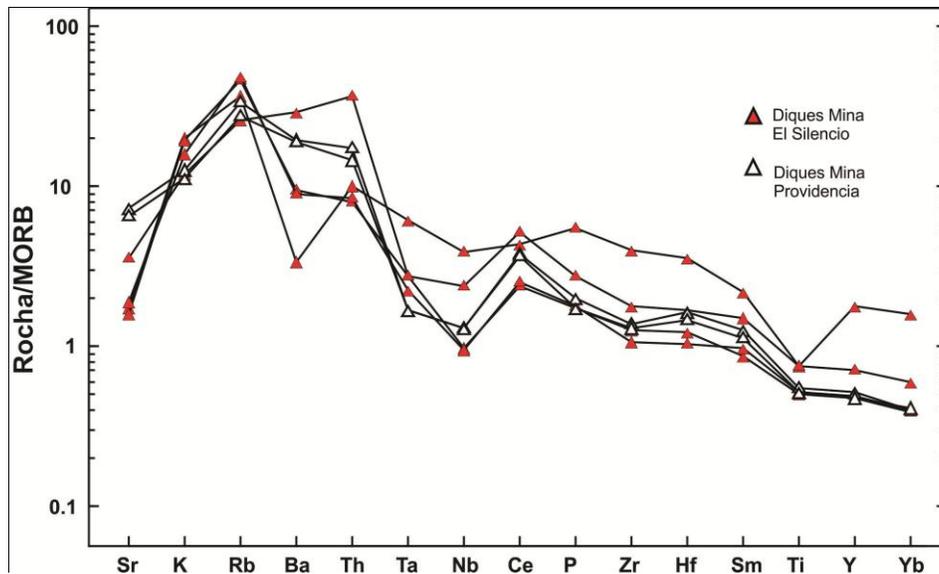


Figura 2.34 Diagrama multielementar normalizado ao MORB das amostras dos diques segundo o esquema proposto por Pearce (1983) com os LILE à esquerda do gráfico e HFSE à direita. A incompatibilidade dos elementos aumenta para o centro do diagrama

Em um diagrama multielementar normalizado ao MORB usando o ordenamento proposto por Pearce (1983), pode-se observar que de um modo geral os padrões são similares (figura 2.34) comparados com as amostras do batólito, com enriquecimento dos LILE em relação aos HFSE e uma anomalia negativa de Nb. No entanto, os conteúdos de Sr são mais variáveis, possuem quantidades menores de Ba, e a anomalia positiva de Th

não é muito pronunciada. Não há também anomalia pronunciada de Ti, com exceção da amostra SIL-3.

A carência da anomalia de Ti não pode ser atribuída a enriquecimento secundário, tendo em vista a homogeneidade dos dados e o caráter pouco móvel do Ti durante processos de alteração hidrotermal. Os valores devem refletir a química da fonte e os processos entre cristais/fundido ocorridos durante a evolução das rochas (Rollinson, 1993).

2.4.4 Geoquímica isotópica

Quatro amostras dos diques foram analisadas pelo método Sm-Nd em rocha total, duas pertencentes a diques da Mina El Silencio e duas da Mina Providencia. Os resultados podem ser observados na tabela 2.7 e na figura 2.35. Todas as amostras analisadas apresentam valores de $\epsilon Nd_{(t)}$ acima de +4.0, com T_{DM} máximo de 0.35Ga. Para calcular os valores de $\epsilon Nd_{(t)}$ usou-se uma idade de 86Ma obtida pelo método K-Ar em rocha total (Leal-Mejia, *et al* 2011). Não é possível determinar se houve algum tipo de contaminação crustal, pois esses diques foram alojados no batólito de Segovia, que também possui uma assinatura positiva de $\epsilon Nd_{(t)}$.

Tabela 2.7 Dados isotópicos Sm-Nd para as amostras dos diques nas minas El Silencio e Providência.

Amostra	Rocha	Mina	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon Nd_{(t)}$	Idade (Ma)	$\epsilon Nd_{(t)}$	T_{DM} (Ga)
MP-1	Andesito porfirítico	Providência	0.53	2.63	0.1218	0.512858 (± 09)	4.29	86	5.06	0.33
PRO-2	Andesito porfirítico	Providência	4.06	20.19	0.1214	0.512848 (± 12)	4.11	86	4.87	0.35
SIL-3	Latito	El Silencio	6.43	23.48	0.1656	0.513039 (± 15)	7.82	86	8.14	0.09
SIL-25	Andesito	El Silencio	3.57	16.53	0.1306	0.512949 (± 19)	6.06	86	6.74	0.21

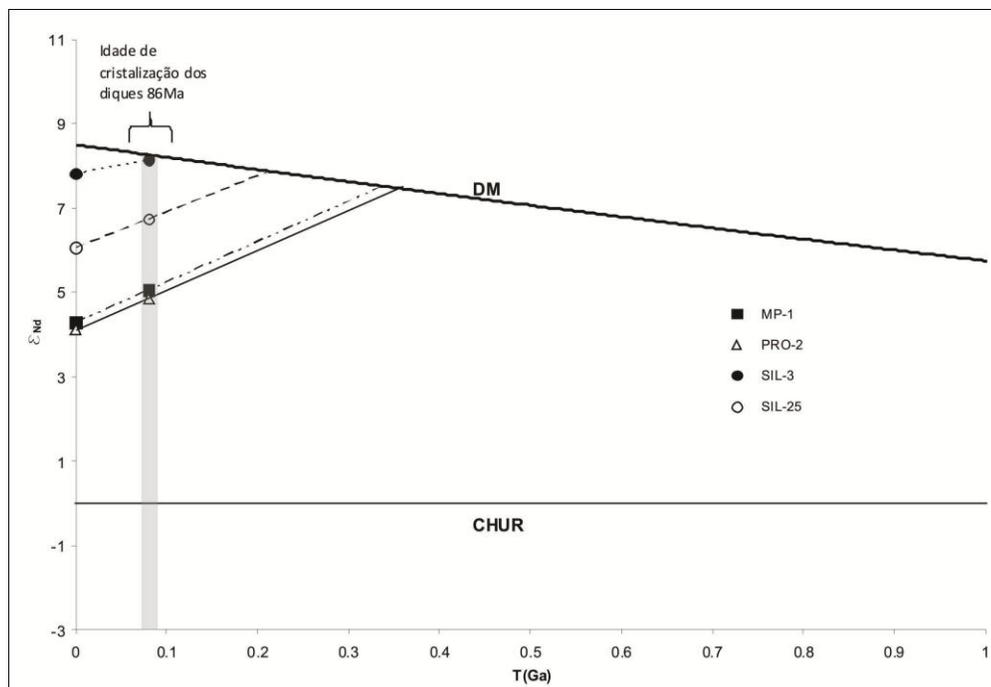


Figura 2.35 Diagrama $T(\text{Ga})$ vs ϵNd para as amostras dos diques

2.5 DISCUSSÕES

2.5.1 Marco geotectônico para o alojamento do batólito

Com base nos dados obtidos de petrografia, química mineral, litogeoquímica e geoquímica isotópica, é possível estabelecer um marco tectônico preliminar para as rochas encaixantes das mineralizações de ouro, assim como propor algumas correlações.

Petrograficamente e geoquimicamente, o batólito Segovia abrange principalmente granodioritos, com tonalitos e quartzodioritos subordinados, além de dioritos e corpos menores de gabros, razão pela qual se sugere não continuar com o uso do termo Diorito de Segovia, proposto por Gonzalez & Londoño (2002), para todo o batólito, pois na localidade-tipo onde foi definido o povoado de Segovia a rocha é um granodiorito. Sugere-se, por outro lado, a utilização do termo geral batólito Segovia, com termos específicos conforme a rocha mapeada.

O Batólito de Segovia possui caráter cálcio-alcálico, metaluminoso, o que está em concordância com os dados de litogeoquímica apresentados por Monterroza (2008) em uma amostragem mais regional. Em todos os diagramas discriminantes usados, tanto de minerais como de rocha total, as amostras selecionadas para estudo petrológico situam-se no campo das rochas associadas a arcos magmáticos. É muito importante ressaltar que os diagramas multielementares também são coerentes com magmas associados a zonas de subducção em margens continentais ativas (Winter, 2009). Em um diagrama multielementar com ordenamento de Pearce *et al* (1984), há significativas anomalias negativas de Nb e Ta, que poderiam ser explicados por um processo de fusão fracionada do manto envolvendo uma fase (titanato?) em baixas quantidades (Briqueu *et al*, 1984). Alternativamente, indicariam o envolvimento de crosta continental espessa (Wilson, 1989, Rollinson, 1993), mas são incoerentes com os dados de Sm-Nd apresentados.

As idades U-Pb em zircão obtidas para o quartzo diorito, $154,83 \pm 0,79$ Ma, e granodiorito, $154,4 \pm 1,3$ Ma, foram interpretadas como idades de cristalização das rochas, respectivamente, o que confirma que o Batólito de Segovia possui idade jurássica, embora seja mais jovem que a idade K-Ar em anfibólio obtida por Feininger *et al.* (1972), de 160 ± 7 Ma, em um corpo situado a 140 km ao sul da área de estudo, e as idades U-Pb em zircão entre 174 e 185 Ma de Cuadros (2012), no Batólito de Norosí, considerado como a prolongação ao Norte e Este do Batólito de Segovia (Gonzalez e Londoño, 2002). Os dados isotópicos de Sm-Nd para este corpo, com valores negativos do parâmetro $\epsilon_{Nd}(t)$ (Cuadros, 2012), foram interpretados como o produto de uma mistura entre rochas do embasamento metamórfico com idades-modelo de 1,5 Ga e rochas máficas geradas durante a atividade ígnea na área no Jurássico. Esses valores contrastam com a assinatura positiva de $\epsilon_{Nd}(t)$ do batólito de Segovia, o que indica que se tratam provavelmente de dois corpos diferentes.

As idades obtidas neste trabalho permitem interpretar o Batólito de Segovia como o pulso mais jovem datado até hoje do magmatismo jurássico na Colômbia, pois dados previamente obtidos pelo método U-Pb LA-ICP-MS em zircão em corpos intrusivos situados no sul do país (Bustamente *et al*, 2010, Villagomez *et al*, 2011) resultaram em idades de cristalização de plutons de 189 e 166 Ma, com idades Ar-Ar no intervalo 155-

145Ma (Villagomez, *et al* 2011) e idades K-Ar entre 155 e 151Ma (Aspden *et al*, 1987), interpretadas como idades de resfriamento.

A interpretação geotectônica do batólito e de rochas formadas no mesmo período, com base em dados geoquímicos e geocronológicos, indicam ambiente de margem continental ativa (Alvarez 1983, Dorr *et al* 1995, Altenberg & Concha, 2005, Bustamante *et al*, 2010) para o denominado terreno Chibcha, no sentido proposto por Toussaint & Restrepo (1988) (Figura 2.35). No entanto, e como se detalhará a seguir, não existe consenso entre os diferentes pesquisadores acerca do regime tectônico no período Jurássico na Colômbia.

As propostas existentes na literatura sobre a evolução dos terrenos jurássicos colombianos são basicamente duas: um ambiente distensivo, caracterizado por uma tafrogênese (Etayo-Serna, 1983, Cediél *et al*, 2003), ou um ambiente de arco magmático (Aspden *et al*, 1987, Toussaint, 1994). Recentemente, Bayona *et al* (2006), com base em dados paleomagnéticos e de geocronologia K-Ar, propôs um modelo conciliatório, de acordo com o qual, durante o período triássico até o jurássico médio se instaurou uma zona de subducção oblíqua na margem norte-ocidental da América do Sul, gerando um expressivo magmatismo de arco, acompanhado de uma significativa translação de blocos em relação ao oriente Colombiano.

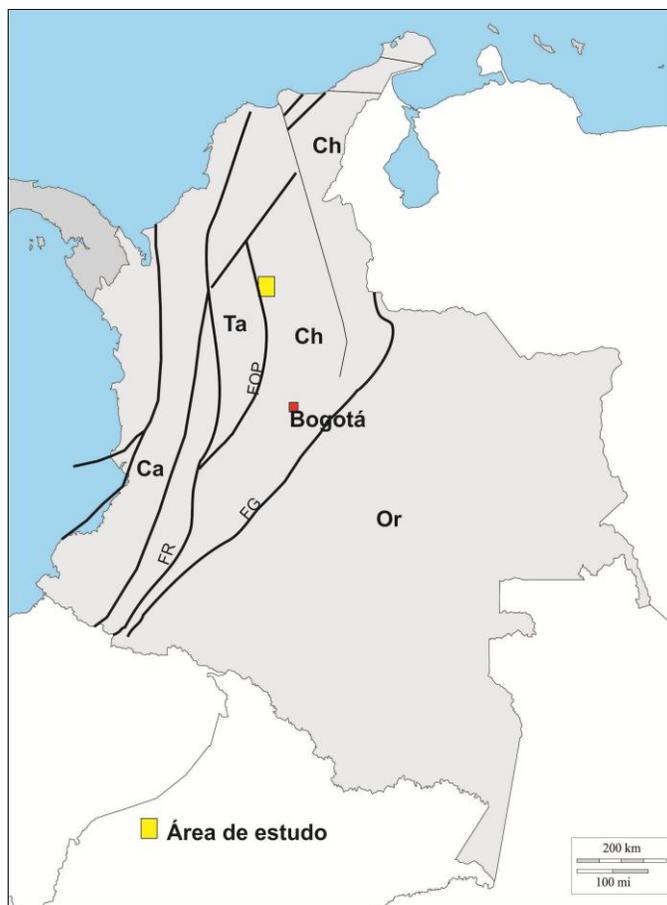


Figura 2.36 Mapa simplificado de terrenos da Colômbia, modificado de Toussaint e Restrepo 1988. Ca: terreno calima, Ch: terreno chibcha, Or: Oriente colombiano, Ta: Terreno Tahami. FG: Falha de Guaicaramo, FOP: Falha Otú-Pericos, FR: Falha Romeral.

De acordo com essa proposta, no período Jurássico tardio a Cretáceo, o ambiente foi extensional ou transtensional, com acumulação de sedimentos marinhos. No entanto, as características geológicas, petrológicas e geocronológicas obtidas para o Batólito de Segovia indicam que o ambiente de arco magmático prevaleceu durante o Jurássico por mais tempo do que previamente sugerido. Neste cenário, a placa de Farallones subductou por debaixo do terreno Chibcha ainda no Jurássico tardio (figura 2.36).

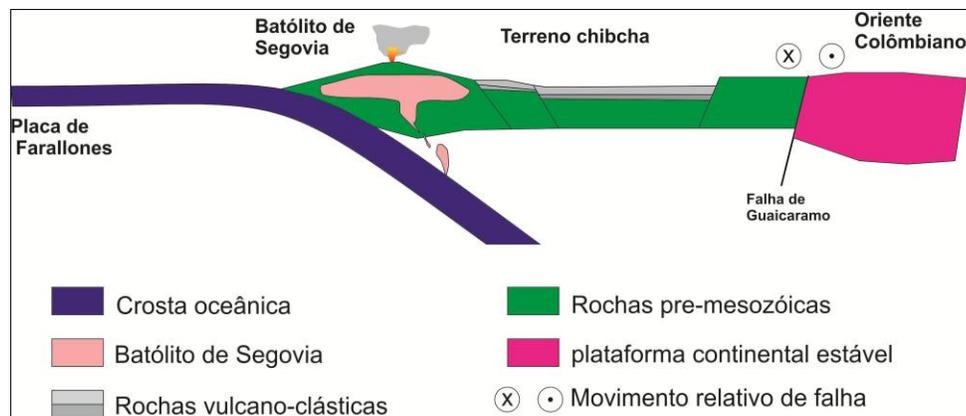


Figura 2.37 Esquema geotectônico proposto para o alojamento do batólito de Segovia durante o jurássico tardio

2.5.2 Diques

Os diques possuem relação de intrusão no batólito, indicando alojamento posterior à cristalização das rochas graníticas jurássicas. Idades de cristalização pelo método K-Ar em rocha total em diques das minas El Silencio e Providência de 89-84Ma foram obtidas por Leal-Mejia *et al.* (2011).

Rodriguez (2007) considera que o magmatismo associado às mineralizações auríferas representado pelos diques máficos que cortam o batólito de Segovia é do tipo lamprofírico relacionado a um processo de pós-colisão,. Entretanto, não foram identificados diques lamprofíricos nas áreas estudadas neste trabalho, conforme demonstram os dados petrográficos e geoquímicos apresentados neste capítulo em comparação com as descrições de lamprófiro na literatura (Le Maitre *et al.*, 1989).

As amostras de diques analisadas possuem composição básica a intermediária e foram classificadas petrográfica e quimicamente predominantemente como andesitos, apesar de haver dispersão em diagramas de classificação química que utilizam elementos maiores, o que ocorre em função do hidrotermalismo que afetou os diques nas minas.

As diferenças na química de rocha total indicam que existem pelo menos três tipos de diques no distrito: os diques de andesito das Minas Gran Colômbia e El Silencio possuem características de rochas de arco normais, enquanto os diques de andesito porfírico da Mina Providência são afins a rochas de características adakíticas. A amostra SIL-3 da mina El Silencio, classificada como latito, ou alternativamente como monzonito, considerando-a em

diagrama de classificação de rochas plutônicas, possui diferenças substanciais das demais quanto aos elementos maiores e traços.

Os adakitos são rochas referidas comumente como produtos de magmas relacionados a um *slab melting* indicativo de um ambiente de zona de suprasubdução, ideia amplamente debatida (Castillo, 2006), pois existem mecanismos alternativos para a geração deste tipo de magmas tais como fusão parcial da crosta inferior espessada, hipótese que pode ser descartada devido ao caráter mantélico dos diques analisados, ou por diferenciação de um magma basáltico. Castillo, (2012) sugere que em magmas máficos hidratados com baixas razões iniciais Sr/Y e La/Yb podem ser geradas lavas enriquecidas em Sr/Y e La/Yb devido ao fracionamento de anfibólio juntamente com a cristalização tardia de plagioclásio.

CAPITULO III CARACTERIZAÇÃO DA MINERALIZAÇÃO DE OURO

3.1 INTRODUÇÃO

O Distrito Mineiro Segovia-Remedios é uma das regiões das quais mais se extrai ouro na Colômbia, com uma produção total de companhias e garimpos de 85.000oz anuais (Min. Minas, 2011). A companhia mais representativa que atua da região, a Gran Colombia Gold (extinta Frontino Gold Mines Ltda), conseguiu extrair pelo menos 5Moz desde a metade do século XIX até 2005 (Wilson e Redwood, 2010), evidenciando o enorme potencial metalogenético dessa região no país.

As minas estudadas, El Silencio e La Gran Colômbia, pertencem à companhia Gran Colombia Gold. A primeira delas, a mina El Silencio, está em atividade desde a metade do século XIX e possui 44 níveis, dos quais o acesso só é possível até nível 18, pois a partir do nível 19 a mina está inundada. A segunda, denominada La Gran Colômbia, começou o desenvolvimento em 2010 e possui dois níveis.

Os objetivos deste capítulo são a caracterização textural, petrográfica, mineralógica e química dos veios mineralizados e das rochas de alteração hidrotermal, para estabelecer os estágios de precipitação do ouro, assim como de minerais da ganga e de sulfetos. Com estes dados, uma interpretação da evolução do sistema hidrotermal é proposta, o que serve como marco de referência para o capítulo seguinte.

3.2 DISTRIBUIÇÃO DO OURO NOS DEPÓSITOS

O ouro nas duas minas citadas é limitado basicamente aos veios de quartzo, ocorrendo associado a sulfetos. Nos veios, os teores variam de 6 a 15 g/ton para a mina El Silencio e são em média de 7g/ton na mina La Gran Colômbia, segundo informações dos geólogos da companhia. Nas zonas de alteração hidrotermal vizinhas aos veios se reportam teores de até 4g Au/ton, principalmente quando o veio está acompanhado de um dique de

andesito. Campanhas de amostragem em furos de sondagem recentes ratificaram a condição da restrição do ouro aos veios, pois a amostragem feita nas zonas de alteração hidrotermal mais distantes do veio registraram unicamente traços de ouro.

A distribuição do ouro no interior das minas não apresenta uma zonação vertical ou horizontal, nem um enriquecimento em metais base com a profundidade. Segundo os planos de ensaios fornecidos pela Gran Colombia Gold, os teores apresentam uma concentração nos *ore shoots*, regiões de teor maior de 12g/ton, mas que podem chegar a 350g/ton.

Wilson e Redwood (2010) analisaram 315 amostras de canal nos veios do distrito e revelaram que não existem correlações entre metais-base e ouro. No entanto, nas amostras analisadas nesse trabalho, o chumbo atinge valores de até 5,8% na mina El Silencio, com alta concentração de valores na faixa de 0 a 0,5%. O zinco, por sua vez, atinge 4,2%, com a maioria dos valores entre 0 e 0,25%. Para as mesmas amostras o cobre não ultrapassou 530ppm.

3.3 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA DOS VEIOS MINERALIZADOS

O principal veio mineralizado na mina El Silencio apresenta orientação geral N20°E e mergulho entre 35°-45°SE, com algumas variações que localmente podem controlar zonas de alto teor (Sanchez *et al*, 2007). Este veio é denominado Veio Manto e apresenta duas ramificações, conhecidas como veio Principal e veio La Antioqueña, espaçados de 30 a 60m. O Veio Manto e o veio principal estão acompanhados de um dique de andesito.

As larguras dos veios são muito variáveis. O veio La Antioqueña possui menores larguras, de 30 a 80 cm, enquanto os outros veios geralmente apresentam larguras superiores a 80 cm, atingindo mais de 4,5m em setores localizados. No entanto, a média é de 1,1m. Estende-se ao longo de 2,5km em rumo e 1000 m ao longo do mergulho (Figura 3.1), permanecendo aberto em profundidade.

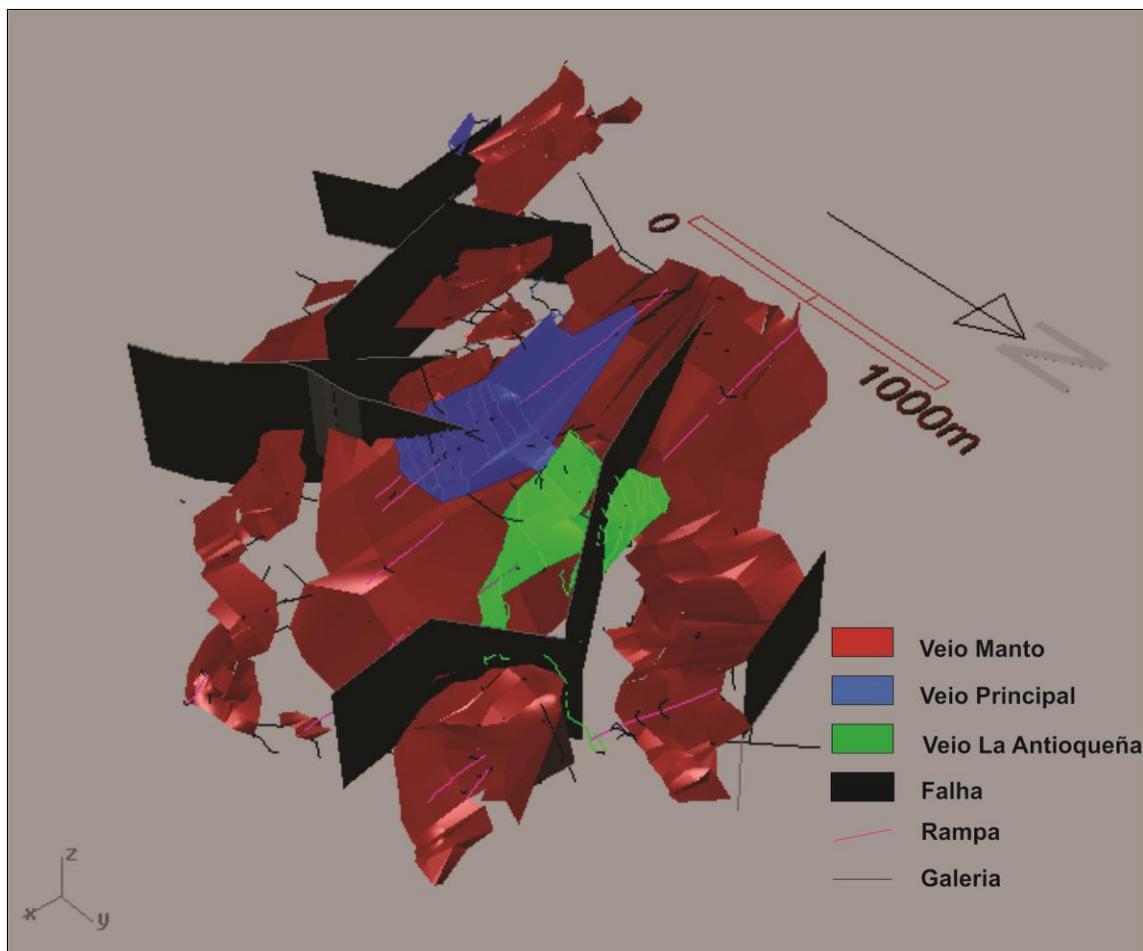


Figura 3.1 Diagrama isométrico NE da mina El Silencio

Na mina La Gran Colombia, o veio homônimo apresenta uma orientação NS, mergulhando 40°-50°E, muito afetado por zonas de cisalhamento (Figura 3.2). Devido ao pouco avanço dos túneis durante o trabalho de campo, não foi possível fazer muitas observações acerca do comportamento geométrico do veio, porém sua representação em superfície ocorre ao longo de 800m, enquanto em furos de sondagens chegam a uma profundidade de 500m. Nesta mina, o dique de andesito ocorre de maneira menos constante do que na mina El Silencio. A largura do veio pode variar entre 0,6 e 1,0m.

Indicadores cinemáticos no interior e na superfície dos veios indicam um cisalhamento de caráter reverso, com uma componente de rumo sinistral durante os estágios de precipitação dos sulfetos. Os veios se encontram deslocados até dezenas de metros por falhas de escorregamento lateral, com direção N40W e N50E. Estes deslocamentos não afetam de maneira significativa os trabalhos de mineração.

Mesoscopicamente, todos os veios apresentam textura bandada (pranchas 3.1 A a D), composta por várias gerações de quartzo, sulfetos em bolsões irregulares e isolados, lascas de rocha, além de bandas e fitas delgadas de sulfetos paralelas à superfície do veio, interpretadas como estruturas do tipo *fault-fill vein* segundo a nomenclatura de Robert & Poulsen (2001) (prancha 3.1A e 3.1D), nas quais o veio aproveitou zonas preexistentes de fraqueza na rocha para se alojar. Na mina Gran Colômbia há presença de juntas estilolíticas paralelas à superfície do veio (prancha 3.1C). Os veios são compostos majoritariamente por quartzo, (80-90% rocha total), sulfetos, que variam de 5-15%, além de 5% em média de carbonato, mas que atinge 15-20% na mina La Gran Colômbia. Fragmentos de rocha com alteração hidrotermal, fengita e, raramente, scheelita, mineral reportado pela primeira vez na região, também ocorrem nos veios.

Devido a sua alta resistência ao intemperismo, os blocos de quartzo rolados (localmente conhecidos como “*riegos*”) constituem um guia de exploração para os garimpeiros e companhias de pesquisa da região. Nos níveis mais superficiais das minas, os veios apresentam alteração intensa dos sulfetos, gerando crostas de óxidos de ferro (goethita e limonita) que mascaram as texturas e estruturas no quartzo.

No interior dos veios ocorrem texturas no quartzo de preenchimento de espaços vazios, do tipo *comb* e *buck* (Prancha 3.2A). Na primeira, os cristais se encontram dispostos de maneira aproximadamente perpendicular às paredes do veio. Esta textura tipo *comb* é diagnóstica de veios extensionais, indicando períodos onde a pressão de fluidos é maior ou igual à carga litostática adicionada à resistência tensional da rocha (Vearncombe, 1993; Robert e Poulsen, 2001). Os cristais são euédricos, com prisma bem desenvolvido e dimensões que podem variar entre 1-2mm, podendo chegar a 3cm de comprimento. O quartzo é leitoso e contém muitas inclusões. Concomitantemente à geração desse quartzo ocorreu a precipitação de scheelita e calcita, que preenche vazios no quartzo. Uma primeira geração de pirita, arsenopirita, galena e esfalerita precipitou junto com esses minerais.

O quartzo do tipo *buck* é anedral com tamanhos entre 1-5mm, com um aspecto leitoso devido a presença de inclusões, apresenta contatos poligonais. Nas lâminas delgadas não foi observada uma direção preferencial de crescimento mineral.

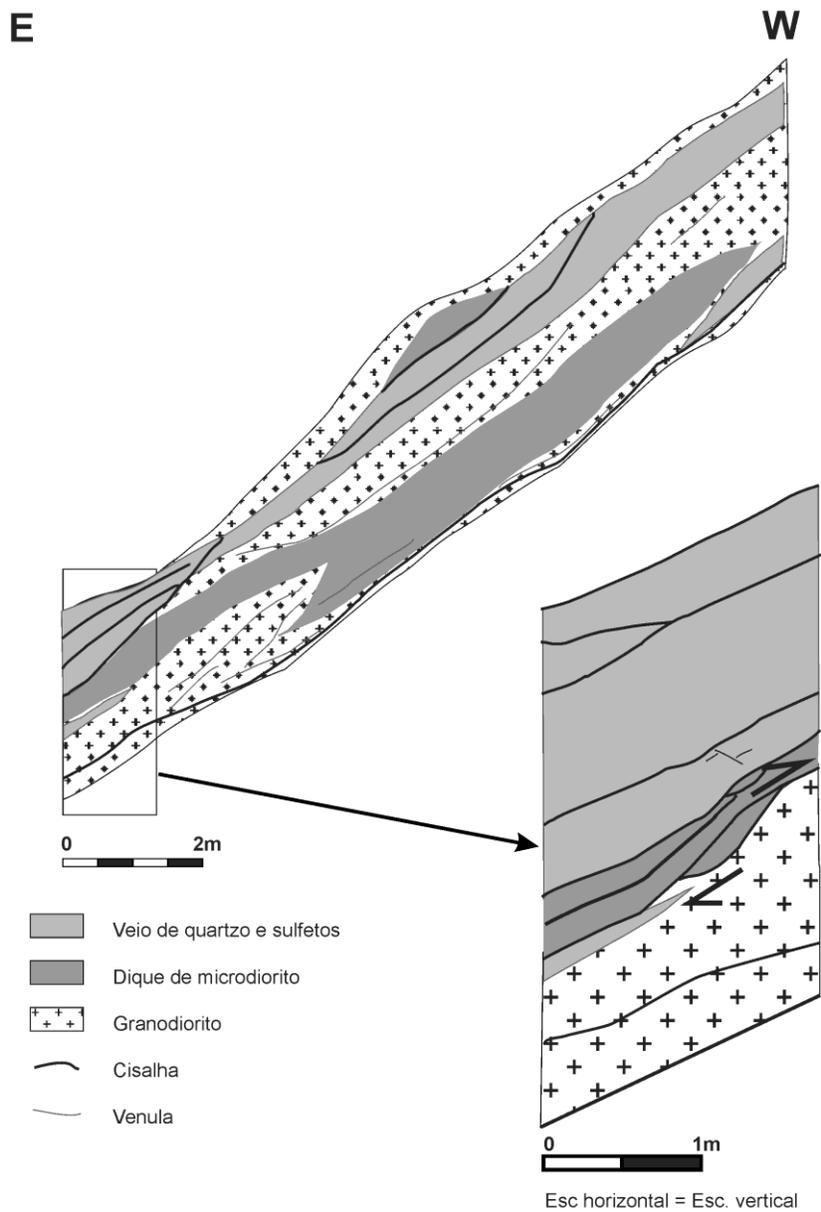
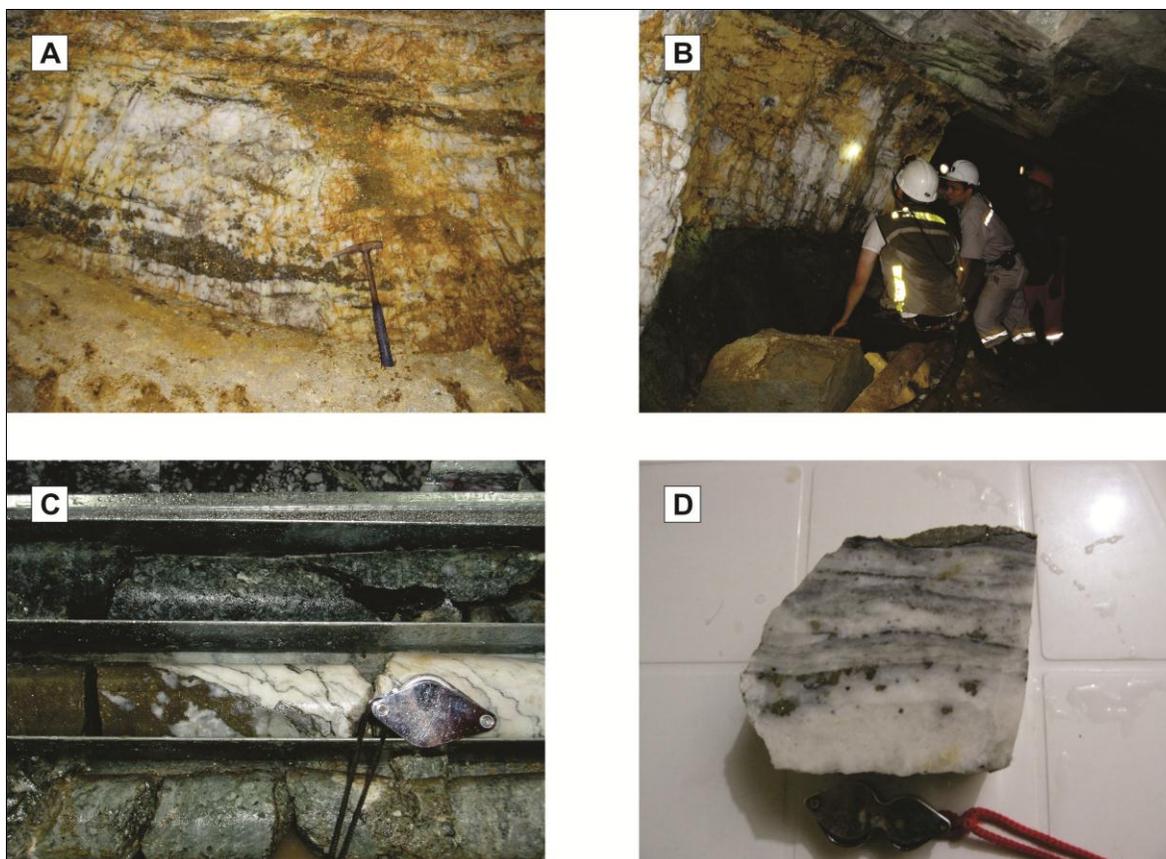


Figura 3.2 Aspecto do veio na mina La Gran Colômbia em perfil (vista sul da rampa evidenciando uma grande quantidade de fraturas e zonas de cisalhamento).

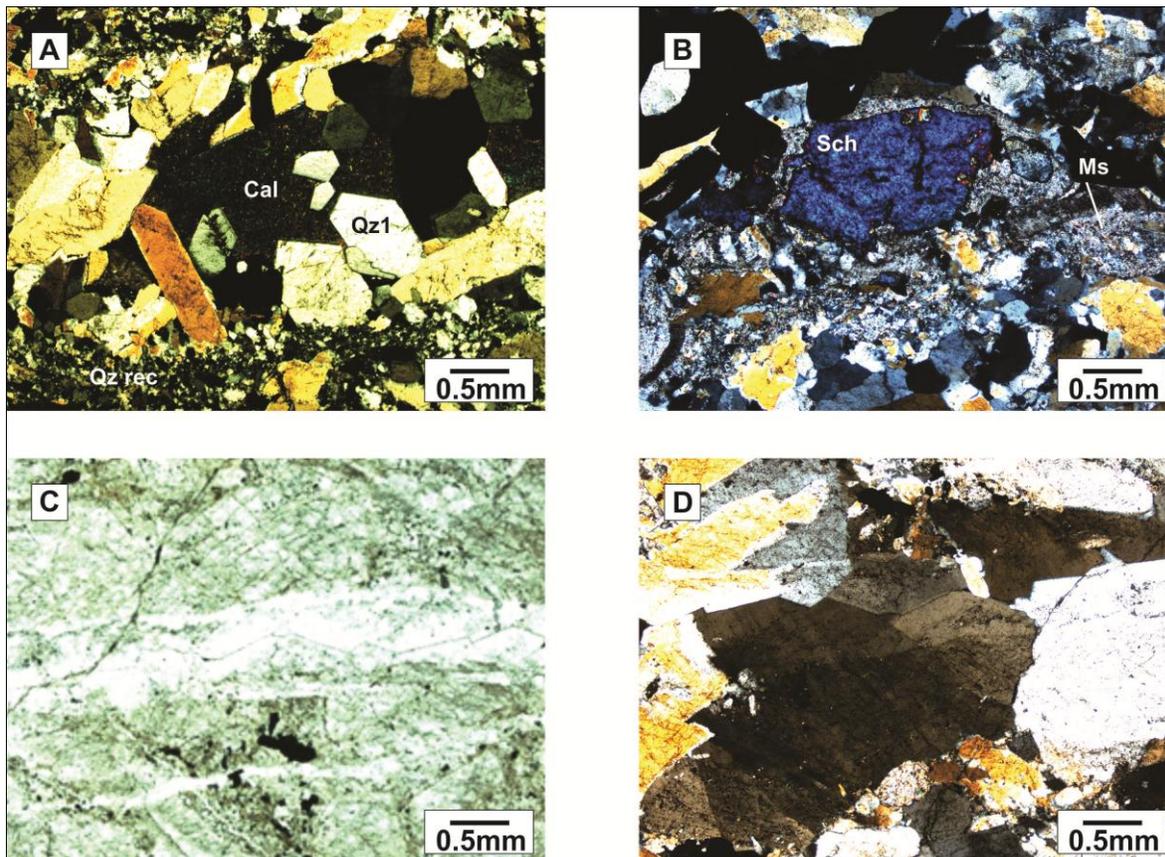


Prancha 3.1. Aspecto bandado dos veios. **A e B.** mina El Silencio, veio Manto **C.** Furo de sonda DH-23, Mina La Gran Colômbia; veio la Gran Colômbia **D.** Amostra de mão da mina El Silencio (SIL-19B); veio La Antioqueña.

Além das estruturas do tipo *comb* e *buck*, o quartzo apresenta texturas de modificação (Vearncombe, 1993). Estas texturas consistem em uma recristalização intensa do quartzo do tipo *comb* e *buck* seguida de adição de uma nova geração de quartzo, de cor cinza escuro. Junto com esse segundo tipo de quartzo precipitaram sulfetos (esfalerita e galena em bandas), sericita, e ouro (electrum). A recristalização do quartzo se apresenta ao longo de bandas estreitas de deformação (Prancha 3.2B). Os cristais de quartzo menos deformados apresentam extinção ondulante, formação de subgrãos e lamelas de deformação.

Uma terceira textura no veio corresponde a texturas do tipo *phantom spider* (Vearncombe 1993). Correspondem a vênulas de quartzo que cortam antigos grãos de quartzo (Prancha 3.2C e 3.2D). A espessura das vênulas varia entre 0,01-0,2mm, e são compostas de quartzo praticamente sem inclusões. A orientação cristalográfica dos cristais

hospedeiros e das vênulas é a mesma, tal como se pode observar com os nicóis cruzados (prancha 3.2D).



Prancha 3.2. Texturas presentes no quartzo dos veios mineralizados. A. Cristais do tipo comb, amostra SIL-19B XPL. B. Scheelita junto a uma banda de deformação com muscovita hidrotermal XPL. Amostra SIL 5 A C e D. Sobrecrescimento de quartzo com textura phantom spider. Nicóis paralelos e cruzados respectivamente. Amostra SIL 19B.

Outros minerais da ganga presentes no veio correspondem a carbonatos, representados por calcita quase pura, cuja fórmula pode ser expressa como $(Ca_{0,96},Mn_{0,02},Mg_{0,02})CO_3$. Existem duas gerações de calcita nos veios: uma acompanha o quartzo da primeira geração e a outra ocorre como mineral tardio em vênulas paralelas ao veio principal.

A scheelita, descrita pela primeira vez no depósito e analisada por microsonda eletrônica, possui WO_3 entre 79,2 e 81,1%, e CaO entre 20,1 e 20,5%

Tabela 3.1 Análises de microsonda de scheelitas dos veios

	SIL4B SCH 1	SIL4B SCH 2	SIL4B SCH 3	SIL19B SCH1	SIL19B SCH1A	SIL19B SCH1B	SIL19B SCH1C
SiO₂	0,24	0,12	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
WO₃	80,46	80,37	79,21	80,76	80,80	81,06	81,06
Ta₂O₅	0,09	0,03	0,03	0,07	0,07	0,06	0,07
Nb₂O₅	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,07
TiO₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
CaO	20,53	20,22	20,29	20,14	20,24	20,26	20,15
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
In₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
PbO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Total	101,32	100,74	99,54	100,99	101,15	101,41	101,39

3.4 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E SUA RELAÇÃO COM A MINERALIZAÇÃO

A alteração hidrotermal associada aos veios de quartzo pode abranger de poucos centímetros (Figura 3.3) a metros de distância do veio (Figura 3.4, Furo DH-23), indicando baixa interação fluido-rocha. É possível observar uma zonação da alteração hidrotermal a partir dos veios mineralizados. Levando em consideração que nas minas existem duas litologias diferentes, é conveniente separar as alterações hidrotermais que ocorrem em cada uma delas, como se exporá a seguir.

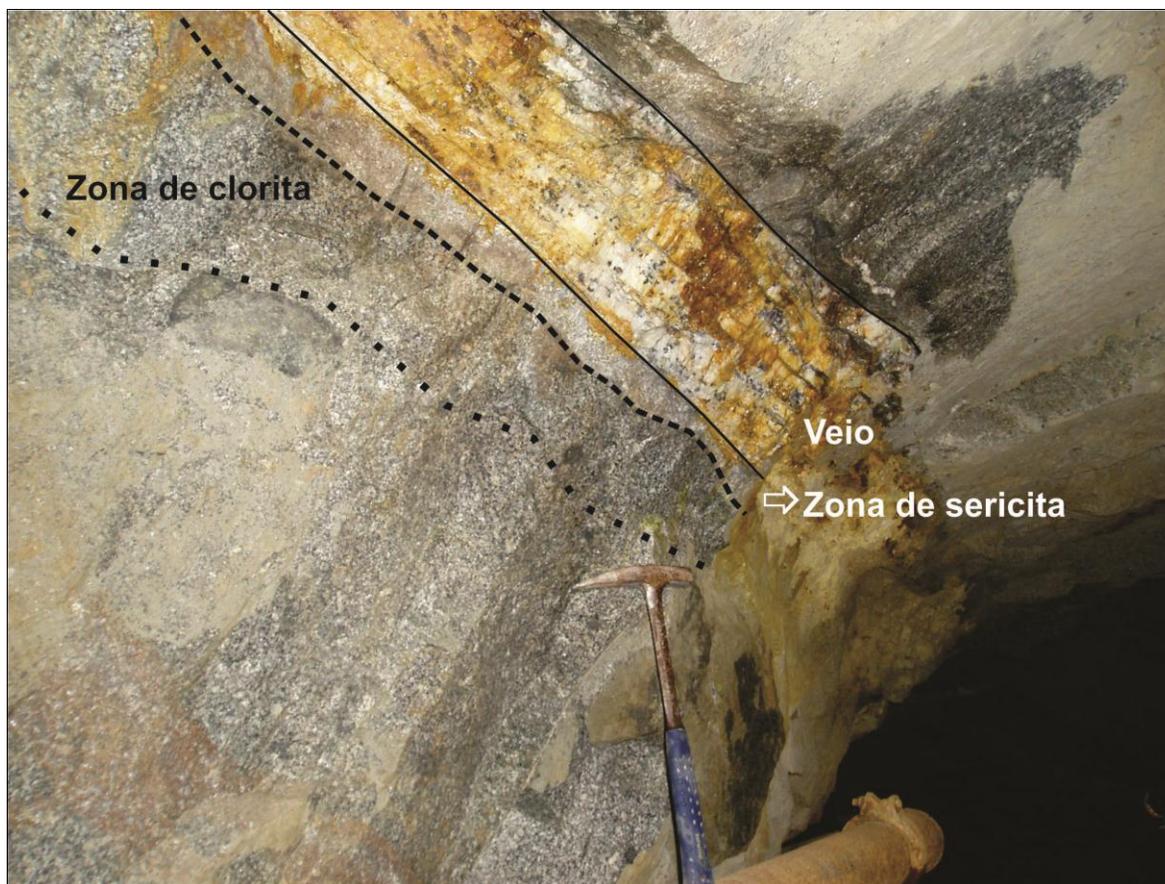


Figura 3.3 Extensão da alteração hidrotermal no granodiorito a partir do veio de quartzo. Veio La Antioqueña, Mina El Silencio.

3.4.1 Alterações nas rochas do Batólito de Segovia

Nas rochas pertencentes ao Batólito de Segovia se desenvolveu uma alteração precoce composta de epidoto-calcita em vênulas com halo de hematita de 2 a 3 cm. Macroscopicamente, a presença de hematita pode ser responsável pela coloração rosa-avermelhada dos feldspatos (Prancha 3.3A), podendo ser confundida com uma alteração potássica. Em análise de lâminas delgadas é possível observar o aspecto “sujo” dos feldspatos, causado por pequenas inclusões de hematita (Prancha 3.3B). Este tipo de alteração sugere um fluido inicial em condições oxidantes. Esta alteração em furos de sondagem apresenta uma sobreposição com alterações clorítica e sericítica.

Perto dos veios e cortando a hematitização se observam duas alterações. A mais afastada do veio, e que poderia ser chamada clorítica, é caracterizada pela cor esverdeada devido à substituição dos minerais máficos da rocha por minerais hidratados. As

substituições mais comuns envolvem a hidratação da biotita e do anfibólio, gerando clorita, titanita e epidoto. O plagioclásio apresenta sericitização e carbonatação incipientes. A clorita se apresenta ao longo dos planos de clivagem da biotita e hornblenda, apresenta pleocroísmo de incolor a verde maçã e cores de interferência pardo anômala de primeira ordem. A titanita se apresenta geralmente dentro dos cristais de clorita, formando massas de cor parda escuro com birrefringência alta. O epidoto se apresenta em vênulas e massas de cristais anedrais com pleocroísmo de incolor a amarelo, e cores de interferência verde de segundo ordem.

Perto do contato com o veio, a rocha em geral apresenta uma descoloração evidente ou “*bleaching*” (Prancha 3.3C) quando comparada com a rocha inalterada, alteração que pode ser denominada como sericitização. O plagioclásio é substituído por agregados finos de sericita e carbonato, distinguíveis unicamente pela diferença na birrefringência (Prancha 3.3D). Em alguns casos ainda é possível distinguir algumas feições originais dos cristais, como hábito e geminação de albita. O feldspato potássico foi mais resistente à alteração hidrotermal, expressa por sericitização parcial (Prancha 3.3D). Os minerais máficos são substituídos por um agregado de sericita e clorita. A clorita apresenta um fraco pleocroísmo de incolor a verde maçã. Os cristais de quartzo apresentam diminuição do tamanho dos grãos e poligonização. A pirita é ocasional e pode atingir 5 a 6% do volume total da rocha, com tamanhos de até 5 mm.

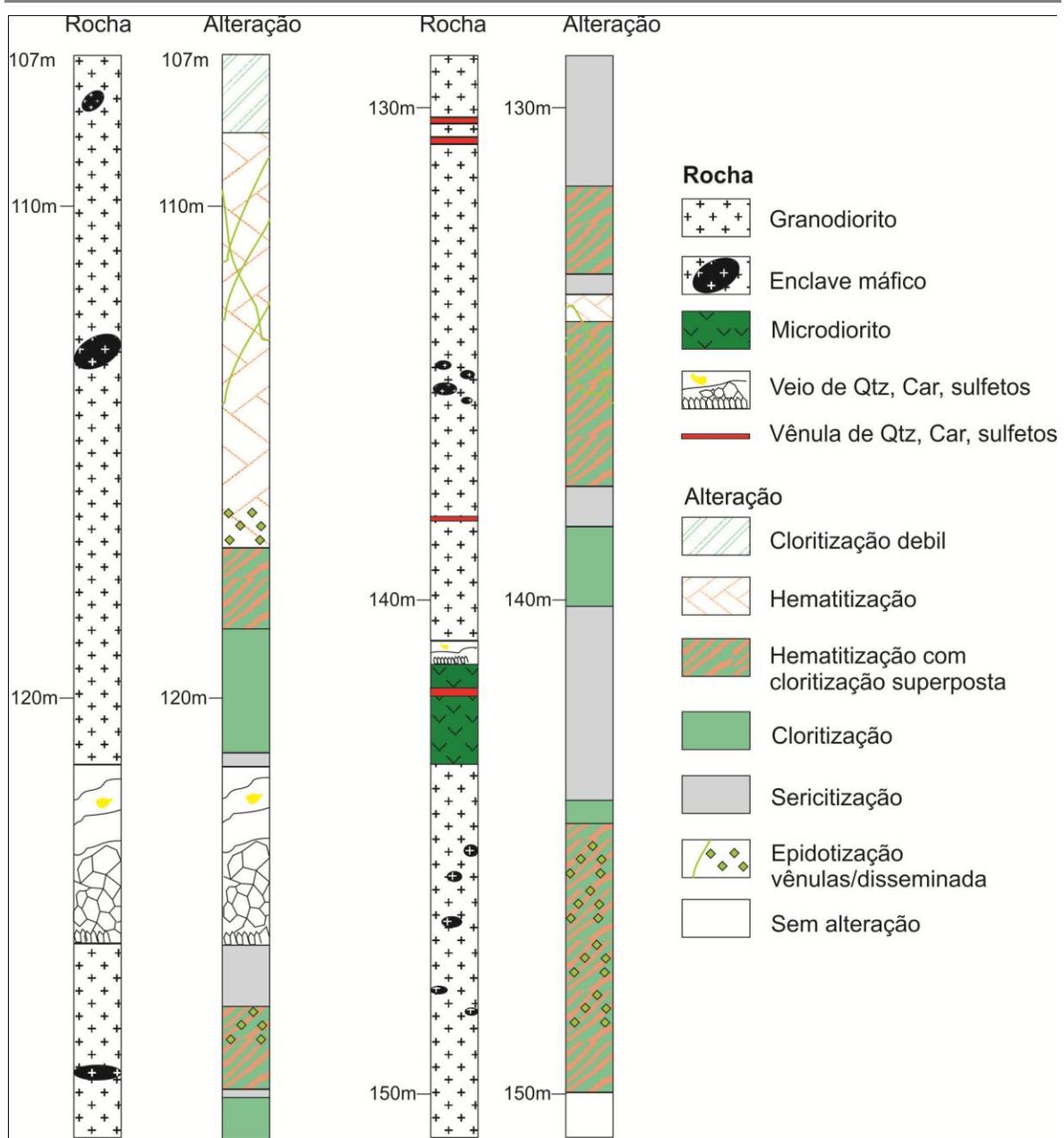


Figura 3.4 Descrição detalhada do furo DH-23 da mina La Gran Colômbia, ilustrando as zonas de alteração hidrotermal.

3.4.2 Alteração hidrotermal nos diques

As mudanças mineralógicas nos diques são mais evidentes, chegando, em alguns casos, a apagar a textura da rocha original. Porém, elas ocorrem em escala centimétrica, novamente indicando baixa interação fluido-rocha.

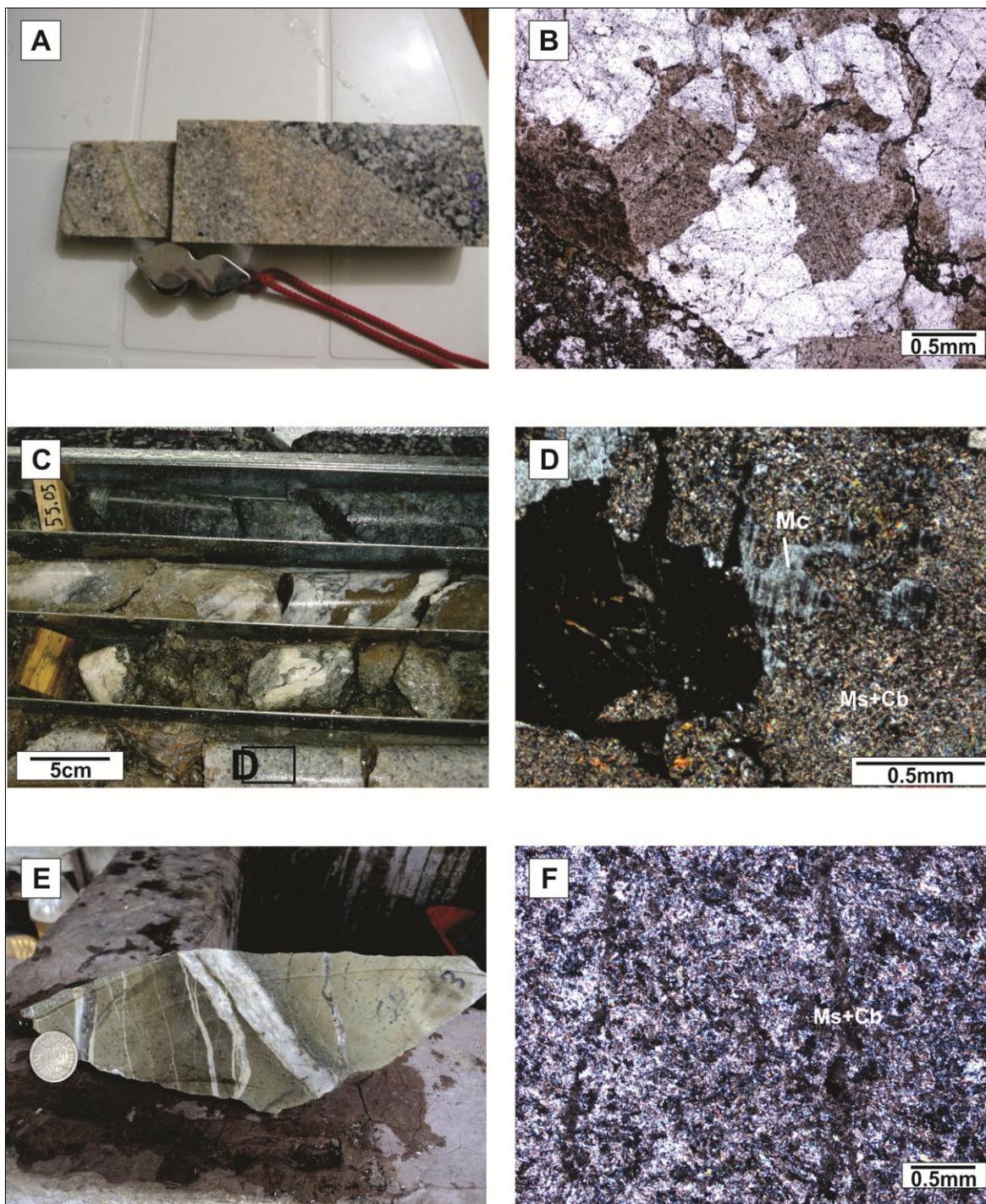
Próximo ao veio, o anfibólio se transforma em uma massa de cor pardo que conserva a forma original do mineral. Esta massa é composta por titanita e carbonato. O plagioclásio mostra intensa sericitização e carbonatação. Nesta alteração se observa pirita disseminada ocupando <1% do volume da rocha.

No contato com o veio, a textura original da rocha é transformada quase em sua totalidade (Prancha 3.3F) em função da alteração. Macroscopicamente, apresenta cor verde claro e é composta basicamente por sericita. Além da mica, a rocha apresenta dois tipos de carbonato igualmente muito finos, calcita e dolomita rica em ferro, os quais unicamente puderam ser distinguidos por microsonda eletrônica (tabela 3.2). Neste setor são comuns as vênulas de quartzo-carbonato-pirita.

Tabela 3.2 Composições representativas dos carbonatos identificados nos diques alterados hidrotermalmente.

	Calcita		Dolomita	
	SIL7C C4	SIL 4B C2A	SIL7B C4	SIL7A C1
FeO	0,94	0,52	7,29	7,24
MnO	3,46	1,82	2,27	4,58
MgO	1,02	0,62	15,96	15,85
CaO	52,88	55,00	36,14	33,15
Na₂O	0,01	0,00	0,01	0,02
BaO	0,00	0,00	0,07	0,00
SrO	0,00	0,01	0,00	0,04
CO₂	42,00	41,75	38,19	39,00
Total	100,31	99,72	99,93	99,87

Prancha 3.3. Rochas de alteração hidrotermal adjacentes aos veios nas minas El Silencio e Gran Colômbia **A** Hematitização como halo de vênula de epidoto-calcita na amostra DH11, furo 11, mina Gran Colômbia **B**. Aspecto sujo do plagioclásio devido a inclusões de hematita. **C**. Descoloração do granodiorito (parte inferior da foto) como resultado de sericitização. Furo 23, amostra GC-11. **D**. Plagioclásio alterado para muscovita e carbonato; ,e microclinio parcialmente alterado para muscovita. Amostra GC-11 **E**. Andesito alterado com vênulas de carbonato e pirita. Amostra SIL-7B, Mina El Silencio. **F**. Aspecto microscópico da alteração no andesito. Amostra SIL-7B. *Mc* microcínio, *Ms* muscovita, *Cb* carbonatos.



3.4.3 Minerais de alteração hidrotermal

Foram feitos estudos de detalhe e análises químicas em microsonda eletrônica de clorita e mica para fins de classificação e contribuição para o entendimento das condições

físico-químicas da alteração hidrotermal e da mineralização. Os resultados analíticos estão nos anexos 3 e 4.

3.4.3.1 Clorita

A clorita ocorre tanto na zona proximal dos veios mineralizados, principalmente sob a forma de intercrescimento com a fengita, como também nas zonas de alteração mais distais. Não foi observada clorita dentro dos veios mineralizados. Este mineral constitui o produto da alteração da biotita e hornblenda magmáticas. Em luz transmitida, apresenta cor verde claro, pleocroísmo fraco e cores de interferência anômalas, azul, pardo ou roxo.

Foram analisados cristais de clorita do granodiorito e diques máficos da mina El Silencio, conforme o anexo 3. A clorita analisada do granodiorito contém 19 a 21,9% de Al_2O_3 , 20,1 a 23,5% de FeO, 17 a 18,9 % de MgO e 0,51 a 0,73% de MnO.

As cloritas analisadas nos diques de andesito contém 15,9 a 21,7% de Al_2O_3 , de 15,8 a 28,9% de FeO, 10,5 a 22% de MgO e 0,24 a 1,14 % de MnO, sendo o valor mais baixo o da amostra SIL-12, que possui os teores mais altos de SiO_2 (28.9%).

Nos gráficos Mg - Mn^{2+} e Mg - Fe^{2+} (Figura 3.5), pode-se observar que não existem variações significativas nas rochas graníticas, ao contrário dos conteúdos de Mg, Fe e Mn dos diques. As cloritas dos diques proximais, mais alterados, possuem maior concentração de Mg e menor conteúdo de Fe e Mn.

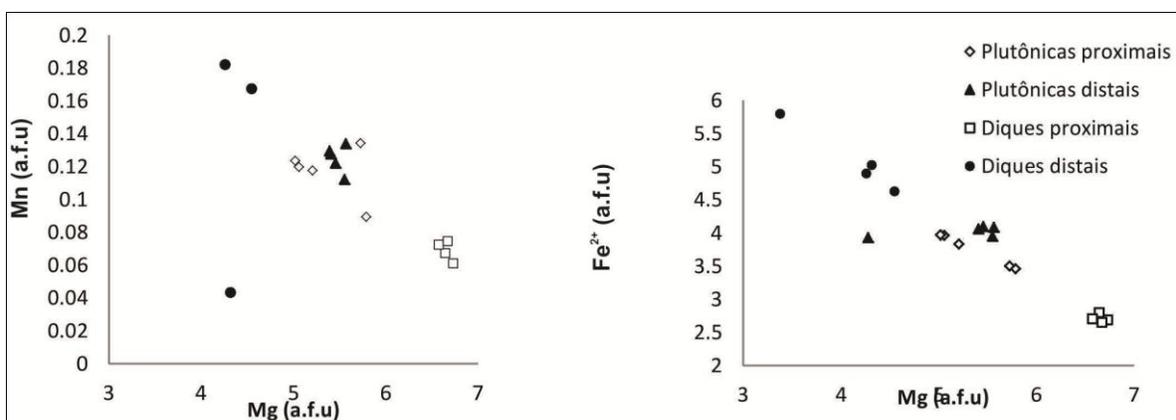
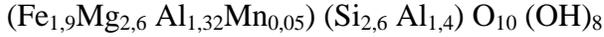


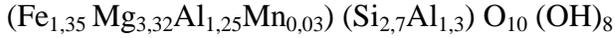
Figura 3.5. Variação do conteúdo de Mn e Fe em relação a Mg nas cloritas analisadas.

As fórmulas químicas médias dos diferentes tipos de clorita analisados são:

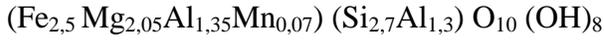
Clorita da alteração dos plutons:



Clorita da alteração proximal nos diques:



Clorita da alteração distal nos diques:



Segundo a nomenclatura proposta por Bayliss (1975), a clorita dos plutons corresponde a membros intermediários entre clinocloro e chamosita, com tendência a clinocloro. No caso da clorita dos diques em contato com a mineralização (proximais), há variação composicional significativa, marcada pela passagem de chamosita para cloritas com composição de clinocloro (Figura.3.6).

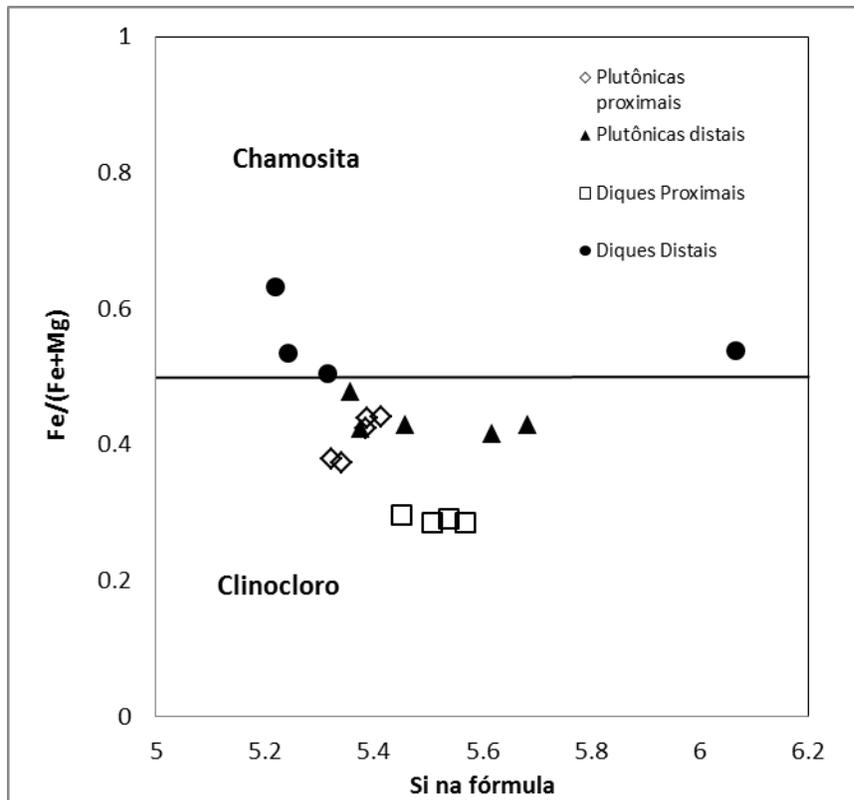


Figura 3.6 Composição das cloritas analisadas na Mina El Silencio, segundo a nomenclatura de Bayliss, 1975.

A clorita tem o potencial de registrar mudanças importantes na composição química devido, entre outros, a modificações de temperatura. Uma correlação positiva entre o conteúdo de Al^{IV} e a temperatura foi observada por Cathelineau (1988) no sistema

hidrotermal Los Azufres (México), o que permitiu propor o seguinte geotermômetro empírico:

$$T(^{\circ}\text{C}) = -61,92 + 321,98\text{Al}^{\text{IV}}$$

As cloritas analisadas (tabela 3.3) possuem média de 2,57 a.f.u de Al^{IV} , com exceção da clorita analisada na amostra SIL-12, cujo valor é de 1,93 a.f.u. As cloritas dos diques apresentam uma diminuição no conteúdo de Al^{IV} , partindo das distais para as proximais, o que se expressa na redução da temperatura estimada para a formação do mineral: de 385°C a 330°C. Os dados obtidos nas rochas graníticas não permitem avaliar uma tendência similar. Porém, os resultados indicam que as temperaturas de formação do mineral situam-se na faixa entre 310 e 369°C.

Tabela 3.3 Temperaturas de alteração hidrotermal baseadas no geotermômetro da clorita, segundo Cathelineau (1988).

Rocha	Amostra	Alteração	Al^{IV}	T(°C)
Dique	sil12 mica 6	Distal	1,93	249,2
Dique	sil3 clo 6	Distal	2,68	370,1
Dique	sil3 clo 6a	Distal	2,76	381,8
Dique	sil3 clo 6b	Distal	2,78	385,7
Dique	sil13a clo 3	Proximal	2,49	339,2
Dique	sil13a clo 3a	Proximal	2,55	348,2
Dique	sil13a clo 3	Proximal	2,46	334,2
Dique	sil13a clo 3b	Proximal	2,43	329,5
Granodiorito	sil1 clo 10	Distal	2,38	321,5
Granodiorito	sil1 clo 10a	Distal	2,32	310,8
Tonalito	sil2 bio12	Distal	2,62	360,6
Tonalito	sil2 bio12a	Distal	2,54	347,1
Tonalito	sil2 bio14	Distal	2,64	363,6
Granodiorito	sil 4A clo4	Proximal	2,66	366,1
Granodiorito	sil 4A clo4a	Proximal	2,68	369,0
Granodiorito	sil17B mica1	Proximal	2,61	358,4
Granodiorito	sil17B mica1a	Proximal	2,61	359,0
Granodiorito	sil17B mica1b	Proximal	2,58	354,2

3.4.3.2 Fengita

A fengita observada nas zonas proximais de alteração hidrotermal é muito fina, ou seja, as lamelas são menores que 0,1mm. Ocorre como agregados de lamelas formadas por alteração de plagioclásio, e intercrescida com clorita, quando produto da alteração de minerais máficos. Também ocorre no interior dos veios de quartzo, seja como massas de cristais no quartzo da primeira geração ou em bandas descontínuas junto com o quartzo do segundo estágio, paralelas a bandas de sulfetos.

Foram analisadas, por microsonda eletrônica, micas das minas El Silencio e Gran Colômbia pertencentes aos diques e granodioritos alterados (Anexo 4). As análises revelam diferenças composicionais sutis entre as micas, dependendo do tipo de rocha envolvida.

A fengita do granodiorito apresenta contém 0,81 a 3,3% de FeO, 1,3 a 3,6% de MgO, 31,8 a 34,6% de Al₂O₃ e 46,7 a 49,5% de SiO₂.

A mica dos diques possui menor variação nos teores de óxidos e conteúdos mais baixos de FeO (0,47 a 0,67%), média de 2,57% de MgO, Al₂O₃ entre 32 e 33%, e SiO₂ entre 49,01 e 50,8%, além de elevados conteúdos de Cr₂O₃, atingindo 0,75%.

A fórmula geral média das fengitas do granodiorito corresponde a:



E a fórmula média da fengita dos diques é:



De acordo com Tischendorf *et al* (2007), as micas pertencem ao grupo das micas dioctaédricas, pois o valor de $R^{VI} < 2,5$, com valor médio de 2,06. Correspondem à série Muscovita – Celadonita, o que é comprovado no diagrama *mgli-feal* proposto pelos mesmos autores (Figura 3.7), no qual o fator preponderante é a ocupação do sítio octaédrico. Para distinguir adicionalmente entre elas se usa o critério:

$$\#Al = Al^{VI} / (Al^{VI} + Fe^{VI} + Mg), \text{ assim}$$

#Al > 0,5: muscovita

#Al < 0,5 : Celadonita

As micas analisadas possuem #Al entre 0,8 e 0,9, sendo, portanto, classificadas como muscovita.

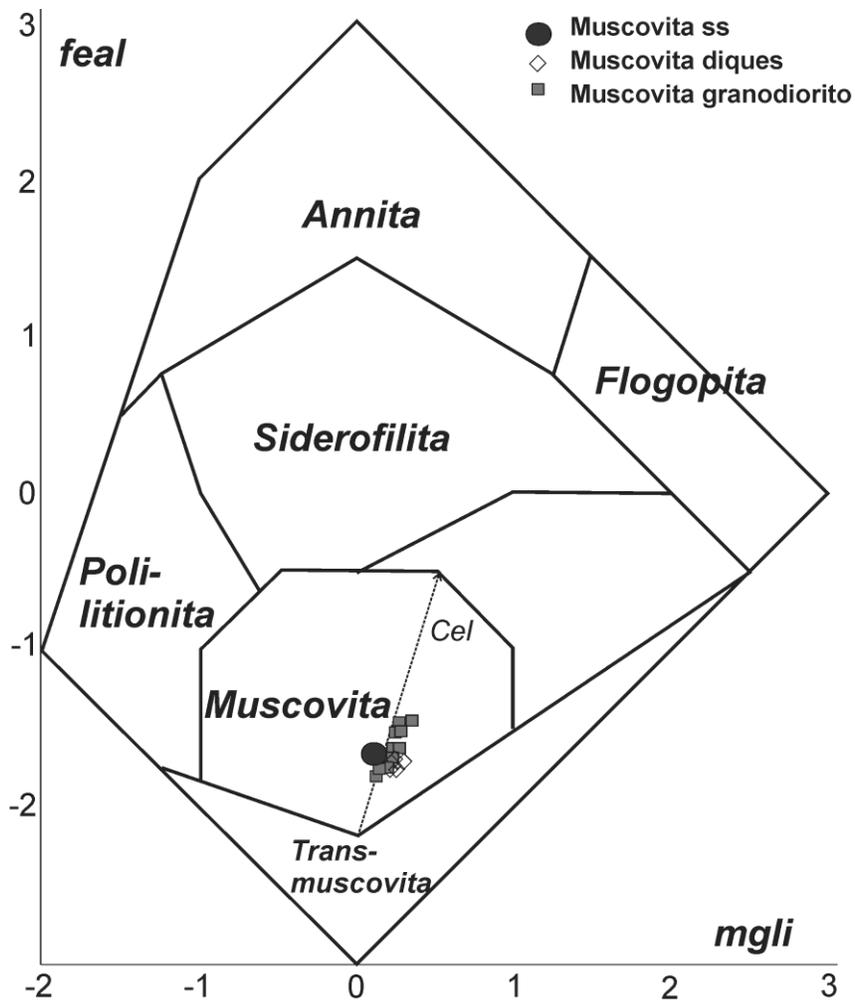


Figura 3.7 Classificação das fengitas no diagrama $mgli \times feal$, de Tischendorff et al (2007). A linha pontilhada indica o aumento no componente de celadonita na muscovita sensu stricto ($Mmuscovita\ ss$),. $mgli = Mg - Li$; $feal = FeO^{VI} + Mn + Ti - Al^{VI}$.

Uma substituição do Al^{VI} pelos outros componentes no sítio octaédrico, principalmente Mg e Fe, é sugerida nas amostras analisadas, como é indicado pela correlação negativa que existe tanto na muscovita dos granitos (Figura 3.8), que apresentam uma maior variação, como nas dos diques andesíticos.

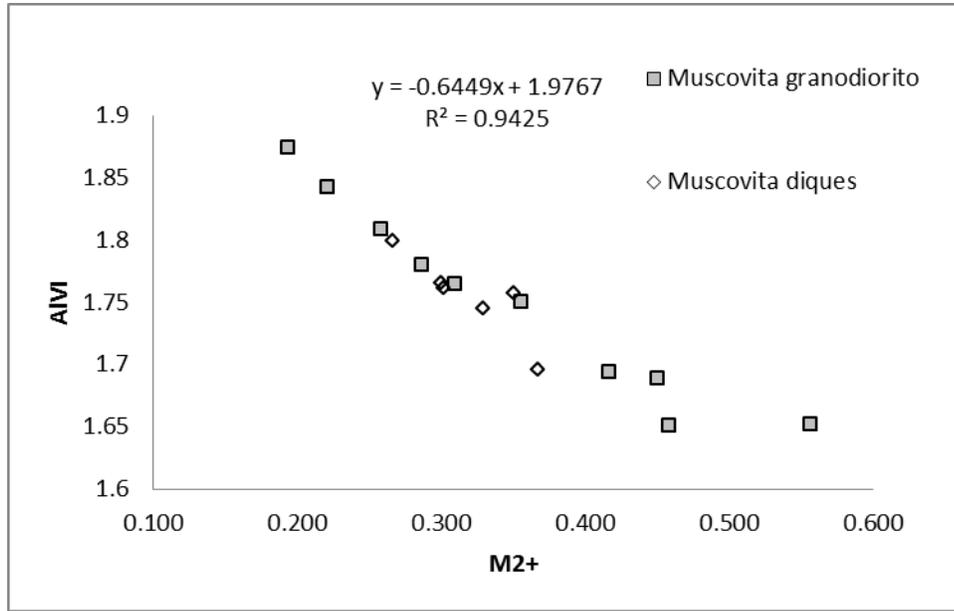


Figura 3.8 Diagrama $Al^{VI} \times M^{2+}$ (a.f.u) para muscovita dos diques e do granodiorito, onde se observa uma correlação negativa entre as duas variáveis.

3.4.4 Observações acerca da geoquímica das rochas de alteração hidrotermal

A alteração hidrotermal, embora restrita a uns poucos metros dos veios mineralizados, gera substituições mineralógicas e químicas muito importantes nas rochas. Para observar as principais mudanças foram analisadas duas amostras das zonas proximais de alteração hidrotermal (SIL-6 e SIL-17B), como se observa na tabela 3.4, e comparadas com uma não alterada, a SIL-1.

Tabela 3.4 Química de rocha total de amostras alteradas

Am.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂	PF	Total
SIL-1	64,00	14,59	5,66	3,07	4,79	3,00	2,28	0,10	0,18	0,70	1,40	99,78
SIL-17B	66,56	14,33	3,81	1,69	2,60	2,57	4,53	0,10	0,03	0,41	3,10	99,79
SIL-6	67,04	10,61	1,69	0,92	7,65	0,07	3,76	0,29	0,11	0,26	7,50	99,80

Am.	Ba	Be	Co	Cr	Cs	Ga	Hf	Nb	Ni	Rb	Sc	Sn	Sr
SIL-1	665	<1	10,90	68,42	1,00	15,30	4,30	7,60	4,9	60,20	17,00	2,00	482,80
SIL-17B	1017	1,00	6,50	13,68	0,60	13,70	2,80	7,90	2,60	81,10	6,00	1,00	208,10
SIL-6	201	2,00	2,80	27,36	0,50	11,20	2,40	4,50	7,00	98,30	8,00	5,00	145,20

Am.	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
SIL-1	0,50	6,90	2,00	134,00	0,90	144,10	17,90	21,70	44,10	5,52	21,50	4,19	1,08
SIL-17B	0,70	6,70	2,40	84,00	5,60	97,10	13,00	14,40	30,70	3,91	14,90	2,94	0,83
SIL-6	0,50	8,30	1,10	58,00	827,00	69,60	9,40	20,90	37,30	4,02	13,90	2,31	1,70

Am.	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Ag	As	Au(*)	Bi
SIL-1	3,80	0,57	3,23	0,67	1,84	0,28	1,85	0,28	<0,1	<0,5	0,9	<0,1
SIL-17B	2,72	0,41	2,31	0,41	1,30	0,20	1,37	0,23	0,7	20,9	4,9	<0,1
SIL-6	2,08	0,29	1,57	0,30	0,99	0,16	1,04	0,18	15,2	45,4	106,1	<0,1

Am.	C Tot.	Cd	Cu	Hg	Mo	Ni	Pb	S Tot.	Sb	Se	Tl	Zn
SIL-1	0,03	<0,1	48,0	<0,01	0,2	4,9	2,8	0,28	<0,1	<0,5	0,3	46
SIL-17B	0,39	0,5	40,9	<0,01	1,8	2,6	3,4	0,30	0,2	<0,5	0,1	51
SIL-6	1,64	3,3	53,3	<0,01	1,3	7,0	208,4	0,58	6,4	<0,5	<0,1	89

(*) valores em ppb. Para os óxidos, os valores estão em %; para os demais elementos, em ppm.

As duas amostras alteradas apresentam perda ao fogo elevadas, sendo maior a da amostra SIL-6, que também apresenta conteúdos elevados de C total e S total. Esta amostra também possui altos valores de CaO (7,65%), o que é coerente com forte carbonatação da rocha. Além disso, as amostras exibem aumento no conteúdo de K₂O, devido à formação de muscovita.

Em relação a outros elementos, observa-se enriquecimento significativo de W nas amostras, sendo o mais importante o da amostra SIL-6, com 827ppm, enquanto a amostra SIL-1 possui 0,90ppm. Foi identificada scheelita na amostra SIL-6. O enriquecimento em W está acompanhado de aumento no teor de Au (106,1ppb). O enriquecimento em Au parece ser proporcional ao conteúdo de W nas duas amostras alteradas. Levando em consideração que as amostras foram selecionadas aleatoriamente, é possível que estes dois elementos estejam relacionados no distrito, mas é preciso fazer estudos mais detalhados nesse sentido.

3.5 PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DO OURO E SULFETOS

3.5.1 Sulfetos

A mineralogia dos sulfetos nos veios mineralizados é muito simples, sendo a pirita o mais abundante. Esfalerita e galena vêm em seguida em abundância. Raramente ocorrem calcopirita, arsenopirita, pirrotita, tetraedrita e alloclasita. Na mina Gran Colombia, a pirita é o sulfeto dominante. Galena e esfalerita ocorrem como traços.

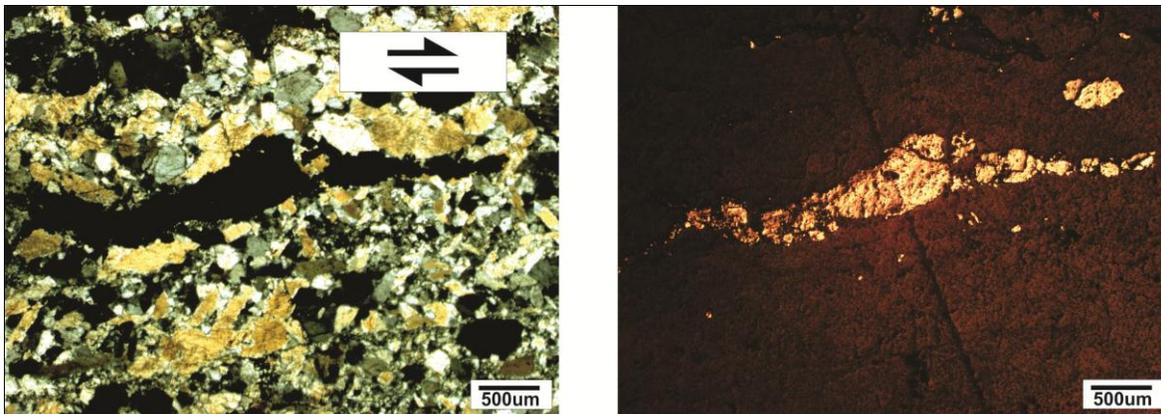
Pirita

Pelo menos duas gerações de pirita foram identificadas na mina El Silencio. A primeira é composta de cristais de 1 a 5cm, com cristais bem facetados dispostos em massas de cristais isoladas, junto com traços de esfalerita, galena e arsenopirita. A disposição dos cristais e seu desenvolvimento cristalino sugerem uma precipitação por preenchimento de espaços vazios. Frequentemente contém inclusões de pirrotina e calcopirita (prancha 3.5 A).

A segunda geração de pirita ocorre na forma de cristais dispostos em bandas irregulares de sulfetos (prancha 3.5D, 3.5E,F). A proporção de pirita diminui nestas bandas, porém, ainda é um constituinte importante. Tipicamente o tamanho dos cristais é menor (0,1-1 mm). É importante notar que parte desta pirita provavelmente é o resultado da deformação da pirita inicial, pois alguns cristais de pirita aparecem como porfiroclastos do tipo σ no interior de bandas de deformação compostas por quartzo e sericita (Prancha 3.4).

Os cristais de pirita possuem algumas texturas de deformação, tais como cataclase, brechamento, características do domínio rúptil para este mineral, cujo limite rúptil-dúctil se encontra a aproximadamente 425°C (Barrie *et al.* 2010).

A composição química da pirita é coerente com a existência de duas gerações: a pirita da geração I possui teores de As entre 0,8 e 1,4%, enquanto os conteúdos de As da segunda geração são bem mais baixos, variando entre 0,05 e 0,18% (Anexo 5). Não se detectou Au na pirita.



Prancha 3.4 Porfiroclasto de pirita do tipo σ , indicando cinemática reversa no veio. Luz transmitida e refletida.

Esfalerita

A esfalerita apresenta-se em duas gerações. Ocorre em cristais e massas de cristais isolados algumas das quais englobam cristais de pirita, o que sugere que seja um pouco tardia em relação à primeira geração de pirita. Esta primeira geração de esfalerita apresenta uma textura conhecida como “*chalcopyrite disease*” com calcopirita (Prancha 3.5B). Esta textura têm sido amplamente discutida e considerada o resultado de um processo de substituição de uma esfalerita rica em Fe por um agregado de calcopirita e esfalerita pobre em Fe como uma parte integral do processo mineralizante (Barton e Bethke, 1987).

Uma segunda geração de esfalerita se encontra associada à primeira geração de pirita, preenchendo espaços vazios nos grãos de pirita brechados ou nas bandas de deformação junto com galena e pirita, frequentemente contém ouro na forma de inclusões. As texturas de substituição não são muito desenvolvidas.

Foram analisados cristais de esfalerita das duas gerações. Não foram observadas diferenças composicionais importantes, embora um cristal analisado da primeira geração apresente um teor de FeO de 4,6% (Anexo 5). As análises são de esfalerita quase pura, com Zn variando de 59,6 a 64,3% e S, de 33,1 a 33,5%. O Fe é o principal elemento substituindo o Zn, com teores de 0,86 a 4,6%. Não foi detectado Au nas análises.

Galena

Este sulfeto é um pouco mais abundante que a esfalerita nas amostras estudadas. Aparece como pequenas e raras inclusões na primeira geração de pirita, e em bandas junto

com esfalerita da segunda geração, etapa na qual é muito mais abundante. É euedral, com cristais de até 5 mm, com junções tríplexes características.

A galena da segunda geração substitui pirita e esfalerita, dando origem a protuberâncias e engolfamentos (Prancha 3.5C), o que indica uma precipitação posterior da galena em relação a estes minerais.

Foi analisada galena das duas gerações. Não foi observada diferença composicional entre as gerações analisadas (Anexo 5). Quimicamente, a galena contém principalmente entre 84,4 e 85,9% de Pb e entre 13,2 e 13,6% de S. Possui ainda 0,56 a 0,72% de Bi. Não foi detectado Au nos cristais analisados.

Calcopirita

A calcopirita observada sempre aparece associada à esfalerita da mina El Silencio, na forma de pequenas inclusões irregulares na primeira geração da esfalerita, seja com textura de emulsão ou “*chalcopyrite disease*”. O tamanho dos cristais é de 20-30 μm . Às vezes formam padrões geométricos. Também aparece inclusa em cristais de pirita de primeira geração (Prancha 3.5A).

Arsenopirita

Este mineral foi identificado pela primeira vez na mina El Silencio, embora sua presença já houvesse sido reportada por Echeverry (2006) em outra mina da região. É um mineral raro, restrito à primeira geração de pirita. Ocorre em cristais anedrais, sem feições romboédricas características.

Tetraedrita $(\text{Cu,Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$

Este mineral unicamente foi observado junto com um cristal de galena na amostra SIL-9C, pertencente à mina El Silencio. Possui cor cinza, dureza mais baixa que a da galena e reflectância intermediária entre a esfalerita e a galena (Prancha 3.5D).

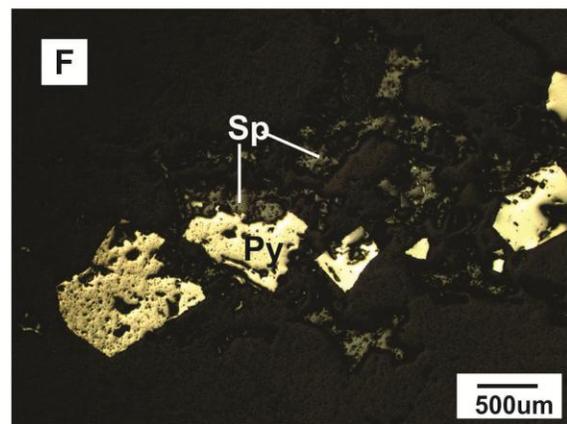
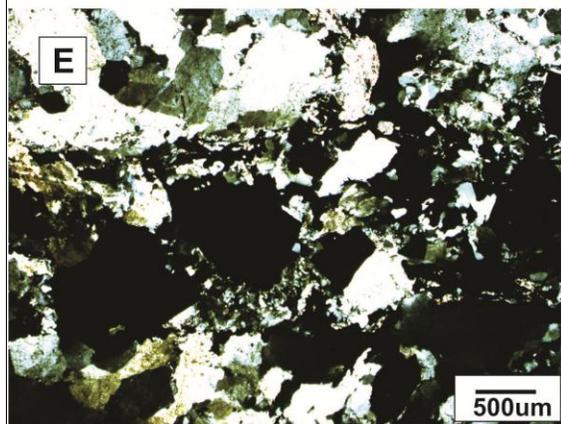
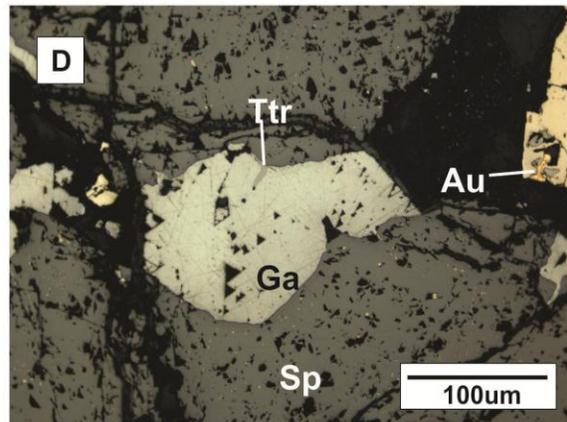
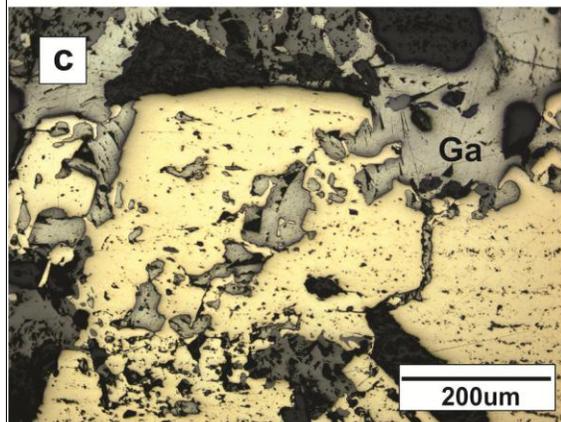
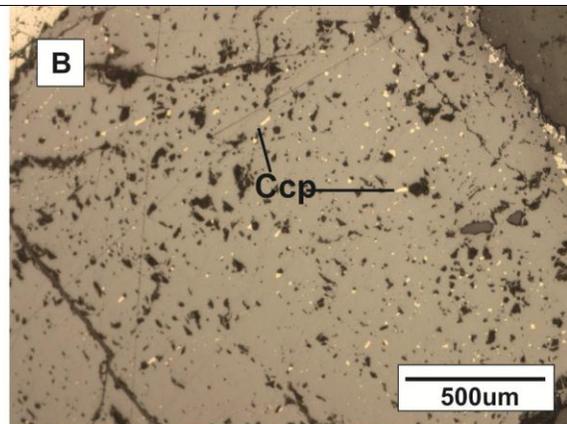
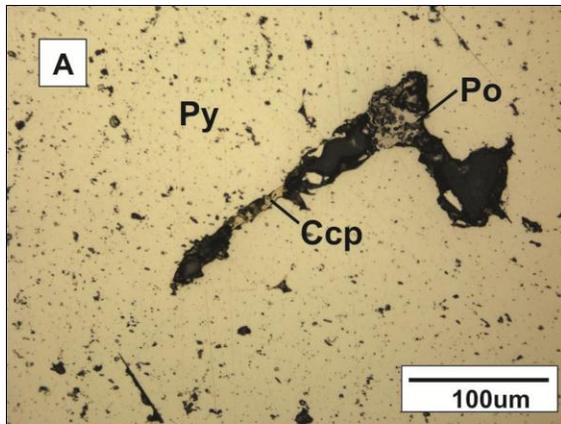
Pirrotita

A pirrotita ocorre em pequenas quantidades, geralmente associada à pirita da geração I, na forma de inclusões (Prancha 3.5A), com tamanhos de 2-5 μm . Este mineral foi observado nas duas minas estudadas.

Alloclasita

A alloclasita foi encontrada em quantidades muito pequenas em vênulas com texturas do tipo *comb*, paralelas ao veio no interior dos diques de microdiorito. Este mineral é um sulfoarseneto de ferro e cobalto, com fórmula $(\text{Co,Fe})\text{AsS}$.

Prancha 3.5 Sulfetos descritos nos veios mineralizados nas minas El Silencio e Gran Colômbia . **A** Pirita da geração 1, com inclusões de calcopirita e pirrotita mina Gran Colômbia, amostra GC-6 **B**. Textura “chalcopyrite disease” em esfalerita da primeira geração, mina El Silencio, amostra SIL-11. **C**. Textura de atol na galena da segunda geração em contato com pirita, mina El Silencio, amostra SIL-19B **D**. Cristal de galena com pits triangulares característicos, à direita se observa um grão de ouro na borda de um cristal de pirita. Na borda do cristal de galena se observa tetraedrita, mina El Silencio, amostra SIL-9C. **E** Pirita e esfalerita em banda de deformação, mina El Silencio, amostra SIL-19B. Luz transmitida (nicóis cruzados) **F**. Luz refletida. Ccp: calcopirita, Ga: Galena, Po: pirrotita, Py: pirita. Sp: esfalerita.

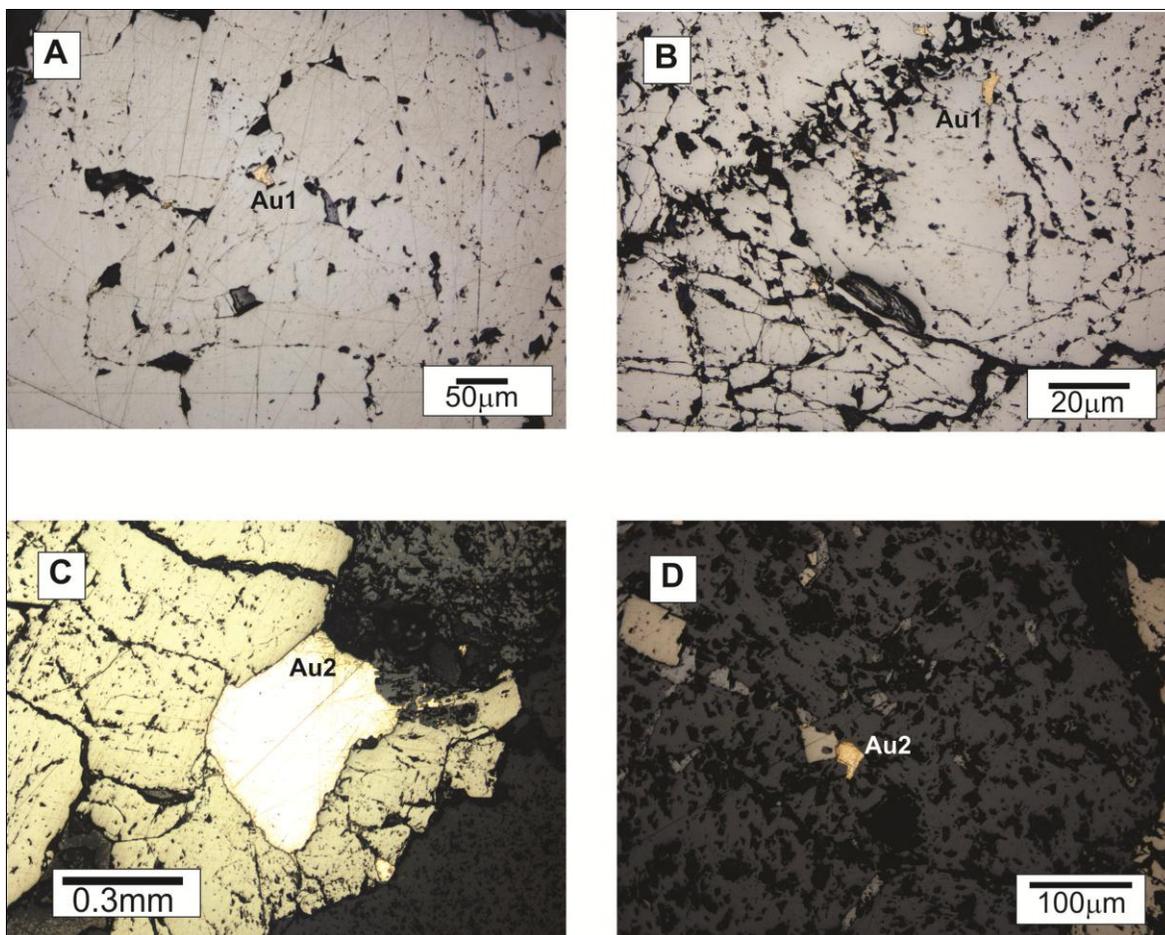


3.5.2 Electrum

O ouro identificado nas amostras estudadas é anedral, com tamanho muito variável, atingindo, em alguns casos, 1000 μm . No entanto, o tamanho médio é de 5-20 μm . Ocorre em bordas de cristais de pirita da primeira geração (Pranchas 3.6 A e B), sem relação aparente com outros sulfetos, o que indicaria que houve precipitação de ouro ao final do crescimento dos primeiros cristais de pirita, ou como sobrecrescimentos da pirita de uma geração anterior. Neste caso, o ouro apresenta tamanhos de 1 a 5 μm .

É comum a ocorrência de ouro nos contatos entre grãos de pirita da primeira geração fragmentados e esfalerita da segunda geração (Prancha 3.6C), bem como incluso na esfalerita da segunda geração (Prancha 3.6D), o que sugere uma precipitação conjunta com a esfalerita. Também ocorre preenchendo fraturas de grãos de pirita da primeira geração.

Devido ao pequeno tamanho dos grãos, foram analisados grãos de ouro pertencentes apenas ao segundo estágio. Os resultados encontram-se no anexo 6. A proporção de Ag varia de 32 a 48%, sendo que o *fineness* do ouro varia entre 488 e 650, e por esta razão é considerado como electrum, segundo a definição de Morrison *et al*, 1991. Por sua vez, a razão Au/Ag varia entre 0,95 e 1,86. O ouro apresenta uma correlação muito boa com a prata (figura 3.9), o que normal, pois estes elementos formam uma solução sólida em diferentes circunstâncias geológicas. Não foram observadas correlações apreciáveis com outros elementos, tais como Bi ou metais-base. Porém, foi observada uma fraca correlação negativa com Te (Figura 3.9)



Prancha 3.6 Distribuição do ouro nas minas estudadas **A** inclusão de Ouro em pirita da primeira geração Amostra SIL-9C (mina El Silencio). **B** Inclusão de ouro em Py1. Amostra GC-6 (Mina Gran Colômbia) **C** Grão de ouro no contato de pirita I com esfalerita II (mina. El Silencio, amostra SIL-9C) **D** Inclusão de ouro em esfalerita II, amostra SIL-17A (mina El Silencio).

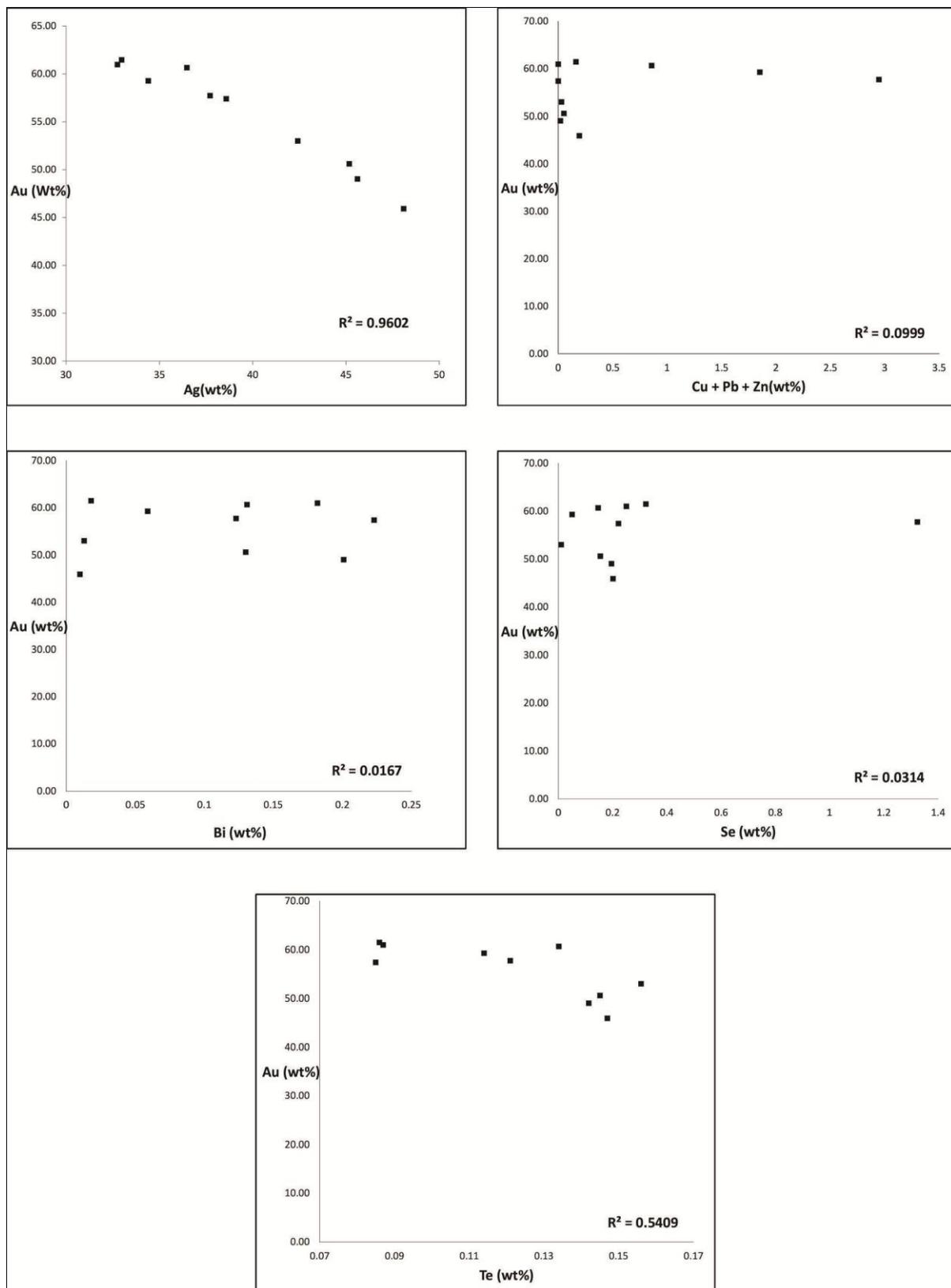


Figura 3.9 Diagramas de correlação entre ouro e metais em grãos de ouro de veios de quartzto da mina El Silencio.

3.6 SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA E SEQUÊNCIA DE DESENVOLVIMENTO DOS VEIOS

As duas minas estudadas, El Silencio e Gran Colombia, apresentam características mineralógicas e paragenéticas diferentes, motivo pelo qual uma descrição separada será feita para cada uma.

Com base em observações das amostras estudadas, relações de corte e substituição, foi possível estabelecer estágios de desenvolvimento (Figura 3.10) e sequência paragenética dos veios mineralizados Manto, principal e La Antioqueña para a mina El Silencio (Figura 3.11) e para o veio da mina Gran Colômbia (Figura 3.12).

3.6.1 Mina El Silencio

Estágio I Nesta etapa o veio se comporta principalmente como veio do tipo extensional (Robert and Poulsen, 2001) com texturas de preenchimento em espaços vazios (*comb*) junto com a introdução de pirita em bolsões, com deposição de esfalerita com texturas de “*chalcopyrite disease*”, galena, arsenopirita, pirrotita e, provavelmente, alloclasita. É importante mencionar que a maior parte do quartzo foi introduzido nesta etapa, junto com a primeira geração de calcita, sericita e scheelita. Provavelmente ocorreu uma precipitação de ouro no final desta etapa.

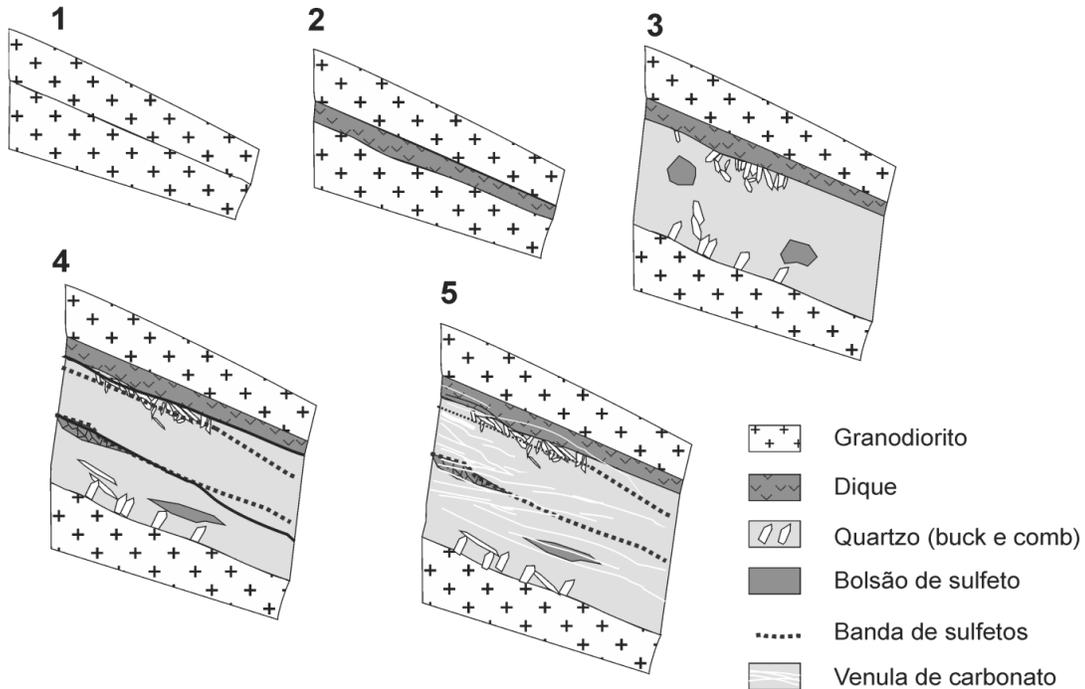


Figura 3.10 Sequência de desenvolvimento do veio. 1. Geração de fraturas no granodiorito. 2. Alojamento de diques andesíticos nas fraturas preexistentes. 3. Estágio I: Injeção de quartzo comb e buck junto com pirita em bolsões 4. Estágio II: Recristalização do quartzo comb e buck, injeção de novo quartzo, sulfetos em bandas e a maior parte do eletrum 5. Estágio III: Injeção de vênulas tardias de calcita com pirita.

Estágio II No começo deste estágio ocorre o brechamento da pirita I, juntamente com a recristalização do quartzo I em bandas estreitas de deformação, cujas microestruturas são compatíveis com um regime de deformação transpressivo em condições rúpteis-dúcteis, e a introdução de quartzo cinza mais translúcido, além de quartzo com texturas *phantom spider*. Juntamente com o quartzo houve precipitação de esfalerita e electrum associado aos contatos entre os novos cristais de esfalerita II e os da pirita I. A introdução de galena posterior à esfalerita é evidente nas reemplazamento já mencionadas.

Estágio III Este estágio é caracterizado por uma venulação milimétrica de calcita acompanhada por uma escassa precipitação de pirita. Não representou um evento importante em termos de enriquecimento em ouro.

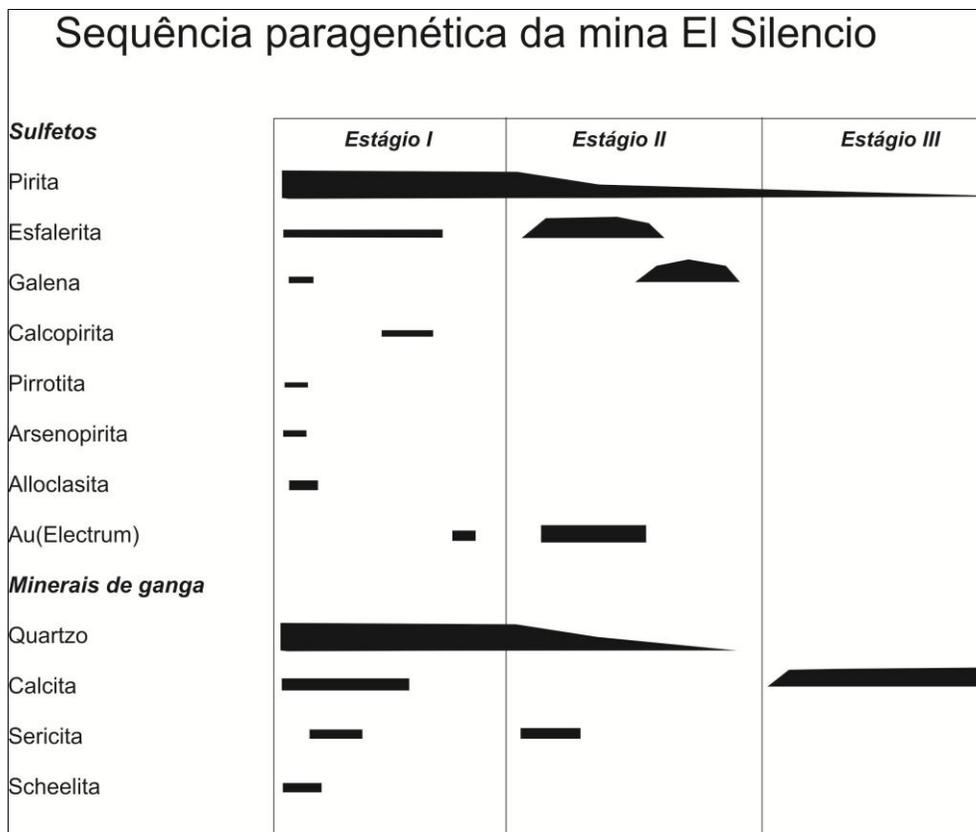


Figura 3.11. Sequência paragenética na mina El Silencio

3.6.2 Mina Gran Colômbia

A paragénese observada na mina La Gran Colômbia é muito mais simples, pois a pirita é o sulfeto dominante, embora tenham sido encontradas pequenas quantidades de galena e esfalerita, além de quartzo e calcita como minerais de ganga. A calcita é mais abundante nesta mina (15%) quando comparada com os veios da mina El Silencio (1-5%).

A sequência paragenética pode ser dividida em dois estágios (Figura 3.12). No primeiro estágio houve precipitação de quartzo, calcita, grande quantidade de pirita, traços de esfalerita e galena, além de ouro como inclusões na pirita. No segundo estágio, o veio foi submetido a um cisalhamento forte, que gerou brechamento da pirita e introdução de ouro em fraturas dentro da pirita. Não foram observados outros sulfetos acompanhando esta segunda geração de ouro, que foi a mais importante em termos de precipitação desse metal. É

possível que o cisalhamento tenha continuado após a finalização do hidrotermalismo, gerando zonas de argila de falha.

Sequência paragenética da mina La Gran Colômbia

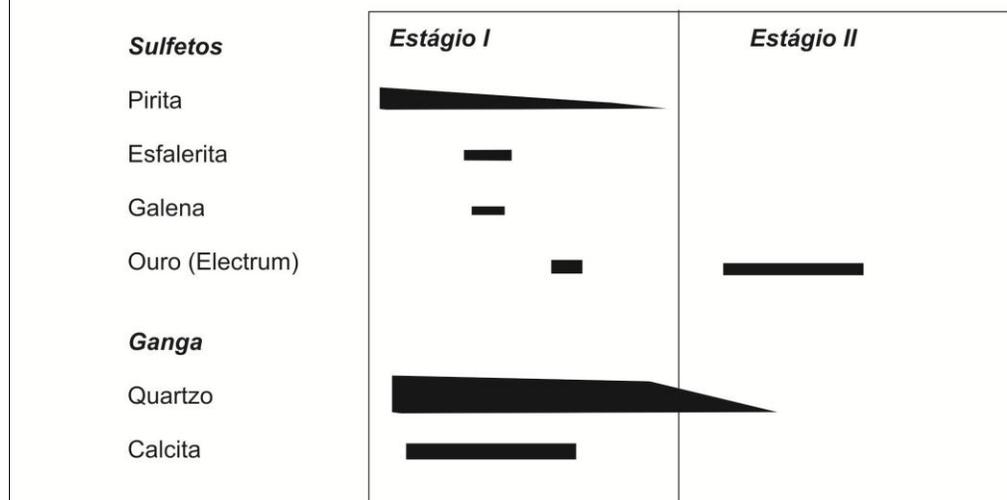


Figura 3.12 Sequência paragenética da Mina La Gran Colômbia.

3.7 DISCUSSÕES

As minas estudadas, El Silencio e La Gran Colômbia, apresentam muitas características similares, tais como a natureza da rocha encaixante, que corresponde a um granodiorito, a presença de um dique de andesito bordejando o veio, uma tendência do veio N-S a N20E mergulhando para leste e uma mineralogia relativamente simples, composta de quartzo, calcita e sulfetos, principalmente pirita. No entanto, existem algumas particularidades entre elas, como a quantidade de calcita, que é muito maior na mina La Gran Colômbia.

A alteração hidrotermal se restringe a uns poucos centímetros e às vezes metros dos veios mineralizados, sugerindo uma baixa interação fluido-rocha, ou um sistema com uma razão água/ rocha muito baixa, pois independentemente da litologia atravessada

(granodiorito ou dique), a espessura da zona alterada não é muito significativa. Entretanto, a alteração hidrotermal é mais expressiva nos diques de microdiorito, chegando a obliterar totalmente a textura da rocha, o que pode ser explicado pela maior reatividade destas rochas em comparação com o granodiorito.

O ouro (electrum) possui um *fineness* que varia entre 488 e 650 e razões Au/Ag entre 0,95 e 1,86, que são coerentes com os valores obtidos por Echeverri (2006) e Manco *et al.*, (2010), variações que não são exclusivas de um tipo específico de depósito, porém mais comuns em depósitos epitermais, de tipo pórfiro e skarns (Morrison et al, 1991, Pal'yanova, 2008). Os depósitos de ouro orogênicos, tais como os do terreno Kalgoorlie na Austrália, e do Abitibi no Canadá, possuem um *fineness* entre 700 e 1000, com uma alta concentração entre 900 e 1000. É importante notar que em distritos como Pataz no Peru (Haeberlin, et al, 2004) e Charter Towers na Austrália (Kreuzer, 2005), que são interpretados como orogênicos e que possuem características similares às descritas neste capítulo, também contêm Ag em proporções similares.

O regime deformacional do veio mudou durante seu desenvolvimento, começando por um estágio com esforços extensionais que são evidentes nas texturas do tipo *open filling*, com cristais de quartzo bem desenvolvidos, onde houve precipitação da maior parte da pirita e de pequena quantidade de ouro, seguido por um regime cisalhante, caracterizado pelo brechamento da pirita e recristalização do quartzo em condições de temperatura baixas (i.e <400°C), introdução de esfalerita, galena e ouro, este último aproveitando fraturas nas piritas mais antigas e em contato com esfaleritas, ou como inclusões em esfaleritas. Finalmente, o veio foi fraturado novamente e as fraturas foram preenchidas com calcita, marcando o fim do sistema hidrotermal. No entanto, bandas com argila de falha e *slickensides* no topo e base dos veios indicam que houve atividade tectônica posterior ao alojamento dos mesmos.

CAPITULO IV INCLUSÕES FLUIDAS E ISÓTOPOS ESTÁVEIS

4.1 INTRODUÇÃO

Os resultados obtidos a partir do estudo de inclusões fluidas e de isótopos estáveis podem conduzir a importantes interpretações a respeito das condições físico-químicas existentes durante a percolação de fluidos mineralizadores, transporte e deposição de minérios e ligantes. Constituem, portanto, ferramentas auxiliares para o entendimento dos processos geológicos relacionados à origem, transporte e condições de aprisionamento dos fluidos e gênese das mineralizações.

No presente trabalho, foram realizados estudos preliminares de inclusões fluidas e de isótopos de carbono e oxigênio em carbonato nos veios mineralizados, com o objetivo de contribuir para o estabelecimento dos principais parâmetros físico-químicos do processo de mineralização e definição de modelo metalogénico para os depósitos estudados..

4.2 INCLUSÕES FLUIDAS

4.2.1 Metodologia

Para o estudo das inclusões fluidas foram selecionadas nove amostras representativas dos veios, baseadas na descrição petrográfica de rochas das minas El Silencio e Gran Colômbia. Da mina El Silencio, as amostras correspondem aos dois estágios onde houve precipitação de ouro, e na mina La Gran Colômbia foi selecionada uma amostra que continha ouro em fraturas e como inclusões na pirita.

Lâminas delgadas bipolidas foram confeccionadas no laboratório de laminação do IG-UnB.

A petrografia das inclusões fluidas realizou-se em cristais de quartzo e esfalerita, preferencialmente não deformados, perto dos sulfetos ou ouro, onde foi possível definir uma cronologia das inclusões em primárias e secundárias. Alguns cristais de quartzo recristalizados também foram descritos, mas as inclusões contidas neles foram consideradas

como tardias. Foram estudadas mais de 500 inclusões fluidas para a obtenção de informações sobre tamanho, forma, cor, grau de preenchimento e cronologia relativa.. Os campos de interesse foram marcados, desenhados em folhas de papel e fotografados para seu posterior estudo microtermométrico.

A microtermometria foi feita em duas fases, ambas em platina Linkham THMS-600. A primeira delas ocorreu na Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, e segunda, no Instituto de Geociências da UnB. As taxas de aquecimento e resfriamento foram de 0,5 ou 0,2°C/min próximo às temperaturas de leitura para obter uma boa precisão nos resultados. Foram usados padrões de calibração de H₂O e CO₂ fornecidos pela FLUID INC. e Bubbles INC., respectivamente na UnB e em Bogotá. Para temperaturas abaixo de 30°C, os resultados possuem precisão de $\pm 0,2^\circ\text{C}$ e para temperaturas acima deste valor, o erro é de $\pm 2^\circ\text{C}$.

4.2.2 Descrição dos veios estudados

Os veios da Mina El Silencio estudados correspondem aos veios Manto, Principal e La Antioqueña. Com o objetivo de observar se houve alguma variação em relação à composição ou propriedades do fluido nos veios, foram coletadas amostras a profundidades diferentes e em diferentes pontos de um mesmo nível. Contudo, deve-se admitir que a amostragem foi incompleta, pois o acesso a vários níveis não é permitido devido a que estes se encontram com poucas condições de segurança ou estarem alagados. Considera-se, entretanto, a amostragem e o estudo de inclusões fluidas representativos dos veios mineralizados. Dos veios estudados, o Veio La Antioqueña foi o melhor amostrado, com um total de cinco amostras. Outras duas correspondem ao veio Manto e uma, ao veio principal.

Veio La Antioqueña e Veio Principal

Correspondem a veios cortando granodiorito, compostos principalmente de quartzo leitoso, com texturas do tipo *comb* e *buck quartz*, em cujo interior acham-se bolsões de pirita, além de bandas de sulfetos acompanhadas de quartzo cinza e recristalizado, cortando a primeira geração de quartzo. O quartzo cinza recristalizado é, por sua vez, cortado por

vênulas de quartzo translúcido. Apresentam larguras entre 0,3 e 0,8m, com disposição estrutural N35°E/30°SE. . A alteração hidrotermal do granodiorito restringe-se a, no máximo, algumas dezenas de centímetros do veio.

Veio Manto

Este é o veio de maior comprimento, com extensão de aproximadamente 2 km e larguras variáveis, atingindo em alguns casos até 5m, com média de 1,2m. Sua orientação é N35°E/30°SE. Apresenta-se bordejado por dique de andesito, seja no topo ou na base do veio. É composto de quartzo leitoso, com texturas de tipo *comb* e *buck*, além de uma pequena proporção de quartzo recristalizado, alguns bolsões de pirita, bandas de sulfetos acompanhadas de quartzo anedral, lascas de rocha, e carbonatos, que aparecem acompanhando o quartzo da primeira geração, ou em vênulas tardias.

Veio La Gran Colômbia

O veio possui disposição NS/40-50°E e é composto por quartzo, calcita, que atinge 15 a 20% do volume do veio, bolsões de pirita e traços de esfalerita e galena. Acha-se afetado por muitas zonas de cisalhamento. O quartzo estudado apresenta um alto grau de recristalização, e não foi possível observar cristais facetados.

4.2.3 Petrografia das inclusões fluidas

Os minerais selecionados para estudo de inclusões fluidas são quartzo e esfalerita. O quartzo corresponde tanto ao do primeiro estágio como do segundo. A esfalerita é a que precipitou junto com a maior quantidade do ouro, ou seja, no segundo estágio de alteração hidrotermal. Todas as inclusões fluidas são bifásicas, com volume de gás estimado entre 10-35%, com média de 20%.

4.2.3.1 Inclusões no quartzo

As inclusões foram divididas em primárias e secundárias. As inclusões primárias ocorrem nos cristais facetados da primeira geração de quartzo, paralelas às zonas de crescimento dos minerais ou como inclusões distribuídas aleatoriamente. As inclusões

secundárias ocorrem confinadas em planos de fraturas em quartzo de todas as gerações. Nos cristais de quartzo da segunda geração, apesar de o hábito anedral e a presença de fraturas dificultarem a definição do caráter primário de inclusões isoladas, as inclusões foram petrograficamente divididas em primárias e secundárias, porém agrupadas separadamente das inclusões descritas no quartzo I. As primárias aparecem distribuídas aleatoriamente nos cristais, enquanto as secundárias ocorrem ao longo de planos de fraturas.

As inclusões fluidas foram agrupadas em associações de inclusões fluidas (FIA's; Fluid Inclusion Assemblages), segundo as propostas de Diamond (2001) e Goldstein (2003), tomando como base a cronologia dos tipos de quartzo estabelecida na petrografia dos veios. Assim, as inclusões designadas com o número 1 correspondem às encontradas no quartzo mais antigo (I), e assim por diante. A tabela 4.1 contém o resumo do estudo petrográfico de inclusões fluidas. Seguem descrições detalhadas dos diferentes tipos de inclusões fluidas.

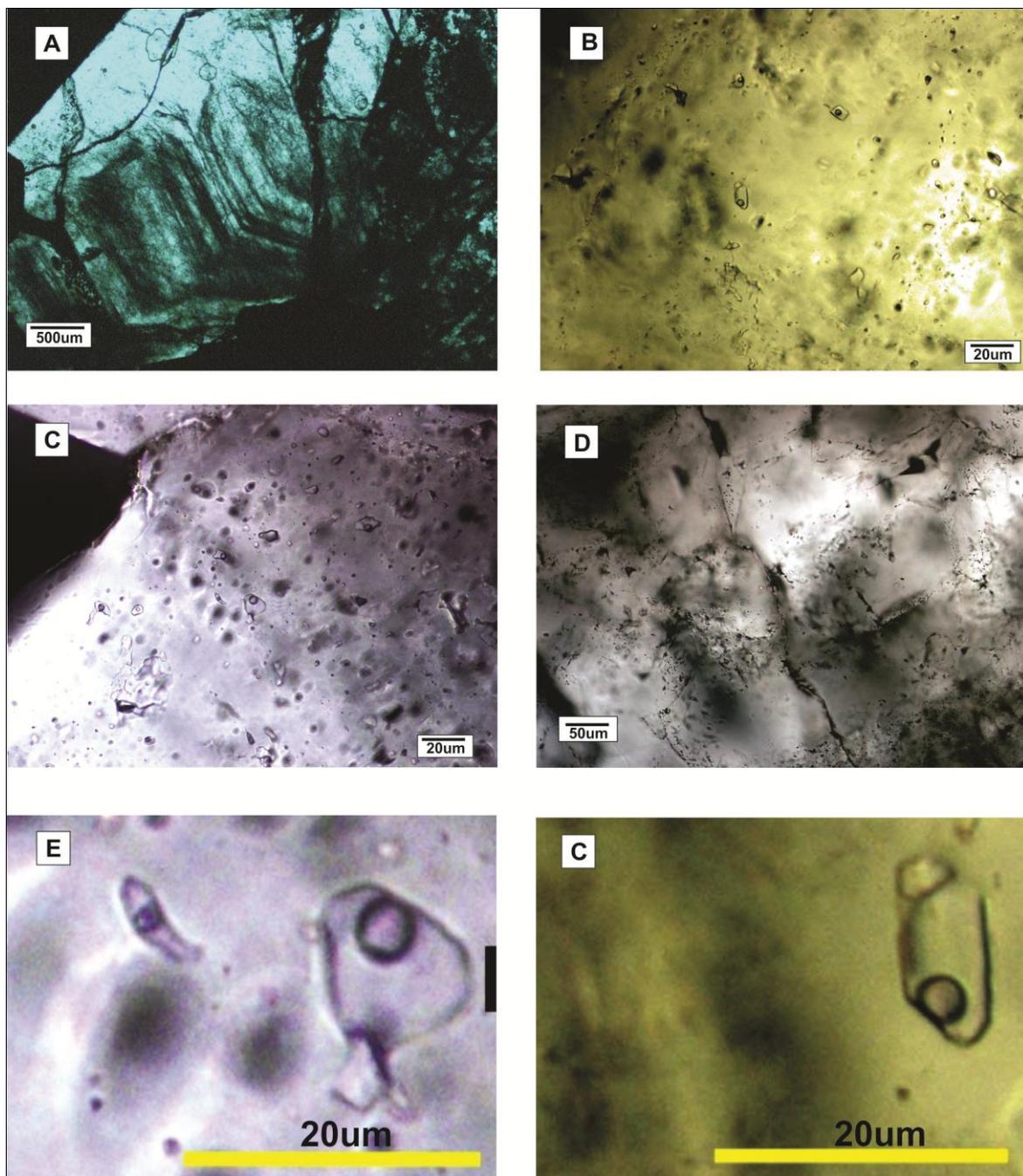
Tipo 1 (primárias). Ocorrem nas zonas mais translúcidas do quartzo leitoso das minas El Silencio e Gran Colômbia, denominado quartzo I. Têm características petrográficas de inclusões primárias, as quais frequentemente formam áreas com alta densidade de inclusões, o que dá um aspecto nublado às zonas (prancha 4.1A). Este tipo foi observado nos veios da Mina El Silencio e no veio da mina Gran Colômbia. Estas zonas são paralelas aos contornos dos cristais quando euédricos ou definem traços de crescimento do quartzo (Figura 4.1). A maioria apresenta tamanhos de 1µm e somente puderam ser identificadas com ajuda de um objetivo de 100X. A amostra SIL-18 é uma exceção, pois as inclusões têm tamanhos de 5-10 µm. As inclusões do tipo 1 são bifásicas (L+V), arredondadas a elípticas, algumas romboédricas ou com forma negativa de cristal, com sólidos acidentais. O grau de preenchimento varia entre 0,65 e 0,90, com média de 0,82. A cor da bolha de vapor é um pouco mais escura que o líquido.

Tipo 1A (Secundárias) As inclusões do tipo 1A ocorrem confinadas em planos de fraturas dentro do quartzo I, nos veios La Antioqueña e Manto da Mina El Silencio e no veio da mina Gran Colômbia. Possuem volume de gás menor ou igual a 15% e formas variáveis, sendo as mais comuns as arredondadas. O tamanho destas inclusões é de 1-3 µm (Tabela 4.1).

Tipo 2 (primárias) Ocorrem no interior de cristais de quartzo que aparece em bandas junto com os sulfetos, denominado quartzo II, identificado em todos os veios da mina El Silencio. É composto por inclusões bifásicas, compostas de L+V. Feições de *necking-down* são comuns nas inclusões contidas neste quartzo. As formas são variadas. O tamanho destas inclusões varia entre 2 e 5 μm e seu Vg varia entre 10-35% com uma média de 17%.

Tipo 2-1 (primárias monofásicas). Estão incluídas neste tipo algumas inclusões muito pequenas dentro das áreas isoladas, monofásicas (L). As formas são arredondadas e seu tamanho é inferior ou igual a 2 μm .

Tipo 2A (secundárias) Aparecem contidas em planos de inclusões dentro do quartzo II, indicando origem secundária. Estas inclusões possuem um tamanho entre 1-4 μm , com Vg médio de 12%, formas arredondadas e alongadas.



Prancha 4.1 Tipos de IF no quartzo **A.** Inclusões primárias (1) em cristal facetado que definem zonas de crescimento, Amostra SIL-19B **B.** Inclusões isoladas consideradas primárias (2) na amostra SIL-20 do quartzo do segundo estágio. **C.** Inclusões primárias (1) na amostra SIL-18, quartzo do primeiro estágio. **D** inclusões no quartzo em vênulas phantom spider (3) confinadas aos contatos entre cristais. **E e F** detalhe das fotografias **C e B**, respectivamente.

Tipo 3 (primária) Ocorre no quartzo precipitado em *phantom veins* (III). É menos abundante que as inclusões que ocorrem nos outros tipos de quartzo descritos. Foram observadas unicamente nos veios Antioqueña e principal da mina El Silencio. O tamanho varia entre 1 e 2 μm . e a maioria delas concentra-se nas bordas dos grãos (Prancha 4.1D), como as inclusões classificadas como intergranulares segundo a nomenclatura de Van den Kerkhof e Hein (2001), com muitas feições de *necking down*. São bifásicas (L+V), com graus de preenchimento que variam entre 0,85 e 0,95.

Tipo 3A (monofásicas) São inclusões monofásicas compostas unicamente de líquido (L) dentro do quartzo precipitado em *phantom veins* (III). O tamanho delas varia entre 1-2 μm . Sua forma é arredondada.

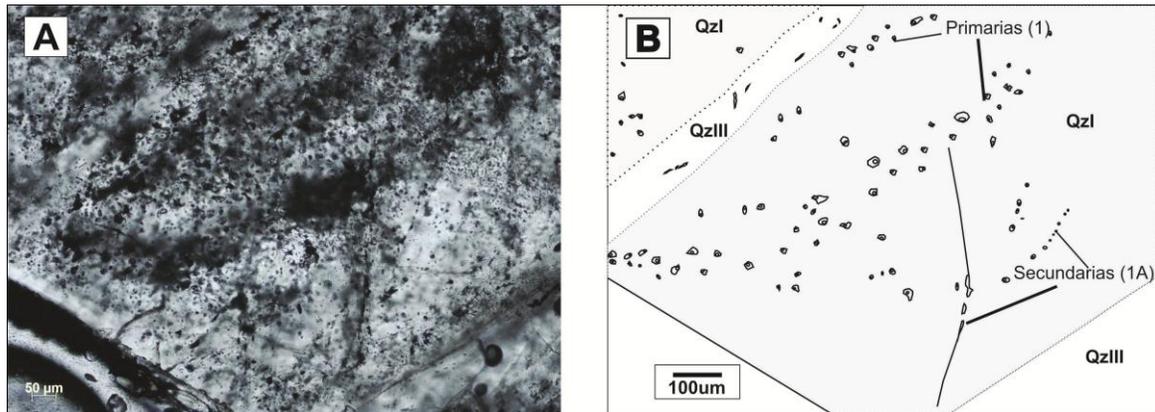


Figura 4.1 Relações espaço-temporais entre gerações de quartzo I e III e de inclusões fluidas. Amostra SIL-18.

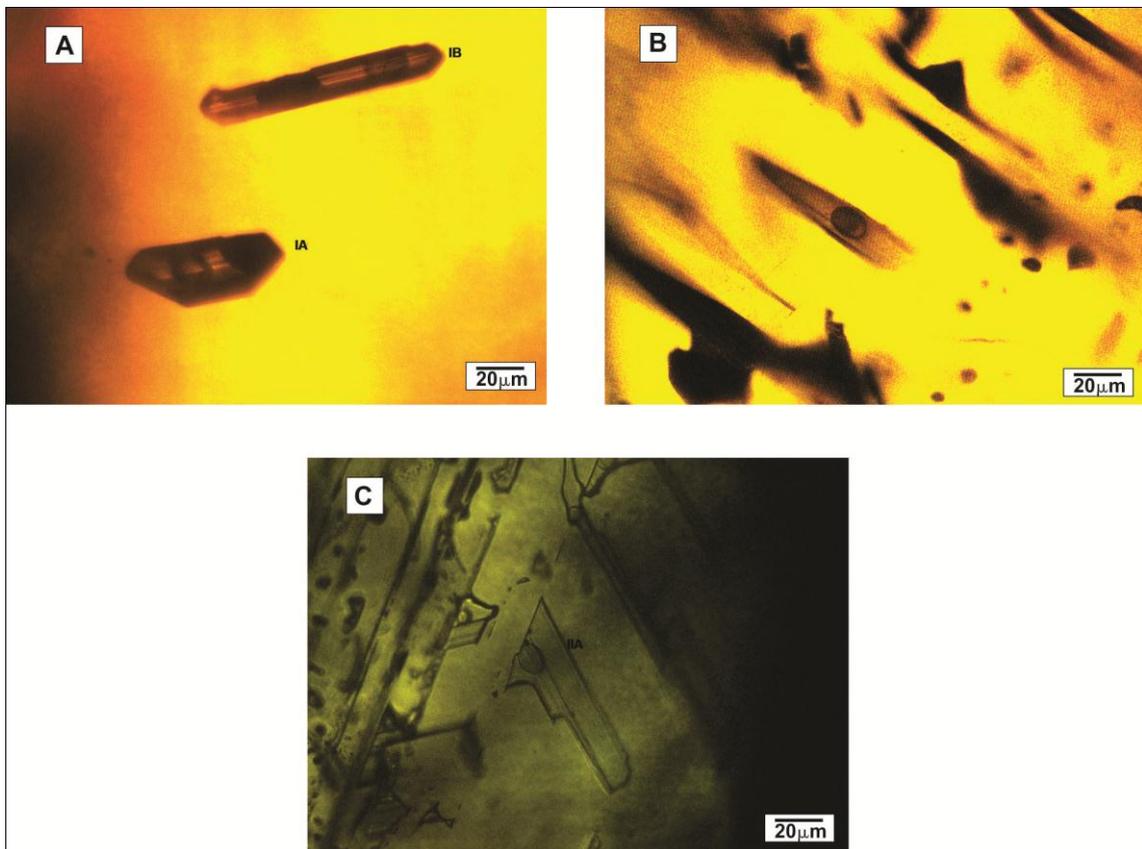
Tabela 4.1. Famílias de inclusões fluidas nos diferentes tipos de quartzo e esfalerita.

FIA	Sistema	Fases	Tamanho (µm)	Forma	F	Vg	Classificação	Observações
Quartzo								
1	Aquoso	L+V	3-10	Arredondada, elíptica, forma de cristal negativo	0,65-0,90	10-35	primárias	Bolha imóvel, observadas em zonas de crescimento, isoladas, com tamanhos grandes em relação às outras
1A	Aquoso	L+V	1-3	Alinhadas, arredondadas	0,85-0,95	5-15	secundária	Confinadas em planos de inclusões, necking down
2	Aquoso	L+V	3-5	Arredondada; cristal negativo	0,75-0,90	10-25	primária	Distribuídas aleatoriamente
2-1	Aquoso	L	≤2	Arredondada				
2A	Aquoso	L+V	1-2	Elípticas, alongadas	-	5-10	secundária	Contidas em planos de fraturas
3	Aquoso	L+V	2-3	Alongadas, elípticas	0,85-0,95	5-15	Primária	Feições de necking-down; muitas se acham em contatos de grãos
3A	Aquoso	L	1-2	Arredondada	-	-	secundária	
Esfalerita								
IA	Aquoso	L+V	10-70	Alongada	0,84-0,87	13-16	primária	Solido aprisionado
IIA	Aquoso	L+V	4,5-90	Irregular	0,80-0,95		secundária	Alinhadas com planos de fraturas, necking down

4.2.3.2 Inclusões em esfalerita

As inclusões fluidas nas esfaleritas geralmente possuem dimensões maiores que as encontradas no quartzo. Seus tamanhos variam de 5 a 20 μm , atingindo em alguns casos 70 μm . A esfalerita estudada aparece em paragênese com o quartzo da segunda geração, isto é, no estágio onde houve maior precipitação de ouro. Podem ser divididas em duas famílias:

Tipo IA (primárias) inclusões bifásicas compostas de L+V localmente contendo sólido interpretado como aprisionado, resultando na seguinte relação volumétrica entre os componentes: L: 60-66%, V: 13-16% S: 2-22%. O sólido é opaco (Prancha 4.2A e B). São as maiores inclusões observadas em todas as amostras, com tamanhos de até 70 μm .



Prancha 4.2. Tipos de inclusões fluidas em esfalerita A.e B inclusões primárias do tipo IA, compostas de L+V, com sólido aprisionado C. Inclusões secundárias bifásicas em planos de fratura.

Tipo IIA (secundárias) Inclusões bifásicas (L+V), com graus de preenchimento muito variáveis (80 a 95%), com tamanhos igualmente variáveis, na faixa de 4,5 a 90 μm . São mais claras que as primárias. Seu caráter secundário é indicado pelo fato de que aparecem em planos de fraturas (Prancha 4.2C). Possuem formas muito irregulares e feições de *necking down*.

4.2.4 Microtermometria

Os dados de microtermometria estão apresentados no anexo 7 para as diferentes inclusões. Os poucos dados obtidos para o veio Gran Colômbia foram agrupados com os da Mina El Silêncio. Como se observa na no anexo 7 , esse agrupamento é possível em função das características microtermométricas semelhantes entre as inclusões das duas minas.

Algumas inclusões suspeitas na petrografia de conter CO₂ foram analisadas a temperaturas inferiores a -180°C e aquecidas até -55°C, sem que fossem observadas mudanças de fase nas inclusões. Entretanto, vinte e cinco inclusões dos tipos 1 e 2 (12% do total) apresentaram comportamento anômalo, com movimento da bolha de vapor a temperaturas entre 6,4 e 9,4°C, valores sugestivos de fusão do clatrato. Entretanto, como não houve desenvolvimento de fase de líquido imiscível nessas inclusões e os demais dados microtermométricos não diferem dos obtidos para as inclusões aquosas, essas inclusões foram englobadas microtermometricamente juntamente com as inclusões aquosas.

A temperatura de primeira fusão (Te) foi difícil de medir com precisão. No entanto, foram realizadas 46 medidas, incluindo quartzo e esfalerita (Figura 4.2). A principal característica observada nas inclusões foi uma mudança na aparência da inclusão, de clareamento.

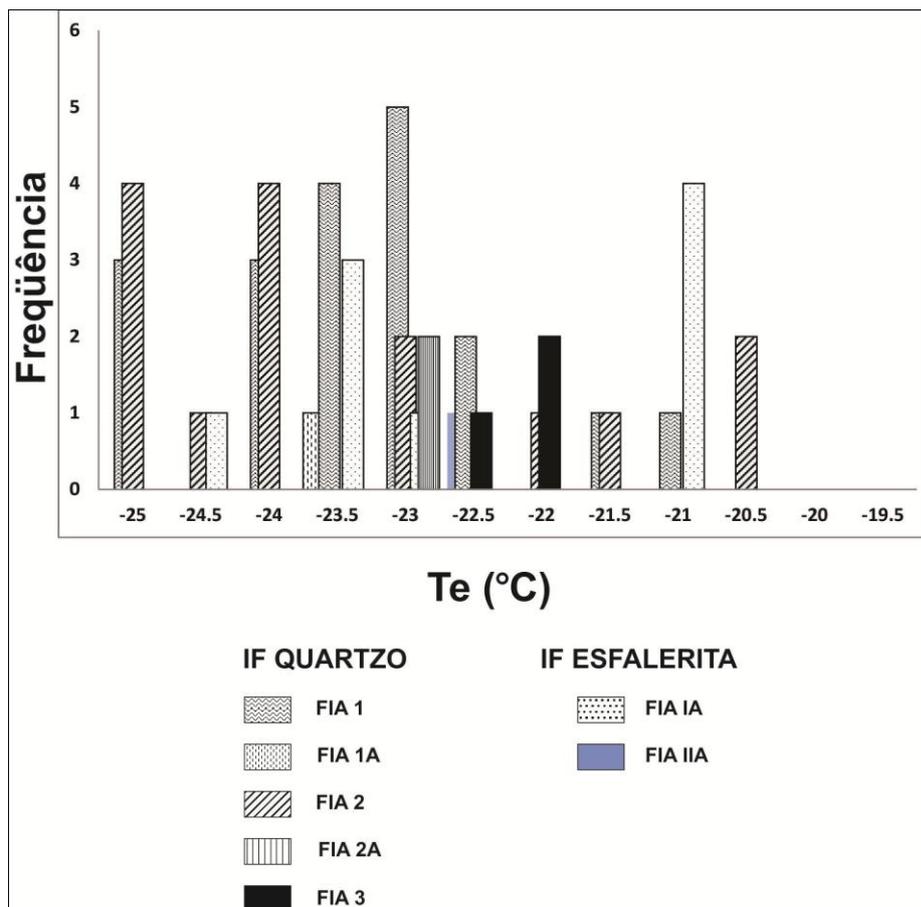


Figura 4.2 Histograma de frequência para a temperatura do ponto eutético das inclusões fluidas estudadas.

A temperatura de primeira fusão das inclusões fluidas estudadas varia de -25,9 a -20,5°C. Como se pode observar na figura 4.2, as inclusões que possuem maior quantidade de dados correspondem aos tipos 1, 2 e IA, estas duas últimas consideradas contemporâneas e correspondentes ao segundo estágio de precipitação de ouro. A temperatura do eutético das inclusões do tipo 1 concentra-se entre -23,5 e -23°C. As inclusões IA possuem Te entre -24,5 e -21°C, com concentração de valores em -21°C. As inclusões do tipo 2 possuem Te em toda a faixa de temperaturas observadas, com moda entre -25 e -24°C. Os poucos dados obtidos para as inclusões do tipo 3 situam-se entre -22,5 e -22°C. A pouca quantidade de dados obtida nas inclusões 2A e IIA não permite definir a maior concentração de valores de Te.

A temperatura de fusão final do gelo foi observada com facilidade na maioria das inclusões analisadas, devido às diferenças óticas do gelo e do líquido e movimentos bruscos das bolhas de vapor no interior das inclusões.

Todos os tipos de inclusões fluidas possuem fusão do gelo acima de -8,0°C Na figura 4.3 podem-se observar os dados para cada veio. As inclusões dos tipos 1 e 2 possuem Tfg entre -6,5 e -4°C, com moda entre -5,5 e -4,5°C. As inclusões do tipo IA, da esfalerita da segunda

geração, e precipitada com o quartzo que contém as inclusões fluidas do tipo 2, apresentam Tfg entre -8 e $-2,5^{\circ}\text{C}$, com concentração de valores entre -4 e $-3,5^{\circ}\text{C}$. Um dado importante é que a menor temperatura de fusão do gelo foi registrada em uma inclusão desta família ($-7,7^{\circ}\text{C}$). As menores temperaturas de fusão do gelo foram observadas nas inclusões secundárias. As inclusões do tipo IIA possuem fusão do gelo entre -2 e $-1,5^{\circ}\text{C}$. As demais inclusões secundárias não apresentam quantidade estatisticamente significativa de medidas.

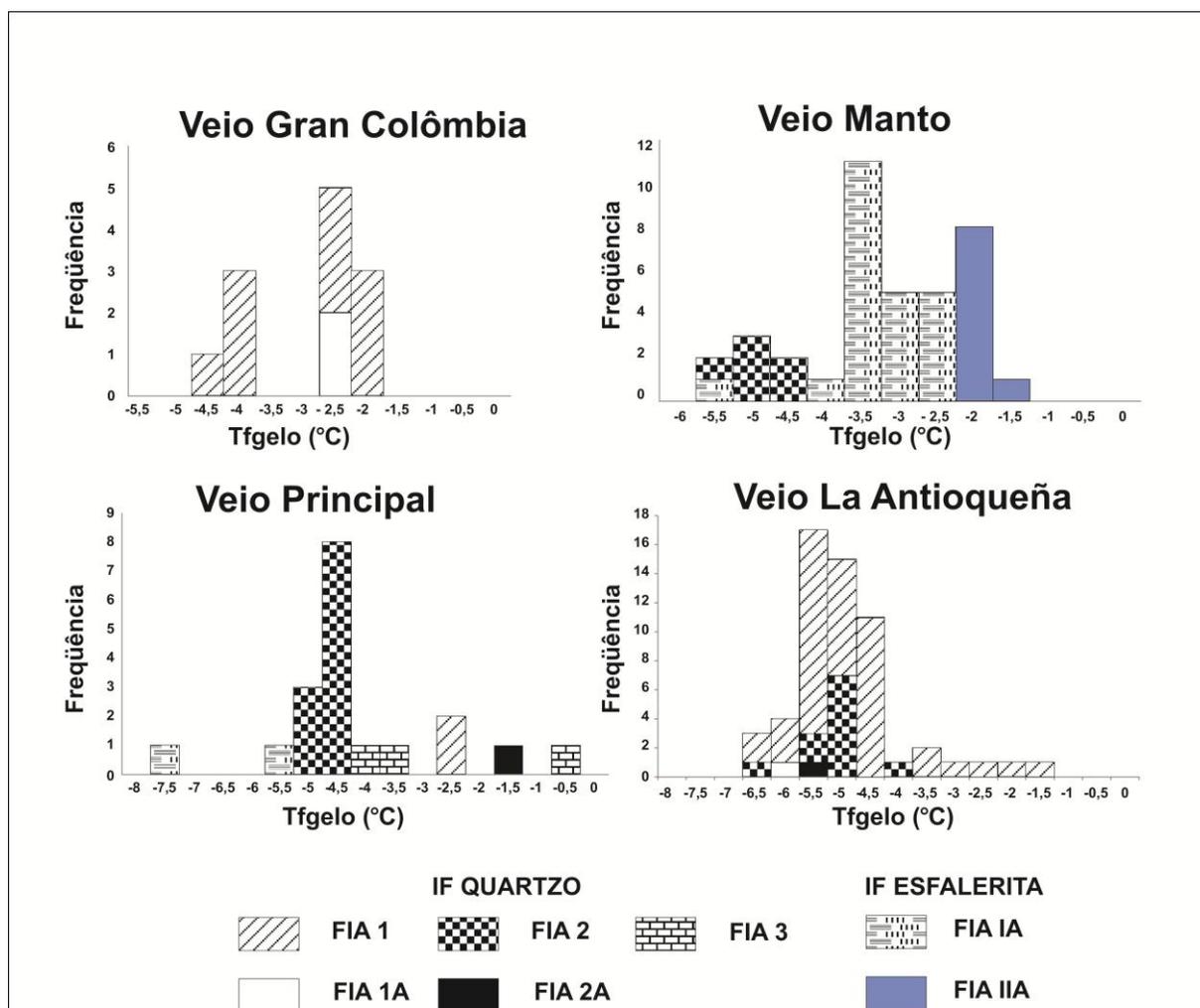


Figura 4.3 Histograma de frequência para as temperaturas de fusão final do gelo de cada veio estudado

As temperaturas de homogeneização obtidas (figura 4.4) mostram um amplo espalhamento dos dados, desde 87° até 354°C . No entanto, as faixas de temperatura para as diferentes famílias e veios são menores. As inclusões fluidas da FIA 1 possuem T_h entre 200 e 354°C , com moda entre 230 e 250°C , sendo que as maiores temperaturas registradas

correspondem ao veio La Antioqueña, no qual foram medidas duas inclusões com Th entre 350 e 360°C, na amostra SIL-18. As inclusões da FIA 1 para o veio Gran Colômbia, possuem temperaturas de homogeneização entre 190 e 200°C (3 medidas). As inclusões fluidas do tipo 2 homogeneizam entre 170 e 280°C, com concentração de valores entre 220 e 240°C. As poucas medidas obtidas para as inclusões fluidas do tipo IA situam-se entre 170 e 210°C

As inclusões fluidas do tipo 3 e as classificadas petrograficamente como secundárias possuem Th menor que 190°C. Dessas as inclusões do tipo IIA, em esfalerita, apresentam moda de 160 a 170°C.

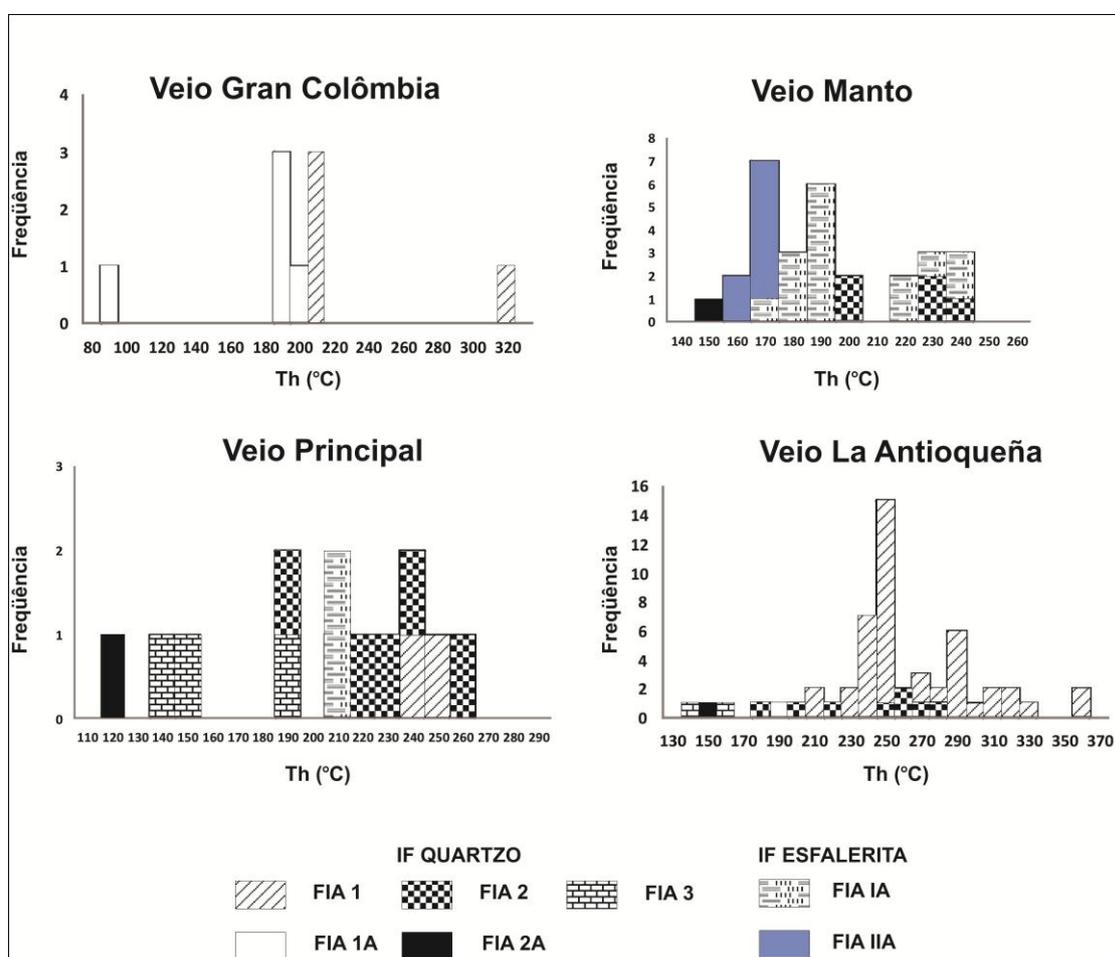


Figura 4.4 Histograma de frequência para as temperaturas de homogeneização(Th) registradas em cada veio.

4.2.5 Interpretação dos dados

As temperaturas do ponto eutético dos diferentes tipos de inclusões estudados entre -25,9 a -20,5°C sugerem fluido hidrotermal homogêneo, independentemente da geração do quartzo em que foi aprisionado, de composição modelada pelo sistema H₂O-NaCl-KCl (Shepherd *et al.*, 1985; Bodnar, 2003).

O comportamento microtermométrico das inclusões fluidas não revelou a presença de voláteis tais como CO₂, ou CH₄, pois não foram observadas mudanças de fase a temperaturas de -56,6°C ou mais baixas. O comportamento anômalo observado em algumas inclusões bifásicas dos tipos 1 e 2, representado por movimento da bolha de vapor a temperaturas entre 6,4 e 9,4°C, pode estar relacionado à presença de pequenas quantidades de CO₂ dissolvido na H₂O, o qual não teria sido suficiente para gerar uma fase carbônica imiscível.

Roedder (1967, 1971) menciona a possibilidade de um comportamento metaestável do gelo a temperaturas tão altas como 6,5°C. Neste caso, a metaestabilidade se apresenta quando a bolha de vapor falha ao nuclear, e o gelo permanece. Este não é o caso nas inclusões estudadas, pois elas claramente possuem uma bolha de vapor nesse intervalo de temperatura. Além disso, as temperaturas observadas estão muito acima das observadas por aquele autor.

Outra possibilidade é a presença de clatratos, hidratos de gás, que indicariam a presença de CO₂, e que podem dissociar-se a temperaturas de até 14°C em condições de baixa salinidade. Entretanto, não foi observado CO₂ líquido em temperatura ambiente, nem fusão do CO₂. No entanto, Rosso e Bodnar (1995) observaram que em condições de média pressão, é possível que inclusões aquocarbônicas não desenvolvam fase de CO₂ líquido. Neste caso, a temperatura de dissociação de clatratos pode ser observada e usada como um indicador da presença de CO₂. Segundo Diamond (2003), a extensão da imiscibilidade nos sistemas gás-H₂O é muito elevada em temperatura ambiente. No caso do CO₂, a água pode acomodar apenas quantidades muito pequenas de CO₂ (0,06 mol% de CO₂), resultando em um líquido homogêneo em temperatura ambiente.

Com base nos resultados de Rosso e Bodnar (1995) e Diamond (2003), é possível haver presença de pequenas quantidades de CO₂ em algumas inclusões. Entretanto, como essas inclusões são petrograficamente idênticas às inclusões tipicamente aquosas e como, caso esteja presente, haveria baixa concentração de CO₂ no sistema, todas as inclusões fluidas estudadas foram interpretadas como pertencentes ao sistema H₂O-NaCl-KCl. Análises de espectroscopia RAMAN são recomendadas para detectar a presença de CO₂ nas inclusões

estudadas. A existência de fluido hidrotermal carbônico é coerente com a presença de calcita hidrotermal nos veios estudados.

O cálculo da salinidade das inclusões estudadas foi feito mediante a equação de Bodnar (1993) para o sistema teórico NaCl-H₂O:

$$\text{Salinidade (wt\%)} = 1,78\text{FPD} - 0,0442\text{FPD}^2 - 0,000557 \text{FPD}^3,$$

onde FPD (freezing depression point) é rebaixamento da temperatura final de fusão do gelo.

As temperaturas de fusão final do gelo indicam um sistema de baixa salinidade, com salinidades máximas de 11,1% (Anexo 7 e Figura 4.5). As inclusões do tipo 1 possuem valores estimados de salinidade predominantemente entre 8 e 10% de NaCl eq. para os veios da mina El Silencio, enquanto as inclusões do tipo 1 da mina Gran Colômbia são menores, entre 4 e 7% de NaCl eq. As inclusões do tipo 2 possuem concentração de valores de salinidade entre 7 e 9% de NaCl eq. e as inclusões do tipo IA possuem salinidade principalmente entre 5 e 7% de NaCl eq., A salinidade das inclusões secundárias está dispersa entre 1 e 10% de NaCl eq.

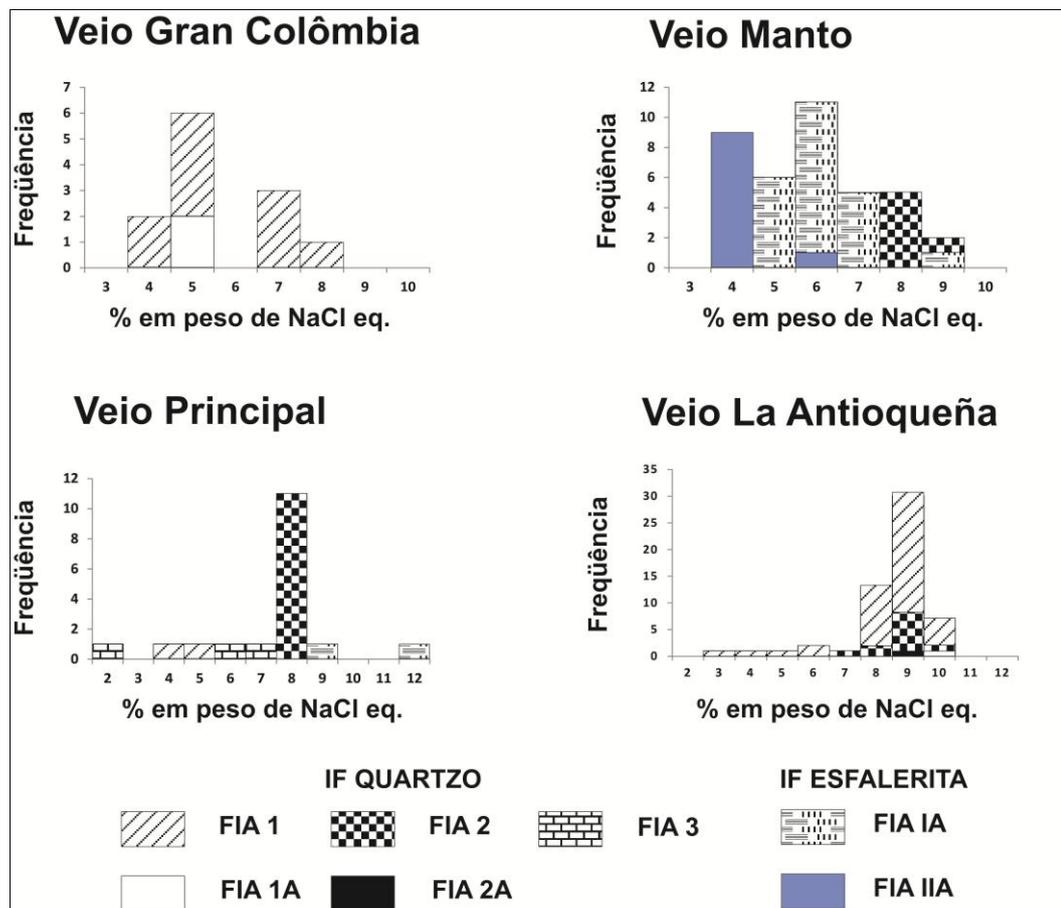


Figura 4.5 Histograma de freqüência de salinidade para as diferentes populações de inclusões fluidas estudadas.

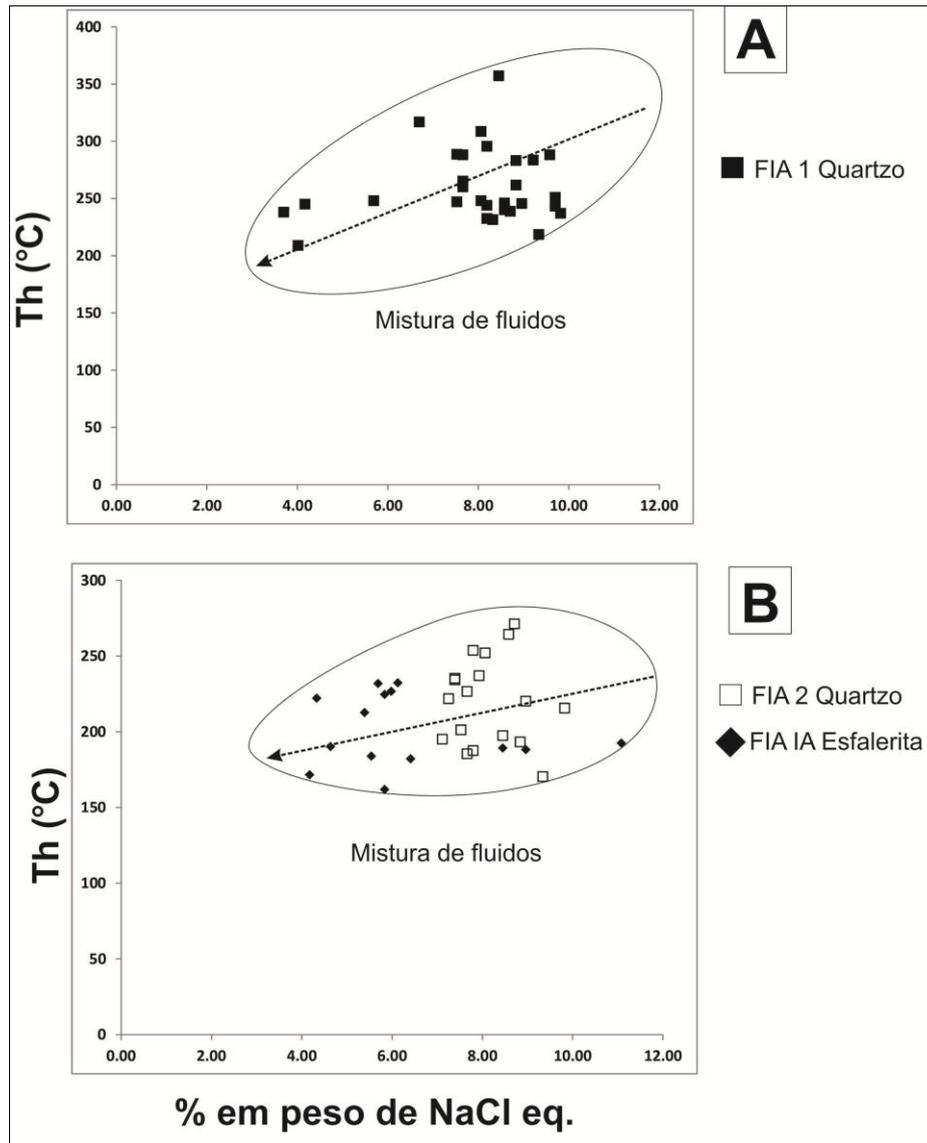


Figura 4.6 Gráfico de % NaCl em peso vs temperatura de homogeneização

Nos gráficos de salinidade vs temperatura de homogeneização para as FIA 1, IA e 2, pode-se observar que algumas inclusões pertencentes ao quartzo I (FIA 1) (figura 4.6A registram as temperaturas de homogeneização e salinidades mais altas, alcançando Th de 356°C e 10% de NaCl eq., e nenhuma das inclusões do quartzo II (tipo 2) ultrapassa os 280°C (Figura 4.6B). No caso do primeiro estágio de precipitação do quartzo (FIA 1), o fenômeno que teve maior influência na precipitação foi provavelmente uma mistura de fluidos de temperatura e salinidades diferentes (Sheperd *et al.*, 1985, Wilkinson, 2001).

As inclusões dos tipos 2 e IA, interpretadas petrograficamente como inclusões em equilíbrio do segundo estágio hidrotermal, definem em conjunto uma mistura de fluidos (Figura 4.6B). Porém, observadas separadamente, cada população de inclusões define um grupo com salinidades e temperaturas de homogeneização diferentes: as inclusões no quartzo

(tipo 2) possuem valores de salinidade acima de 6,5% em peso de NaCl eq. e temperaturas de homogeneização de até 280°C; a maioria das inclusões do tipo IA apresenta salinidades \leq 6,5% em peso de NaCl eq. e temperaturas de homogeneização inferiores a 240°C. Dentre as possíveis explicações para este comportamento está a reação com o mineral hospedeiro da inclusão, o que pode mudar a sua composição química (Ramboz, *et al*, 1982), assim como também a lenta mistura entre fluidos que apresentam grandes diferenças em densidade e em salinidade (Henley e McNabb, 1978). Uma terceira possibilidade é que os minerais analisados não estiveram em equilíbrio ou não precipitaram no mesmo intervalo de tempo.

Os dados microtermométricos indicam, entretanto, possível equilíbrio entre os fluidos petrograficamente interpretados como aprisionados nas inclusões fluidas dos tipos 1 e 2 e que a esfalerita possivelmente precipitou de um fluido mais tardio, em decorrência de mistura entre fluido mais quente e salino com água meteórica.

4.3 ISÓTOPOS ESTÁVEIS EM CALCITA

4.3.1 Introdução e metodologia

A utilização de isótopos estáveis é muito útil na compreensão e exploração de depósitos minerais. Em particular o uso de isótopos estáveis de oxigênio e carbono em calcita tem ajudado no entendimento da gênese do minério, fontes dos fluidos hidrotermais e processos que levam à precipitação de metais (Zheng e Hoefs, 1993, McCuaig e Kerrich, 1998, Schwinn *et al*, 2006).

A presença de calcita hidrotermal nos veios indica que o reservatório do fluido teve compostos oxidados de carbono. Estes compostos podem ser gerados de uma fonte magmática, por oxidação ou hidrólise de carbono reduzido em rochas sedimentares ou metamórficas, como também por descarbonatação ou lixiviação de minerais de carbonato (Kerrich, 1987). Uma vantagem do uso de carbonatos é que estes preservam a assinatura isotópica do carbono, pois constituem o reservatório dominante deste elemento e são bons traçadores da fonte dos fluidos (Kerrich, 1987, Ridley e Diamond, 2000).

Cinco amostras, duas correspondentes ao veio La Gran Colômbia, duas ao veio Manto da mina El Silencio e uma ao veio principal da Mina El Silencio foram analisadas no laboratório de Geocronologia da UnB no espectrômetro IRMS delta plus advance (Thermo) acoplado a um acessório Gas Bench II. Cada amostra reage com ácido fosfórico (H_3PO_4) concentrado ($d=1,92g/cm^3$) a uma temperatura de 72°C durante uma hora. A reação gera CO_2 , o qual é extraído no Gas Bench II para sua leitura no espectrômetro. Os resultados são

apresentados na forma de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, relativamente aos padrões VPDB (Viena PeeDee Belemnite) e VSMOW (Viena Standard Mean Ocean Water) (Tabela 4.3). A incerteza analítica para $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ é de $\pm 0,10\%$ e $\pm 0,05\%$, respectivamente.

4.3.2 Descrição dos veios estudados

Os veios estudados correspondem ao veio manto e veio principal da mina El Silencio e ao veio Gran Colômbia. Foram selecionados os carbonatos pertencentes ao primeiro estágio hidrotermal, pois neste estágio houve precipitação de ouro, sendo que o principal critério em campo foi a presença deles junto com o quartzo do tipo comb. Tentou-se excluir os carbonatos em vênulas pois eles pertencem ao terceiro estágio, onde não houve precipitação de ouro.

4.3.3 Resultados e interpretação

Na tabela 4.2, podem ser observados os resultados obtidos para as cinco amostras analisadas.

Tabela 4.2. Resultados de isótopos estáveis de C e O em carbonatos

Amostra	Mina	V-PDB	V-PDB	V-SMOW	Fluido	
		$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$
GC-6	Gran Colômbia	-8,99	-18,28	12,02	7,7	-6,59
GC-11	Gran Colômbia	-9,09	-18,27	12,02	7,8	-6,69
SIL-4B	El Silencio	-10,77	-18,02	12,29	8,0	-8,37
SIL-11B	El Silencio	-12,82	-9,30	21,28	17,0	-10,42
SIL-15	El Silencio	-5,85	-19,35	10,91	6,6	-3,45

Em um gráfico $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 4.7), observa-se grande dispersão dos dados em relação ao valor de $\delta^{13}\text{C}$ de -5.85 (Amostra SIL-15) a -12.8‰ (amostra SIL-11B) sendo os valores da mina La Gran Colômbia praticamente indistinguíveis, com um valor de -9‰. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ apresentam uma concentração na faixa de 10.9 a 12.29‰, porém amostra SIL-11B possui um valor muito alto (21.28‰) o que poderia estar relacionado com uma contaminação da amostra devido às vênulas de carbonato tardio que cortam o veio.

Para o cálculo da composição isotópica do fluido a partir do qual precipitou a calcita usou-se a equação proposta por O Neil *et al* (1969) em Kyser (1987) para o par calcita-água,

$$1000 \ln_{\text{mineral-água}} = -3,39 + 2,78 \left(10^6 / T^2 \right)$$

Utilizando-se uma temperatura de 350°C, média dos valores obtidos pelo geotermômetro da clorita, se obtém um valor de $1000\ln\alpha_{\text{calcita-água}} = 4,3 \text{ ‰}$, sendo que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da água variam entre 6,6 e 8,0‰ que contrastam com águas de origem superficial, as quais possuem valores negativos a levemente positivos. Estes valores são mais comuns em águas metamórficas ou ígneas (Rollinson, 1993).

Para o cálculo do $\delta^{13}\text{C}$ do fluido usou-se a equação de Ohmoto e Rye (1979), assumindo todo o carbono como CO_2

$$1000\ln\alpha_{\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2} = 0,891 \left(\frac{10^9}{T\text{k}^3} \right) - 8,557 \left(\frac{10^6}{T\text{k}^2} \right) + 18,11 \left(\frac{10^3}{T\text{k}} \right) - 8,27$$

Usando de novo a temperatura de 350°C, se obtém um valor de $1000\ln\alpha_{\text{CO}_2\text{-Calcita}} = 2,4\text{‰}$, e valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -3,45 a -8,37‰. Os valores $\delta^{13}\text{C}$ sozinhos não fornecem muita informação acerca das fontes, pois os valores são comuns em vários tipos de reservatórios (Kerrich, 1987). Valores de -6‰, por exemplo, são comuns no manto, rochas metamórficas ou em ambientes vulcânicos e magmáticos.

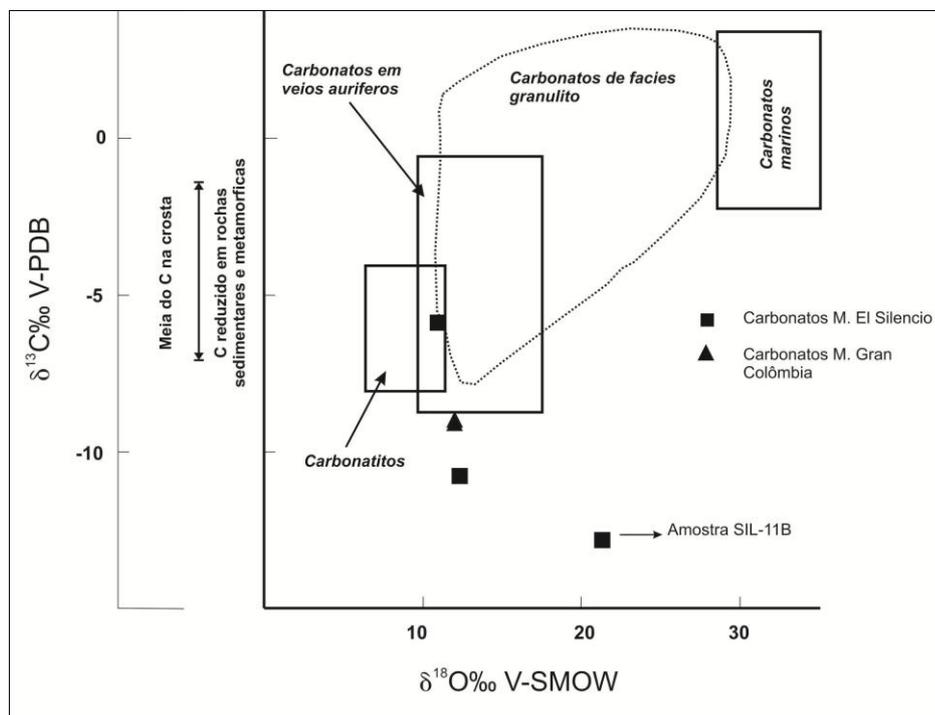


Figura 4.7 Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ em calcitas para os veios estudados. Os campos delimitados mostram os valores típicos de diferentes ambientes geológicos, segundo McCuaig & Kerrich (1998).

A variação dos isótopos de C na mina El Silencio deve ser melhor investigada, pois em geral em mesmo depósito é muito difícil achar uma variação tão grande (Kerrich, 1987, McCuaigh e Kerrich, 1998). No entanto, os valores de C e O nas calcitas analisadas situam-se

no campo ou estão próximos dos valores de reservatórios ígneos ou metamórficos, com exceção da amostra SIL-11B, que apresentou valores anômalos de isótopos de C e O, provavelmente devido à contaminação por vênulas de carbonato. Os resultados são coerentes com fluidos formadores de depósitos de ouro em veios.

4.4 DISCUSSÕES

4.4.1 Estimativa da composição e das condições de pressão e temperatura de aprisionamento dos fluidos mineralizadores

Os fluidos responsáveis pela mineralização nos depósitos pertencem ao sistema H₂O-NaCl, contendo provavelmente quantidades menores de KCl ou íon diferente, dadas as temperaturas de primeira fusão (-25 a -23°C) medidas nas inclusões dos estágios I e II. Durante o terceiro estágio hidrotermal, o mais provável é que os fluidos fossem do sistema H₂O-NaCl, levando em consideração que as temperaturas eutéticas se situam em torno a -21°C. Pequenas quantidades de CO₂ podem estar presentes no sistema. Entretanto, devem ser realizadas análises das inclusões fluidas por espectroscopia Raman para verificar essa possibilidade.

A salinidade não apresentou mudanças importantes durante o hidrotermalismo responsável pela mineralização de ouro nas minas estudadas, considerando que a variação situa-se entre 1,5 e 11,2% de NaCl equivalente. O sistema é, portanto, de baixa salinidade, o que é comum em depósitos epitermais de baixa sulfetação (Hedenquist & Lowenstern, 1994, Diamond, 2001, McIver, 1997, Palyanova, 2008), como também em depósitos de ouro orogênicos e ouro em veios (Groves *et al.*, 1998, Diamond, 2001, Palyanova, 2008, Phillips e Powell 2010).

Os resultados microtermométricos obtidos neste capítulo são semelhantes aos valores de Manco *et al.*, (2010) e Echeverry (2006); *in* Wilson & Redwood (2010), indicando que existe coerência entre os diferentes estudos.

Sem considerar a presença de CO₂ para inclusões pertencentes ao quartzo do primeiro estágio, foram calculadas isócoras para o sistema teórico H₂O-NaCl usando o programa FLUIDS de Bakker (2003), mais exatamente o programa ISOC, usando como parâmetros os fornecidos pelo programa BULK de Bakker (2003). As proporções relativas de íons diferentes de Na⁺ foi assumida como zero (0), o que restringe a aplicação do método.

Dado que não foi possível usar o método da interseção das isócoras, o procedimento adotado foi usar um geotermômetro externo, seguindo o procedimento de Roedder & Bodnar

(1980). Neste caso, foram usados os dados do geotermômetro da clorita, resultando em condições de pressão de 0,46 a 2,49kbar (Figura 4.8), correspondentes a profundidades de 1,84 a 9,8 km, assumindo pressão litostática. No entanto, os valores de pressão obtidos para as amostras da Mina El Silencio são menores, com uma pressão máxima de 2,03kbar.

Os valores de profundidade obtidos para o sistema teórico $H_2O-NaCl$ não favorecem ambiente epitermal para o trapeamento dos fluidos mineralizantes, pois estes são formados em ambientes muito rasos, i.e, 0-2km de profundidade.

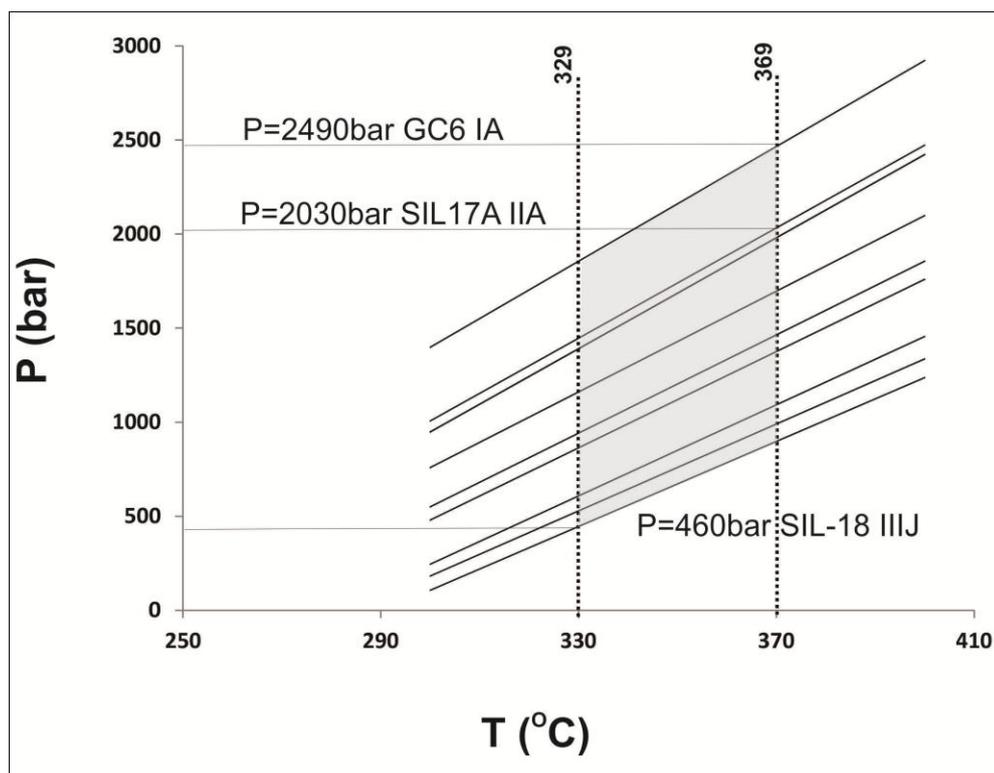


Figura 4.8 Diagrama P-T mostrando as isócoras obtidas nas inclusões fluidas pertencentes ao sistema $H_2O-NaCl$. As linhas pontilhadas indicam o intervalo de temperatura fornecido pelo geotermômetro da clorita.

4.4.2 Origem e evolução dos fluidos mineralizadores

Os isótopos de C e O em calcitas indicam uma fonte provavelmente profunda para os fluidos responsáveis pela mineralização no primeiro estágio (Kerrich, 1987, McCuaig e Kerrich, 1998), mas deixam aberta a possibilidade de que sejam magmáticos, metamórficos ou mantélicos, tendo em vista que a faixa de $\delta^{13}C$ de -6 a -11 é encontrada nos três reservatórios.

Os fluidos magmáticos proximais geralmente possuem salinidades muito altas (geralmente acima de 30% em peso de $NaCl$ eq). No entanto, Roedder (1992) sugere que muitos fluidos relacionados a depósitos de filiação magmática possuem temperaturas de

homogeneização muito abaixo de 500 °C e salinidades menores de 10% em peso de NaCl eq., produzidos pela mistura de fluidos altamente salinos com água meteórica.

Os fluidos no primeiro e segundo estágios podem ter evoluído a partir de uma mistura de fluidos de baixa salinidade, com duas composições diferentes, pertencentes ao sistema teórico H₂O-NaCl. Esta hipótese é suportada pelos seguintes fatos: as inclusões ocorrem na mesma amostra e no mesmo campo escolhido para análise, com distribuição aleatória, o que torna muito difícil que fosse o resultado do trapeamento sucessivo de inclusões não relacionadas (Pichavant *et al*, 1982); e possuem graus de preenchimento similares, sem indicações de um trapeamento heterogêneo como acontece no caso de imiscibilidade de fluidos (Ramboz *et al*, 1982).

CAPITULO V DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

5.1 DISCUSSÕES

5.1.1 Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes da mineralização

O batólito de Segovia na área estudada abrange granodioritos com tonalitos e quartzo dioritos subordinados, com caráter cálcio alcalino e metaluminoso. Nos diagramas discriminantes, as amostras selecionadas situam-se no campo das rochas associadas a arcos magmáticos. Os diagramas multielementares também são coerentes com magmas associados a zonas de subducção em margens continentais ativas (Winter, 2009).

As idades de 155Ma obtidas pelo método U-Pb LA-ICP-MS e interpretadas como idades de cristalização do granodiorito e quartzo diorito, permitem estabelecer que o Batólito de Segovia corresponde ao pulso magmático mais jovem datado até hoje na Colômbia no período Jurássico. Os dados isotópicos de Sm-Nd com valores de ϵNd entre +2,51 e + 5,19 indicam uma origem mantélica para os magmas precursores do batólito, o que contrasta com os valores negativos obtidos por Cuadros (2012) no Batólito de Norosí, considerado como a prolongação norte do Batólito de Segovia.

O marco geotectônico para o alojamento do batólito e rochas similares na Colômbia durante o período Jurássico é coerente com uma margem continental ativa (este trabalho, Alvarez 1983, Toussaint, 1994, Dorr *et al*, 1995, Altenberg & Concha, 2005, Bayona *et al*, 2006, Bustamante *et al*, 2010).

Os diques andesíticos que bordejam a mineralização possuem relação de intrusão no batólito, indicando alojamento posterior à cristalização das rochas graníticas jurássicas. Suas idades de cristalização pelo método U-Pb em zircão situam-se no intervalo 89-84Ma, segundo Leal-Mejia *et al*, (2011).

As características geoquímicas destes diques indicam que correspondem a rochas cálcio-alcálicas de arco magmático de derivação mantélica com um $\epsilon Nd(0)$ acima de +4.0. No entanto, existem pelo menos três tipos de diques no distrito: os diques de andesito das Minas Gran Colômbia e El Silencio possuem características de rochas de arco normais, enquanto os diques de andesito porfirítico da Mina Providência são afins a rochas de características

adakíticas. A amostra SIL-3, da Mina El Silencio, possui diferenças consideráveis na química de rocha total em relação aos outros diques, o que deve ser melhor investigado.

Rodriguez (2007) considera que o magmatismo associado às mineralizações auríferas representado pelos diques máficos que cortam o batólito de Segovia é do tipo lamprofírico relacionado a um processo de pós-colisão. Entretanto, não foram identificados diques lamprofíricos nas áreas estudadas neste trabalho, conforme demonstram os dados petrográficos e geoquímicos apresentados neste capítulo em comparação com as descrições de lamprófiros na literatura (Le Maitre et al, 1989).

5.1.2 Fonte, transporte e mecanismos de deposição do ouro

Grupos específicos de rochas têm sido propostos como candidatos a ser fontes ou estar envolvidos na gênese de depósitos minerais, especificamente de ouro, como no caso dos lamprófiros que geralmente possuem concentrações elevadas de metais preciosos com relação ao background da terra (Rock & Groves, 1988, Pirajno, 2009), ou dos adakitos, que poderiam remover elementos calcófilos do manto (Mungall, 2002).

Hronsky *et al*, (2012) propõem que, em orógenos acrecionários, como no caso dos Andes da Colômbia, o fator-chave para a geração de depósitos de ouro, independentemente do tipo de depósito, é a fertilização heterogênea do manto litosférico durante um evento pré ou sin-subducção, o qual é convertido numa fonte de magmas de arco associados a mineralizações ou de fluidos hidrotermais enriquecidos. Esses mesmos autores notam que dois fatores também são necessários para a geração de grandes depósitos de ouro: um evento de remobilização e estruturas canalizadoras em escala litosférica.

Phillips e Powell (2010) sugerem um modelo de devolatilização metamórfica para explicar a gênese de depósitos de ouro. Segundo o modelo, na passagem do fácies xisto verde para anfíbolito são gerados fluidos metamórficos na crosta, principalmente H₂O e CO₂, derivados da quebra de minerais hidratados ou de carbonatos. Estes fluidos têm a capacidade de remobilizar e transportar ouro até níveis mais rasos, onde precipitam formando depósitos. Neste modelo, a rocha-fonte não requer um enriquecimento em relação ao background da terra, dado que o modelo implica a geração de fluidos em grandes volumes de rocha.

Para explicar a origem do ouro e dos fluidos mineralizantes no distrito mineiro Segovia-Remédios existem diferentes propostas, tais como fluidos hidrotermais derivados da cristalização do batólito de Segovia (Feininger, *et al*, 1972, Sillitoe, 2009). Rodriguez (2007)

especulou sobre a possibilidade de que um magmatismo posterior, ao qual denomina *magmatismo filoniano*, representado pelos diques que bordejam a mineralização, tenha alguma participação no desenvolvimento dos veios, como acontece comumente em depósitos de ouro orogênicos. Leal-Mejia *et al.* (2011) indicam que a mineralização no distrito mineiro apresenta uma estreita relação com diques porfiríticos dado que a alteração hidrotermal nas rochas encaixantes dos veios é contemporânea com o alojamento dos diques, cuja idade varia entre 89-84Ma.

Os dados de Leal-Mejia *et al.* (2011) não necessariamente significam que o batólito de Segovia seja um corpo estéril em termos de depósitos minerais, dado que rochas de afinidade cálcio-alcalina comumente apresentam afinidade por depósitos de ouro-cobre tipo pórfiro e epitermais, situação que até hoje tem sido subvalorizada na região. Depósitos deste tipo têm sido reportados na literatura em rochas pertencentes ao batólito de Mocoa (Sillitoe *et al.*, 1982), assim como ocorrências minerais epitermais e do tipo pórfiro na Formação Saldaña e rochas hipoabisais associadas (Sanz, 2003), cujas idades e características geoquímicas são similares às do batólito de Segovia.

A presença de lamprófiros no distrito mineiro foi sugerida por Rodriguez (2007), com base em características de campo e associação com os veios de ouro. No entanto, os dados petrográficos e geoquímicos obtidos no presente trabalho indicam que o magmatismo representado nas rochas de dique não coincide com lamprófiros. Trata-se de magmatismo cálcio-alcalino de arco magmático. Uma única indicação de que tais rochas poderiam ser uma fonte dos metais provém da análise da amostra SIL-12, correspondente a um dique de andesito que bordeja o veio Manto na mina El Silencio, que forneceu um valor de 5ppb de Au.

Contudo, é muito difícil estabelecer a fonte primária do ouro para as minas estudadas. Uma hipótese plausível é uma fonte máfica profunda, lamprofírica ou não, como a que originou os diques máficos da região, não necessariamente os que bordejam os veios.

Com base nos dados obtidos nesta pesquisa, podem ser estabelecidos alguns controles para a gênese e evolução dos depósitos de ouro do Distrito Mineiro Segovia-Remedios. Os dados de isótopos estáveis de C e O em calcita dos veios mineralizados ($\delta^{13}\text{C}_{\text{calcita}} = -12,8$ a $-5,85\%$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = 6,6$ a $8,0\%$) são coerentes com fontes ígneas, metamórficas ou mantélicas para os fluidos mineralizadores. Os dados de inclusões fluidas em equilíbrio com a mineralização indicam fluidos de baixa salinidade (moda de 7-10% de NaCl eq.) e temperatura de homogeneização total moderada (moda de 230-250°C). A temperatura da

alteração hidrotermal do granodiorito, calculada com base no geotermômetro da clorita, foi estimada em 369°C.

Houve provável mistura entre fluidos de mais alta salinidade e com fluidos mais frios. Essas características são comuns em alguns sistemas hidrotermais específicos, tais como ambientes mineralizantes rasos (epitermais) e veios distais relacionados a plutons (Simmons *et al*, 2005, Heinrich, 2007).

Manco *et al* (2010) reportaram dados de inclusões fluidas em várias minas do distrito, incluindo a mina El Silencio com temperaturas de homogeneização entre 160 e 430 °C na fase líquida, e salinidade entre 2,2 e 16,4% de . de NaCl eq.

Uma característica notável nas minas estudadas, especialmente na Mina El Silencio, é a presença de quantidades consideráveis de sulfetos contendo Zn e Pb, juntamente com Au e Ag. A explicação mais plausível é que estes metais sejam transportados juntamente com o Au na forma de tiocomplexos tais como $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ em temperaturas relativamente baixas, condições de pH neutras a básicas e baixas salinidades, resultando na complexação de Zn^{2+} e Pb^{2+} , e ouro na forma de Au^+ , e Ag^+ (Robb, 2005).

A precipitação dos sulfetos e do ouro provavelmente aconteceu em decorrência da mistura de fluidos quentes e frios. Outras possibilidades, como a reação com rochas encaixantes, devem ser consideradas, pois a presença de diques andesíticos favoreceria o mecanismo de *wall rock sulphidation* (Williams-Jones *et al*, 2009) e as evidências de campo apoiam esta hipótese. Uma evidência de campo é o fato de o conteúdo de pirita nos veios bordejados pelos diques máficos atingir um 5-6% em volume da rocha, o que não acontece quando o veio está encaixado unicamente no granodiorito. De fato, existe uma associação empírica conhecida há muito tempo pelos garimpeiros e mineiros do distrito, que atestam que as zonas de alto teor correspondem a uma associação entre a presença dos diques de andesito bordejando os veios (Tremmler, 1967).

5.1.3 Modelo metalogênico para a mineralização de ouro

As idades obtidas para a cristalização do batólito de Segovia ($154,83 \pm 0,79$ Ma do quartzo diorito e $154,4 \pm 1,3$ Ma do granodiorito ; U-Pb em zircão; este trabalho) e dos diques de andesito (89-84Ma K-Ar em rocha total, Leal-Mejia, *et al*, 2011), assim como da alteração relacionada à mineralização, indicam uma separação de aproximadamente 65 Ma entre os dois episódios magmáticos, o que descarta um modelo no qual os fluidos sejam derivados da cristalização do batólito. O magmatismo básico dos diques, entretanto, é

contemporâneo com alguns pulsos de cristalização do batólito antioqueño (Leal-Mejia, *et al*, 2011) situado uns poucos km al oeste do distrito como resultado do início da subducção obliqua da placa caribe sob a margem norocidental de sul América conforme a figura 5.1 (Kennan e Pindell, 2009).

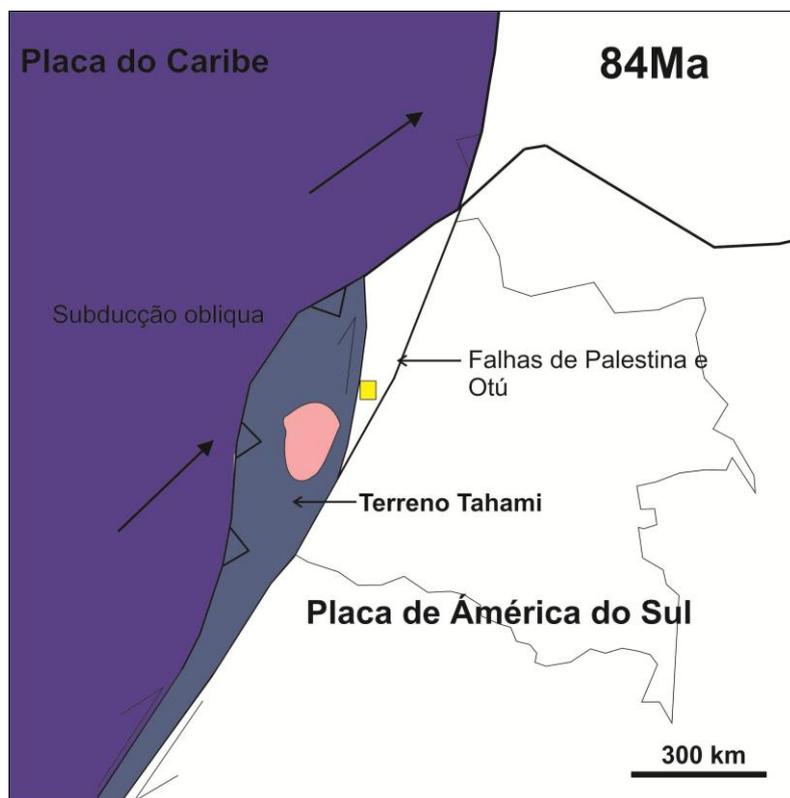


Figura 5.1 Reconstrução paleo tectônica do caribe a 84Ma aproximadamente (Tomado de Kennan e Pindell, 2009). A subducção obliqua da placa Caribe sob a placa de América do sul gerou um regime transpresivo responsável pela intrusão do batólito antioqueño (em rosa) e dos diques andesíticos no distrito mineiro (quadrado amarelo).

Apesar de não ser possível estabelecer a fonte dos fluidos hidrotermais, considera-se aqui a hipótese de que estes se originaram no manto litosférico conjuntamente com os diques andesíticos ou a partir dos próprios diques, conforme modelo de Hronsky *et al*, (2012), para depois ser canalizados por meio de estruturas regionais cujas candidatas mais prováveis são as falhas de Otú-Pericos e a falha de Palestina. Em um segundo estágio, esses fluidos foram conduzidos por canais de segunda ordem, representados em estruturas de baixo a moderado ângulo, nos quais previamente haviam sido alojados diques andesíticos, os quais, por sua vez, forneceram um regime termal adequado, facilitando a circulação dos fluidos.

A proposição de um modelo metalogenético para os depósitos estudados não é tarefa simples, pois eles possuem características afins com diferentes tipos de depósitos de ouro em veios. A tabela 5.1 contém o resumo das principais características dos depósitos do Distrito

Segovia-Remedios em comparação com outros tipos de depósitos de ouro, principalmente em veios de quartzo (*lode gold* ou *gold-only deposits*).

Em comparação com depósitos classificados como orogênicos, cuja definição implica que são depósitos espacial e temporalmente ligados a uma orogenia (Groves *et al*, 1998), apresentam semelhanças quanto ao estilo da mineralização, a continuidade vertical do minério, a ausência de uma zonação vertical de metais, e os tipos de quartzo presente nos veios.

No entanto, outras características definitivas não são encontradas no distrito. Em primeiro lugar e a mais óbvia é a ausência de uma associação com um terreno metamórfico, dado que o batólito de Segovia não apresenta uma deformação penetrativa; ela é restrita a zonas de cisalhamento dúcteis-rupteis decimétricas a métricas. Neste sentido é importante ressaltar que as rochas metamórficas nas quais foi alojado o batólito e os diques registraram um evento metamórfico aproximadamente entre 0.9 e 1Ga (Cuadros, 2012, Ordoñez *et al*, 2009). A orogênese andina, responsável pela atual configuração das cordilheiras na Colômbia teve suas fases principais entre 23 e 11 Ma (Mioceno) devido à acreção de terrenos oceânicos à margem W de Colômbia (Toussaint, 1999).

Tabela 5.1 Comparação entre tipos de depósitos de ouro em veios de quartzo

Depósito	Segovia-Remedios	Depósitos de ouro orogênico fanerozóicos	Depósitos epitermais (baixa sulfetação)	Veios distais relacionados a plutons
Característica				
Estilo da mineralização	Grandes veios desenvolvidos em estágios múltiplos, veios bandados	Grandes veios desenvolvidos em estágios múltiplos, veios bandados	Veios, stockworks, veios com bandamento simétrico	Veios
Continuidade vertical	Maior de 1km,	>1km	100-500m	1km
Teor	7 a 25g/ton	Entre 5 e 30g/ton		1 a 15 g/ton
Razão Au/Ag	≤1	>1 até 10	0,02 a 1	Variável geralmente <1
Rochas encaixantes	Granodioritos oxidados do tipo I de natureza cálcio-alcálica	Seqüências sedimentares marinhas	Rochas vulcânicas	Batólitos cálcio-alcálicos do tipo I
Metamorfismo no terreno hospedeiro	NA	Xisto verde baixo a médio	NA	NA
Idade da intrusão	155 Ma	Não aplicável	A mesma idade dos depósitos de ouro	A mesma idade dos depósitos de ouro
Idade da alteração hidrotermal	ND	Não aplicável	A mesma idade dos depósitos de ouro	A mesma idade dos depósitos de ouro
Tipos de quartzo	Comb, buck, quartzo recristalizado	Buck, quartzo cinza modificado	Comb,	Comb, buck, quartzo modificado, crustiforme
Conteúdo de sulfetos	Baixo a moderado (até 15% vol)	Geralmente baixo (<5% vol)	Variável 1 a 20% mas geralmente entre 1 e 5%	Baixo (<10%)
Associação de metais	Au, Ag, Zn, Pb, W, Te As	Au, As, B, Bi, Hg, Sb, Te, W	Au, Ag, Pb, Zn, Te, As	Sn, W, Mo, Cu, Zn, Pb, Au, Ag, As, Bi, Te
Principais minerais de minério	Electrum, pirita, esfalerita, galena	Ouro, arsenopirita, pirita, pirrotita	Ouro, prata, esfalerita, galena	

Capítulo V Discussões e conclusões

Zoneamento de metais	Não conhecido	Não conhecido	Bem desenvolvida	
Minerais de ganga nos veios	Quartzo, carbonatos, sericita	Quartzo, carbonatos	Quartzo-calcedonia, calcita, adularia	Quartzo,carbonato, muscovita, feldspato potásico
Minerais de alteração hidrotermal	Sericita, clorita, calcita, Fe-dolomita, piritita	Carbonatos (ankerita, dolomita, calcita e sulfetos (pirita, pirrotita e arsenopirita) , sericita	sericita, clorita, adularia, calcita, illita, smectita	Quartzo, muscovita, pirita
Tipo de alteração hidrotermal	Restrita a centímetros ou metros dos veios (sericitização, cloritização)	Carbonatização, (de)silicificação, sericitização, albitização, sulfidação	Sericitização, propilitização	argilização, Sericitização
Características dos fluidos	Baixa a moderada salinidade (1-17% NaCl eq.); fluido H ₂ O-NaCl-KCl (possível presença de traços de CO ₂)	Baixa salinidade (1-10% NaCl eq.), fluidos H ₂ O-CO ₂ ±CH ₄	<1 a 13% NaCl eq. Rico em gas, pH neutro	Moderada a baixa salinidade (4-25% NaCl eq.)
Dados de isótopos estáveis em fluidos	$\delta^{18}O = 6,6$ a 8‰ $\delta^{13}C = -8,37$ a $-3,45\text{‰}$	$\delta^{18}O = 12$ a 19‰ $\delta^{13}C = -10$ a 0‰	$\delta^{18}O$ muito variável, geralmente valores negativos	$\delta^{18}O = 5$ a 10‰ $\delta^{13}C = -3$ a 7‰
Mecanismo de precipitação inferido	Mistura de fluidos, sulfetação das rochas encaixantes	Mistura de fluidos, variações cíclicas da pressão, sulfetação das rochas encaixantes	Ebulição, mistura de fluidos, reação com as rochas encaixantes	Mistura de fluidos
Fonte dos fluidos	Indefinida (magmática, mantélica ou metamórfica)	Reservatórios de escala crustal, derivados de reações de devolatilização metamórfica	Magmática a dominantemente meteórica	Magmática
Profundidade	1,8 a 9 km	2 a 20 km	0 a 2 km	2 a 5 km
Referências bibliográficas	Este trabalho, Leal-Mejia <i>et al</i> , (2011), Manco <i>et al</i> (2010)	Groves <i>et al</i> (1998)	Simmons <i>et al</i> (2005), Hedenquist e Lowenstern (1994), McIver (1997)	Sillitoe (1991), Hedenquist e Lowenstern (1994)

Em segundo lugar, na maioria de depósitos orogênicos a razão Au/Ag e, conseqüentemente, o *fineness* do ouro é geralmente maior de 1 e 700, respectivamente (Morrison *et al*, 1991, P'alyanova, 2011). Nas minas estudadas, estes valores são mais baixos (razão Au/Ag entre 0,95 e 1,85 e *fineness* entre 488 e 650), como em depósitos de tipo epitermal. No entanto, em alguns depósitos interpretados como orogênicos encaixados em granitos têm sido encontrados valores similares aos da Mina El Silencio (Distrito de Patáz, Haerberlin, 2002; Roudný, Zachariás *et al*, 2009).

A terceira característica é a composição aquosa dos fluidos mineralizantes (Manco *et al*, 2010, este trabalho) e a ausência de inclusões aquo-carbônicas típicas, com presença de CO₂ líquido e CO₂ gasoso, apesar de os depósitos estudados poderem conter pequenas quantidades de CO₂. É importante ressaltar que fluidos aquosos de baixa salinidade são caraterísticos de sistemas epitermais e de veios relacionados a plutons. Para explicar a ausência de inclusões fluidas carbônicas ou aquocarbônicas em depósitos orogênicos, alguns autores têm proposto que essa ausência pode estar ligada a reações de fixação de CO₂ por interação do fluido com a rocha encaixante ou perda de CO₂ devido a variações cíclicas da pressão (Charter Towers, Kreuzer, 2006).

O modelo metalogenético proposto para os veios do distrito (figura 5.2) envolve a geração de fluidos hidrotermais profundos em um ambiente de subducção oblíqua tal como a que prevaleceu no NW de sul América durante o Cretáceo Superior (Kennan e Pindell, 2009), provavelmente no manto litosférico, juntamente com os diques de andesito que bordejam os veios, sendo estes diques fontes possíveis dos metais e fluidos. Estes fluidos aproveitaram estruturas regionais com cinemática dextral para o transporte dos ligantes e metais (Au, Ag, Pb e Zn) por meio de tiocomplexos tais como Au(HS)₂⁻, para ser depositados em fraturas de segunda ordem, onde previamente haviam sido alojados os diques andesíticos que, ainda quentes, facilitaram a circulação dos fluidos. Uma provável mistura de fluidos quentes e frios foi mecanismo responsável pela precipitação do quartzo e dos metais.

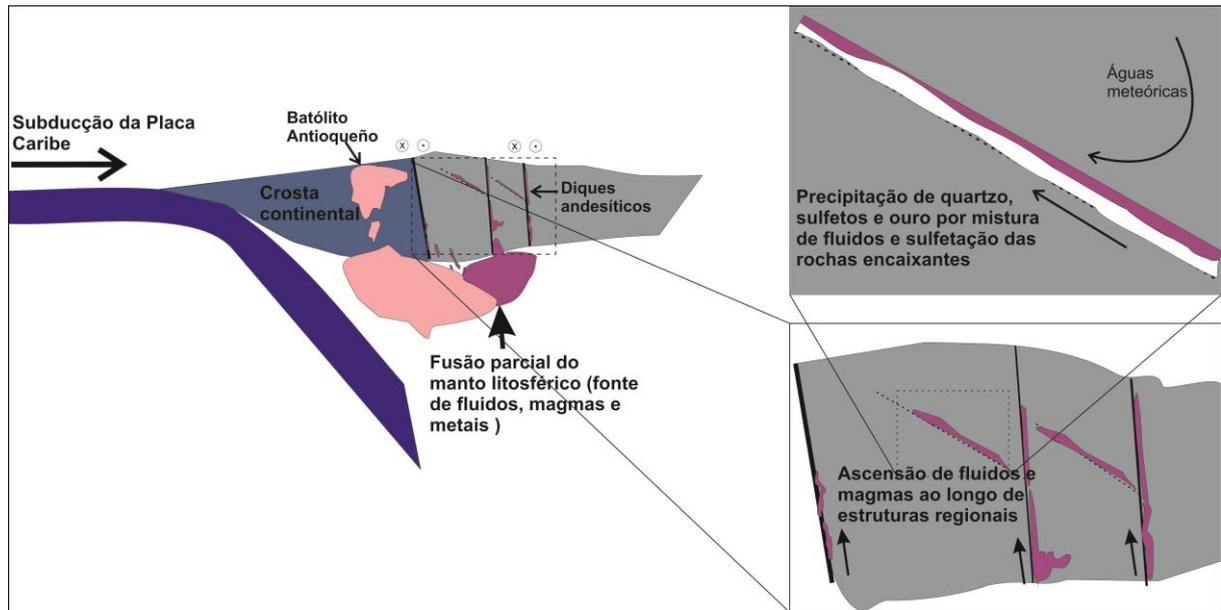


Figura 5.2 Modelo metalogênico proposto para a geração dos veios auríferos nas minas estudadas no cretáceo superior.

5.2 CONCLUSÕES

A mineralização nas minas estudadas é representada por veios de quartzo com sulfetos, hospeda-se no batólito de Segovia, cortado por diques de andesito, que frequentemente bordejam os veios mineralizados.

O batólito de Segovia na região estudada é dividido em dois litotipos: quartzo diorito e granodiorito a tonalito sendo que a rocha dominante corresponde a um granodiorito, razão pela qual se aconselha não continuar com o termo Diorito de Segovia no sentido de Gonzalez e Londoño (2002). As rochas são compostas de plagioclásio (An_{25} a An_{40}), quartzo e feldspato potássico (ortoclásio) com hornblenda verde a marrom e biotita avermelhada. Apresenta idade de cristalização de $154,83 \pm 0,79$ Ma, para o quartzo diorito, e $154,4 \pm 1,3$ Ma, para o granodiorito, sendo, portanto, as rochas mais jovens do período jurássico datadas até hoje na região. Os dados isotópicos de Sm-Nd com valores de $\epsilon Nd(T)$ entre +2,51 e + 5,19 indicam fonte mantélica para os magmas precursores destas rochas.

O batólito se compõe de rochas metaluminosas a ligeiramente peraluminosas, com $ISA = 0,85-1,04$; $SiO_2 = 57-68\%$; razões $MgO/TiO_2 = 3,4-4,9$; $K_2O/Na_2O < 1$; e $Al_2O_3 = 14,5-17\%$, pertencentes aos granitos do tipo I de Chappell & White (1974), com características petrográficas e geoquímicas de elementos maiores e traços de magmas cálcio-alcalinos, coerentes com ambiente de arco magmático. Sua temperatura estimada de cristalização iniciou entre 690 e $760^\circ C$ e as profundidades de alojamento situaram-se entre $4,5$ e $9,4$ km.

Os diques que bordejam os veios de quartzo mineralizados possuem composição andesítica e são compostos essencialmente de plagioclásio e hornblenda ou hastingsita. Possuem texturas afaníticas e porfiríticas. A química de rocha total indica que estas rochas são de afinidade cálcio-alcálica, com elementos traços indicativos de ambiente de arco magmático. Os diques da mina Providência, entretanto, possuem valores de SiO₂ de 60%, Al₂O₃ de 17%, MgO de 3,01% e Sr > 800 ppm, comuns em rochas adakíticas. Os isótopos de Sm-Nd, com valores de $\epsilon\text{Nd(T)}$ entre +4,87 e +8,14, sugerem fontes mantélicas para estes diques.

A mineralização, hospedada nos veios de quartzo, apresenta orientações N20E na Mina El Silencio e N-S na Mina Gran Colômbia, ambos com mergulhos de 30-40 ao leste. Os veios aproveitaram zonas de fraqueza preexistentes para se alojar. Apresentam comumente texturas bandadas, além de texturas de modificação representadas em vênulas do tipo *phantom spider* e recristalização do quartzo comb. O quartzo é o mineral dominante, com raros sulfetos, calcita, sericita e scheelita.

Os principais minerais de alteração hidrotermal nas rochas encaixantes dos veios correspondem a clorita, carbonato, e sericita, que são comuns em condições de pH neutro. A clorita é o produto da alteração hidrotermal de biotita e hornblenda. A clorita nos plutons alterados corresponde a clinocloro, com razão Fe/(Fe+Mg) de aproximadamente 0,4. A clorita dos diques apresenta variações composicionais significativas, desde chamosita, nos diques mais afastados do minério, até clinocloro, com Fe/(Fe+Mg) de 0,3, nos proximais. A temperatura de alteração hidrotermal do granodiorito e dos diques foi estimada com base no geotermômetro da clorita como estando entre 310 e 385°C.

A muscovita se apresenta como mineral de alteração proximal nos veios, com diferenças composicionais dependendo da rocha envolvida, sendo que a muscovita dos granodioritos apresenta grande variação composicional em termos de FeO, MgO, Al₂O₃ e SiO₂, o que contrasta com a uniformidade para estes mesmos óxidos na muscovita dos diques. Além disso, as moscovitas dos diques apresentam teores altos de Cr₂O₃, de até 0,75%.

Os veios mineralizados na mina El Silencio possuem quantidades baixas a moderadas de sulfetos, ocorrendo em ordem descendente de abundância: pirita, esfalerita, galena, calcopirita, pirrotita e arsenopirita, este último detectado unicamente como traço. Em contraste, na mina Gran Colômbia, a pirita é o sulfeto principal, sendo que esfalerita e galena ocorrem como traços. Nos dois veios, a alteração hidrotermal nas rochas encaixantes é restrita

a poucos centímetros a metros antes e depois deles, o que indica uma baixa interação fluido-rocha e um sistema hidrotermal dominado pela rocha.

A paragénese do minério para a mina El Silencio pode ser dividida em três estágios. No primeiro estágio precipitou quartzo, calcita e bolsões de pirita com quantidades menores de esfalerita, scheelita e arsenopirita, aproveitando a zona de fraqueza preexistente representada pelo dique de andesito. No fim deste estágio ocorreu a precipitação de uma pequena quantidade de electrum. No segundo estágio, a pirita foi brechada, o quartzo recristalizou-se, e foi introduzido quartzo cinza além de bandas descontínuas de esfalerita, galena e electrum. Finalmente, no terceiro estágio, ocorreu uma venulação milimétrica de calcita acompanhada de quantidades menores de pirita.

Na mina Gran Colômbia, a seqüência paragenética divide-se em dois estágios. No primeiro, ocorreu a precipitação de quartzo, juntamente com calcita, pirita, além de ouro como inclusões na pirita, e traços de outros sulfetos. No segundo estágio, a pirita foi brechada e a maior parte do ouro precipitou preenchendo microfraturas da pirita.

O ouro observado apresenta tamanhos de até 1000 μm , sendo que o tamanho médio varia entre 1-20 μm . Apresenta estreita relação com a prata, sendo que a relação Au/Ag é ligeiramente superior ou igual a 1. Não há boa correlação entre Au e Te ou Bi. Há enriquecimento em W em rochas hidrotermalizadas, com aparente correlação positiva entre Au e W.

Estudos de inclusões fluidas em quartzo e esfalerita pertencentes ao primeiro e segundo estágios demonstram a existência do sistema $\text{H}_2\text{O-NaCl-KCl}$ de baixa salinidade, (moda de 7-10% em peso de NaCl eq. e máxima salinidade de 11,1% em peso de NaCl eq.) e temperatura de homogeneização total moderada (moda de 200-300°C). Os dados são coerentes com mistura de fluidos mais quentes com fluidos mais frios. A presença de pequenas quantidades de CO_2 não é descartada, mas são necessárias análises de espectroscopia RAMAN para verificar esta hipótese.

Os dados de isótopos de C e O em calcita do primeiro estágio ($\delta^{13}\text{C}_{\text{calcita}} = -12,8$ a $-5,85\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = 6,6$ a $8,0\text{‰}$) são compatíveis com fontes ígneas, mantélicas ou metamórficas para os fluidos responsáveis pela mineralização. Os dados microtermométricos indicam que a precipitação destes minerais juntamente com o ouro pode ter ocorrido em decorrência da mistura de fluidos de salinidade e temperaturas diferentes. As condições estimadas de aprisionamento dos fluidos do primeiro estágio situam-se entre 0,46 e 2,49Kbar para temperaturas entre 310 e 369°C.

O transporte dos metais e ligantes provavelmente se deu por tiocomplexos tais como $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, em temperaturas relativamente baixas, condições de pH neutro a básico, como as indicadas pelos minerais de alteração hidrotermal, e baixas salinidades.

Com base nos dados disponíveis e comparações com outros depósitos de características similares, as minas estudadas podem ser classificadas na categoria de depósitos de ouro em veios em ambientes de arco continental. Os resultados obtidos podem ser aplicados em outros depósitos semelhantes hospedados na porção setentrional da Cordilheira Central da Colômbia.

O modelo metalogenético proposto para os veios do distrito envolve a geração de fluidos hidrotermais profundos em um ambiente de subducção oblíqua tal como a que prevaleceu no NW de sul América durante o Cretáceo Superior, provavelmente no manto litosférico, juntamente com os diques de andesito que bordejam os veios, sendo estes diques fontes possíveis dos metais e fluidos. Estes fluidos aproveitaram estruturas regionais com cinemática dextral para o transporte dos ligantes e metais (Au, Ag, Pb e Zn) por meio de tiocomplexos tais como $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, para ser depositados em fraturas de segunda ordem, onde previamente haviam sido alojados os diques andesíticos que, ainda quentes, facilitaram a circulação dos fluidos. Uma provável mistura de fluidos quentes e frios foi mecanismo responsável pela precipitação do quartzo e dos metais.

Varias questões continuam abertas ao momento da finalização deste trabalho, sugerindo-se a realização de trabalhos específicos, tais como um estudo detalhado dos diques, tentando estabelecer melhor sua petrogênese, idade, contexto geotectônico, e sua melhor relação com a mineralização no distrito. Também é muito importante definir melhor as condições físico-químicas e os processos que levaram à precipitação dos metais e do electrum, sendo que isto pode ser alcançado com a ajuda de análises mais detalhadas das inclusões fluidas e envolvendo técnicas tais como espectroscopia RAMAN. Outra direção de pesquisa interessante é estabelecer melhor a relação que existe entre W e Au, que pode ser usada como ferramenta de exploração de depósitos similares na região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDEL-RAHMAN, A.F.M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous granites. **J. of petrology**, v. 35, n 2, p 525-541, 1994.
- ALVAREZ, J.E . Geología de la Cordillera Central y occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides mesocenoicos. **Bol. Geol. Ingeominas**, Bogotá, v 26, n 2, 175 p. 1983.
- ÁLVAREZ, M. et al. Geología de la zona de influencia de la falla Otú en el distrito minero Segovia-Remedios. **Revista DYNA**, Medellín, v 153 p 41-51, 2007.
- ALTENBERG, U.; CONCHA, A. Late lower to early Middle Jurassic arc magmatism in the northern Ibagué Batholith (Colombia). **Geología Colombiana**, v 30, p87-97, 2005
- ANDERSON, J.L.; SMITH, D.R. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. **Am. Mineralogist**, v. 80, p 549-559, 1995.
- ASPDEN, J.A.; McCOURT, W.J.; BROOK, M. Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. **J. of the Geological Society**, London, v 144, p 893-905. 1987.
- BAKKER, R.J. Package *FLUIDS* 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modeling bulk fluid properties. **Chem. Geol.**, v 194, p3-23, 2003.
- BARRIE, C.D; BOYLE, A.P.; COOK, N.J.; PRIOR, D.J. Pyrite deformation textures in the massive sulfide ore deposits of the Norwegian Caledonides. **Tectonophysics**. v 483, p269-286, 2010.
- BARTON, P.B Jr.; BETHKE, P.M. chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology. **American mineralogist**, v. 72, p 451-467, 1987.
- BAYLISS, P. Nomenclature of the trioctahedral chlorites. **Can. Mineral**. v 13, p178-180, 1975.
- BAYONA, G. et al. Paleomagnetism in Mesozoic rocks of the northern Andes and its implications in Mesozoic tectonics of northwestern South America. **Earth Planets Space**, v. 58, p 1–18, 2006.
- BODNAR, R.J. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O -NaCl solutions. **Geo. et Cosmo. Acta**, v 57, p683-684, 1993.
- BRIQUEU, L; BOUGAULT, H; JORON, J.L. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. **Earth and planetary Sci. letters**. v. 68, p 297-308, 1984.

BUSTAMANTE, C. et al. Geochronology and regional correlation of middle jurassic intrusive rocks from the Garzon Massif, Upper Magdalena Valley and Central cordillera, southern Colombia. **Bol. Geol. UIS**, v. 32, n. 2, p 93-109, 2010.

CASTILLO, P.R. An overview of adakite petrogenesis. **Chinese sci. bull**, v. 51, n. 3, p 257-268, 2006.

CASTILLO, P.R. Adakite petrogenesis. **Lithos**, v. 134-135, p 304-316. 2012

CATHELINEAU, M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature: **Clay Miner**, v. 23, p 471-485, 1988.

CEDIEL, F. et al. Tectonic assembly of the Northern Andean Block, *in* BARTOLINI, C. et al. The circum-gulf of mexico and the Caribbean: Hydrocarbon, habitats, basin formation, and plate tectonics. **AAPG memoir**, v. 79, p 815-848, 2003.

CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J. Two contrasting granite types. **Pacific geology**, v 8 p173-174, 1974.

CORFU, F. et al. Atlas of zircon textures: *in rev. in mineralogy and geochemistry*, v 53, p 469-500, 2003.

CRAIG, J.R. Ore-mineral textures and the tales they tell. **Can. Mineral.** v 39, p937-956, 2001.

CUADROS, F.J. Caracterização geoquímica e geocronológica do embassamento mesoproterozóico da parte Norte da Serrania de San Lucas. Dissertação de mestrado N° 302. Universidade de Brasília, 123p, 2012.

DePAOLO, D, J. Neodymium isotope geochemistry: An introduction. Springer-Verlag, 183p, 1988.

DIAMOND, L.W. Review of the systematics of CO₂-H₂O fluid inclusions. **Lithos**, v 55, p69-99, 2001.

DIAMOND, L.W. Introduction to gas-bearing, aqueous fluid inclusions. *In* SAMSON, I.; ANDERSON, A.; MARSHALL, D. Fluid inclusions analysis and interpretation. **Mineral. Assoc. Can., Short Ser.**, v32, p101-158, 2003.

DORR, W. et al. Zircon U-Pb age of the Paramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. **J. of South Am. Earth Sci**, v. 8, n. 2, p 187-194, 1995.

ECHEVERRI, B. Genesis and thermal history of gold mineralization in the Remedios-Segovia-Zaragoza Mining District of Northern Colombia. Dissertação Mestrado. Universidade de Shimane. Japón, 2006.

ECHEVERRI, B. Datación por huellas de fisión e historia térmica de las rocas encajantes de la mineralización de oro en el distrito minero Segovia-Remedios en el norte de Colombia. **Bol. cienc. Tierra**, Medellín, n.22, 2008.

ECHEVERRY, S. CARDENAS, A. ORDOÑEZ, O. MUÑOZ, O. Aspectos estructurales y relaciones de algunos sistemas vetiformes del distrito minero segovia-remedios **Bol. cien. tierra**, Medellín. n. 26, p19-28, jul/dez 2009.

ETAYO-SERNA, F. Mapa de terrenos geológicos de Colombia. Ingeominas, 235p, 1983.

FAURE, G. Principles of isotope geology. John Wiley and Sons, 606p, 1986.

FEININGER, T. et al. Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (subzona II-B). **Bol. geológico**, v. 20, n. 2, 1972.

GIOIA, S.M.C.L., PIMENTEL, M.M. The Sm-Nd Isotopic Method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v72 N2, p219-245, 2000.

GOLDSTEIN, R. Petrographic analysis of fluid inclusions. In SAMSON, I.; ANDERSON, A.; MARSHALL, D. Fluid inclusions analysis and interpretation. **Mineral. Assoc. Can., Short Ser.**, v32, p9-53, 2003.

GONZALEZ, H.; LONDOÑO, A. Catálogo de las unidades litoestratigraficas de Colombia: Diorita de Segovia. INGEOMINAS. 19p, 2002.

GRANT, J.A The isocon diagram-A simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. **Econ. Geol**, v. 81, pv1976-1982, 1986.

HAMMARSTROM, J.M.; ZEN, E. Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. **American mineralogist**, v. 71, p 1297-1313, 1986.

HAEBERLIN, Y.; MORITZ, R.; FONTBOTÉ, L.; COSCA, M. Carboniferous orogenic gold deposits at Patatz, Eastern Andean Cordillera, Peru: Geological and structural framework, paragenesis, alteration and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. **Econ. Geol.**, v 99, p73-112, 2004.

HEDENQUIST, J.W.; LOWENSTERN, J.B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. **Nature**, v 370, n 18, p518-527, 1994.

HEINRICH, C.A. Fluid-fluid interactions in magmatic-hydrothermal ore formation. **Rev. Mineral. Geochem.**, v 65, p363-387, 2007

HENLEY, R.W.; McNABB, A. Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. **Econ. Geol.**, v 73, n 1, p1-20, 1978.

HOLLAND, T.; BLUNDY, J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. **Contrib. Mineral. Petrol**, v. 116, p 433-447, 1994

HRONSKY, J.M.A.; GROVES, D.I.; LOUCKS, R.R.; BEGG, G.C. A unified model for gold mineralization in accretionary orogens and implications for regional-scale exploration targeting methods. **Mineral. Deposita**, v 47, p339-358, 2012.

IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. Aguide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Can Jour of Earth Sci.**v 8, p523-548, 1971.

KENNAN, L.; PINDELL, J.L. Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate?. *In* The origin and evolution of the Caribbean plate. **Geol. Soc., London, Spec. Publ.**, v 328, p487-531, 2009.

KERRICH, R. The stable isotope geochemistry of Au-Ag vein deposits in metamorphic rocks. *In*: KYSER, T.K. Stable isotope geochemistry of low temperature processes. **Min. Assoc. Canada**, short course handbook, v 13, p287-335, 1987.

KREUZER, O.P. Intrusion-hosted mineralization in the Charter Towers goldfield, North Queensland: New isotopic and fluid inclusion constraints on timing and origin of the auriferous veins. **Econ. Geol.**, v 100, p1583-1603, 2006.

KYSER, T.K. Equilibrium fractionation factors for stable isotopes. *In*: KYSER, T.K. Stable isotope geochemistry of low temperature processes. **Min. Assoc. Canada, short course handbook**, v 13, p1-84, 1987.

LEAKE, B.E. *et al.* Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. **The Canadian Mineralogist**, v. 35, p 19-46, 1997.

LeBAS, M.J. et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **J. of petrology**, v. 27, n. 3 p 745-750, 1986.

LEAL-MEJIA, H.; MELGAREJO, J.C.; SHAW, R.P. Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes. *In*: *11th bienal meeting of Society of Geology Applied.* Antofagasta, Chile, 2011.

LE MAITRE, R.W. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 236p.1989.

McIVER, D.A. Epithermal precious metal deposits: physicochemical constraints, classification characteristics, and exploration guidelines. Master thesis, Rhodes University, South Africa, 141p, 1997.

MESCHÉDE, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. **Chem. Geol.** V56, N 3-4, p207-218, 1986.

MIDDLEMOST, E. *Magma and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*. John Wiley and Sons. 266p, 1985.

McCUAIG, T.C.; KERRICH, R. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. **Ore Geol. Reviews**, v. 12, p 381-453, 1998

MONTERROZA, A. *Petrology and geochemistry of the Segovia Batholith and associated plutonic bodies, Colombia*. Master Thesis, Shimane University. 90p, 2008.

MORRISON, G.W.; ROSE, W.J.; JAIRETH, S. Geological and geochemical controls on the silver content (fineness) of gold in gold-silver deposits. **Ore Geol. Reviews**, v 6, p333-364, 1991.

MUNGALL, J.E. Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. **Geology**, v. 30, n. 10, p 915-918, 2002.

NACHIT, H. et al. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. **Geomaterials (mineralogy)**, v. 337, p 1415-1420, 2005.

NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geo. et Cosmo. Acta** V 38, N 5, p757-775, 1974.

OHMOTO, H.; RYE, R. Isotopes of sulfur and carbon. *In*: BARNES, H.L. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. J. Wiley and Sons, p509-567, 1979.

ORDOÑEZ, O.; PIMENTEL, M.M.; DE MORAES, R.; RESTREPO, J.J. Rocas Grenvillianas en la región de Puerto Berrío-Antioquia. **Rev. Acad. Col. Cienc.** V 23 N 87, p225-232, 1999.

ORDOÑEZ, O. *Caracterização isotópica Rb-Sr e Sm-Nd dos principais eventos magmáticos dos andes Colombianos*. Tese de Doutorado N°43, Universidade de Brasília, 176p, 2001.

ORDOÑEZ, O; *et al.* Metalogenia y evolución tectonomagmática del distrito minero Segovia-Remedios, primera aproximación. *Memorias X congreso Colombiano de Geología*, Bogotá, 2005.

P'ALYANOVA, G. Physicochemical modeling of the coupled behavior of gold and silver in hydrothermal processes: Gold fineness, Au/Ag ratios and their possible implications. **Chem. Geol.**, v 255, p399-413, 2008.

PASSCHIER, C.; TROUW, R. *Microtectonics*, 2nd edition. Springer. 289p, 1998.

PEARCE, J.A.; CANN, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. **Earth and planetary Sci. letters**. v 19, p290-300, 1973.

PEARCE, J.A. *et al.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **J. of petrology**, v. 25, p 956-983, 1984.

- PECCERILLO, A. TAYLOR, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. **Contributions to Min and Petr.** N 58,p63–81, 1976.
- PERCIVAL, J.A; MORTENSEN, J.K. Water-deficient Calc-alkaline Plutonic Rocks of Northeastern Superior Province, Canada: Significance of Charnockitic Magmatism. **J. of petrology**, v. 43 N 9, p 1617-1650, 2002.
- PHILLIPS, G.N; POWELL, R. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. **J. of metamorphic geology**, v. 28, p 689-718, 2010.
- PICHAVANT, M. *et al.* Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data I Phase equilibria analysis- A theoretical and geometrical approach. **Chem. Geol**, Amsterdam, v. 37 p 1-27, 1982
- PIRAJNO, F. Hydrothermal processes and mineral systems. Springer-Verlag. 1273p. 2009
- RAMBOZ, C. et al. PICHAVANT, M. et al. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. **Chem. Geol**, Amsterdam, v. 37 p 29-48, 1982.
- RESTREPO, J.J. Metamorfismos superpuestos en la cordillera central de Colombia. In: p Actas del V Congreso Latinoamericano de Geología. 3: 505-512.
- RESTREPO, J.; TOUSSAINT, J.F. Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. **Episodes**, v. 7, n. 3, p189-193,1988
- RESTREPO, J. *et al.* Triassic metamorphism in the northern part of the Tahamí Terrane of the central cordillera of Colombia. **J. of South Am. Earth Sci**, v. 32, n. 4, p 497-507, 2011.
- RIDLEY, J.R.; DIAMOND, L.W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. **SEG Rev.**, v 13, p141-162, 2000.
- ROBERT, F.; POULSEN, K.H. Vein formation and deformation in greenstone gold deposits. **Rev. Econ. Geol.** V14, p111-152, 2001.
- ROBB, L. Introduction to ore-forming processes. Blacwell Publishing, 386p, 2005.
- ROCK, N.M.S.; GROVES, D.I. Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposits?. **Geology**, v 16, p538-541, 1988.
- RODRIGUEZ, R. Aproximación a la evolución metalogénica y afinidad al modelo de oro orogénico de los depósitos minerales del sector norte de la Cordillera Central de Colombia. Dissertação de mestrado. Universidad Nacional de Colombia, 66p, 2007.
- ROEDDER, E. Metastable superheated ice in liquid-water inclusions under high negative pressure. **Science**, v 155, p1413-1417, 1967.

ROEDDER, E. Metastability in fluid inclusions. **Soc. Mining Geol. Japan, Spec Issue n 3**, p327-334, 1971.

ROEDDER, E. Fluid inclusión evidence of immiscibility in magmatic differentiation. **Geo. et Cosmo. Acta**, v. 56, p. 5-20, 1992.

ROEDDER, E.; BODNAR, R.J. Geologic pressure determinations from fluid inclusions studies. **Ann. Rev. Earth Planet. Sci.**, v 8, p263-301, 1980.

ROLLINSON, H. R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman scientific and technical, 376p, 1993.

ROSSO, K.M.; BODNAR, R.J. Microthermometric and Raman spectroscopic detection limits of CO₂ in fluid inclusions and the Raman spectroscopic characterization of CO₂. **Geo. et Cosmo. Acta**, v 15, n 19, p3961-3975, 1995.

SANZ, A.L. Gold and copper dissemination in the igneous-volcanic Saldaña Formation, Natagaima, Tolima, Colombia, and extension of the mineral province in the Andean cordillera. Extended abstract. Congreso Geológico chileno. 12p, 2003.

SANCHEZ, L.H. *et al.* Revision de modelos de fracturamiento y controles estructurales como guias de exploracion de filones auríferos en el distrito minero Segovia Remedios. **Bol. Cien. tierra**, Medellín, n. 21 p 49-58, 2007.

SCHMIDT, M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. **Contr. min and petr.**, v. 110, p 304-310, 1992.

SHEPERD, T; RANKIN, A. H; ALDERTON, D.H.M. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, 239p, 1985.

SILLITOE, R.H. et al. Settings, characteristics, and age of the andean porphyry copper belt in Colombia. **Econ. Geol**, v. 77, p 1837-1850, 1982.

SILLITOE, R.H. Intrusion-related gold deposits. *In*: FOSTER, R.P. Metallogeny and exploration of gold, Blackie and Sons, p165-209, 1991.

SILLITOE, R.H. Special paper: Major gold deposits and belts of the north and south American cordillera: distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations. **Econ. Geol**, v. 103, p 663-687, 2008.

SIMMONS, S.F.; WHITE, N.C.; JOHN, D.A. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. **Econ. Geol.**, 100th anniversary volume, p485-522, 2005.

SWCHINN, G.; WAGNER, T.; BAATARSOGT, B.; MARKL, G. Combination of mixing processes in ore-forming hydrothermal systems by combination of stable isotopes and fluid inclusion analyses. **Geo. et Cosmo. Acta**, v 70, n 4, p965-982, 2006.

TISCHENDORF, G, *et al.* True and brittle micas: composition and solid-solution series. **Mineral. Magazine**, v 71, N3, p285-320, 2007.

TREMMLET, J. Ore shoot controls in the Silencio Mine. Internal report FGM, 1967.

TOUSSAINT, J.F. Evolución geológica de Colombia. Precámbrico y paleozoico, Universidad Nacional de Colombia, 129p,1993.

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

TOUSSAINT, J.F. Evolución geológica de Colombia durante el cenozoico. Universidad Nacional de Colombia, 30p, 1999.

TOUSSAINT, J.F.; RESTREPO, J.J. Terranes and Continental Accretion in the Colombian Andes. **Episodes**. V11, N3, p189-193.

VAN DEN KERKHOFF, A.M.; HEIN, U.F. Fluid inclusion petrography. **Lithos**, v 55, p 27-47, 2001.

VEARNCOMBE, J.R. Quartz vein morphology and implications for formation depth and classification of Archean gold-vein deposits. **Ore geol. Reviews**, v. 8, p 407-424, 1993.

VILLAGOMEZ, D. *et al.* Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. **Lithos**, v. 125, p875-896, 2011.

WILKINSON, J.J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. **Lithos**, v 55, p229-272, 2001.

WILLIAMS-JONES, A.E.; BOWELL, R.J.; MIGDISOV, A.A. Gold in solution. **Elements**, v 5, p281-287, 2009.

WILSON, M. Igneous petrogenesis. Springer, 480p, 1989.

WILSON, S.E.; REDWOOD, S.D. NI43-101 technical report Frontino Gold Mines Ltd. Scott E Wilson Consulting Inc, 133p, 2010.

WINTER, J.D. principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall.720p. 2009.

WOOD, D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. **Earth and planet. Sci. letters**. v50, N1, p11-30, 1980.

ZACHARIÁS, J.; PATEROVÁ, B.; PUDILOVÁ, M. Mineralogy, fluid inclusion and stable isotope constraints on the genesis of the Roudný Au-Ag deposit, Bohemian Massif. **Econ. Geol.**, v 104, p53-72, 2009

ZHENG, Y.F.; HOEFS, J. Carbon and oxygen isotopic covariations in hidrothermal calcites. **Mineral. Deposita**, v 28, p79-89, 1993.

ANEXOS

ANEXO 1 QUIMICA MINERAL DA BIOTITA

Biotita rochas plutônicas

	DH6-1A 1	DH6-1A 1a	DH6-1A 3	DH6-1A 3a	DH6-1A 3b	DH6-1A 6	DH6-1A 6a	DH6-1A 6b	DH6-1A 10	DH6-1A 11	DH6-1A 12
SiO ₂	36,644	36,655	36,709	36,291	36,786	36,442	36,44	36,218	36,464	36,575	36,28
TiO ₂	4,043	3,36	3,498	2,792	2,954	3,613	3,76	3,652	3,74	3,718	4,116
Al ₂ O ₃	15,017	15,429	15,272	15,645	15,572	14,851	15,146	14,816	14,937	15,042	15,35
FeO	18,669	18,616	18,951	18,603	18,571	18,432	18,573	18,382	18,524	18,918	18,946
MnO	0,691	0,717	0,805	0,648	0,786	0,664	0,655	0,676	0,664	0,742	0,711
MgO	11,501	11,89	11,682	11,777	11,894	11,475	11,554	11,527	11,844	11,351	11,771
CaO	0,01	0,012	0	0	0,019	0,014	0,017	0,032	0,019	0,025	0,02
Na ₂ O	0,131	0,112	0,154	0,137	0,103	0,171	0,237	0,325	0,162	0,157	0,144
K ₂ O	9,379	9,288	9,242	9,099	9,372	9,179	9,214	9,102	9,091	9,243	9,136
BaO	0,526	0,292	0,432	0,398	0,334	0,158	0,398	0,476	0,59	0,532	0,601
Cl	0,066	0,052	0,063	0,039	0,043	0,035	0,076	0,066	0,072	0,057	0,059
Cr ₂ O ₃	0	0,053	0,059	0,04	0	0,014	0,03	0	0,012	0,044	0
NiO	0,043	0,004	0,025	0	0	0,036	0	0,094	0	0	0,057
H ₂ O*	3,95	3,96	3,96	3,92	3,96	3,91	3,93	3,90	3,93	3,94	3,97
O=F,Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
Total	100,66	100,43	100,84	99,38	100,38	98,99	100,01	99,25	100,03	100,33	101,15

Formula estrutural na base de 22 O Equivalentes

Si	5,536	5,532	5,534	5,535	5,554	5,575	5,531	5,546	5,537	5,548	5,461
Al ^{iv}	2,464	2,468	2,466	2,465	2,446	2,425	2,469	2,454	2,463	2,452	2,539
sítio T	8,000										
Al ^{vi}	0,210	0,277	0,248	0,348	0,326	0,253	0,241	0,220	0,210	0,237	0,185
Ti	0,459	0,381	0,397	0,320	0,335	0,416	0,429	0,421	0,427	0,424	0,466
Fe	2,359	2,350	2,389	2,373	2,345	2,358	2,358	2,354	2,352	2,400	2,385
Mn	0,088	0,092	0,103	0,084	0,101	0,086	0,084	0,088	0,085	0,095	0,091
Mg	2,590	2,675	2,625	2,678	2,677	2,617	2,614	2,631	2,681	2,567	2,641
Sítio M	5,707	5,781	5,769	5,807	5,784	5,732	5,730	5,714	5,757	5,728	5,768
Na	0,038	0,033	0,045	0,041	0,030	0,051	0,070	0,096	0,048	0,046	0,042
K	1,807	1,788	1,777	1,770	1,805	1,791	1,784	1,778	1,761	1,788	1,754
Ba	0,031	0,017	0,026	0,024	0,020	0,009	0,024	0,029	0,035	0,032	0,035
Sítio I	1,878	1,840	1,848	1,834	1,858	1,854	1,880	1,908	1,847	1,870	1,835
OH*	3,983	3,987	3,984	3,990	3,989	3,991	3,980	3,983	3,981	3,985	3,985
Cl	0,017	0,013	0,016	0,010	0,011	0,009	0,020	0,017	0,019	0,015	0,015
Sítio A	4,000										

	DH6-1A 13	DH6-1A 14	SEG-16 12	SEG-16 12a	SEG-16 12b	SEG-16 8	SEG-16 8a	SEG-16 10	SEG-16 10a	SEG-6 4	SEG-6 4a
SiO ₂	36,22	36,552	38,049	37,264	36,708	37,519	37,837	37,065	38,305	35,831	39,83
TiO ₂	3,749	3,386	1,504	1,141	1,255	2,618	2,12	1,417	1,613	2,138	2,974
Al ₂ O ₃	15,58	15,4	17,012	16,344	17,232	16,027	15,792	17,006	16,382	15,325	16,413
FeO	18,532	18,297	18,026	18,731	18,75	18,58	18,302	18,307	18,372	17,915	20,217
MnO	0,707	0,789	0,747	0,717	0,789	0,749	0,76	0,833	0,601	0,922	1,206
MgO	11,34	11,485	12,091	12,449	12,145	11,623	11,938	12,02	12,578	10,82	11,702
CaO	0	0,01	0,055	0,071	0,013	0,02	0,061	0,03	0,017	0,136	0,071
Na ₂ O	0,096	0,147	0,06	0,036	0,069	0,171	0,144	0,069	0,123	0,192	0,136
K ₂ O	9,354	9,296	9,753	9,565	9,532	9,148	9,285	9,767	9,63	8,651	9,79
BaO	0,596	0,496	0,25	0	0,549	0,606	0,614	0,127	0,096	0,612	0,468
Cl	0,096	0,096	0,036	0,041	0,019	0,064	0,037	0,006	0,007	0,057	0,141
Cr ₂ O ₃	0,012	0	0,021	0	0,029	0	0	0	0	0	0,002
NiO	0,004	0,023	0	0	0,033	0,009	0,017	0,043	0,01	0,065	0
H ₂ O*	3,93	3,92	4,02	3,96	3,99	3,99	3,99	4,00	4,04	3,80	4,19
O=F,Cl	0,02	0,02	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,03
Total	100,19	99,88	101,64	100,33	101,11	101,11	100,89	100,68	101,79	96,45	107,11

Formula estrutural na base de 22 O Equivalentes

Si	5,498	5,553	5,632	5,608	5,506	5,612	5,666	5,559	5,658	5,630	5,647
Al iv	2,502	2,447	2,368	2,392	2,494	2,388	2,334	2,441	2,342	2,370	2,353
sítio T	8,000										
Al vi	0,285	0,311	0,600	0,507	0,553	0,438	0,454	0,566	0,510	0,469	0,390
Ti	0,428	0,387	0,167	0,129	0,142	0,295	0,239	0,160	0,179	0,253	0,317
Cr	0,001	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	2,353	2,325	2,231	2,358	2,352	2,324	2,292	2,296	2,269	2,354	2,397
Mn	0,091	0,102	0,094	0,091	0,100	0,095	0,096	0,106	0,075	0,123	0,145
Mg	2,566	2,601	2,668	2,793	2,716	2,592	2,665	2,688	2,769	2,534	2,473
Sítio M	5,724	5,725	5,763	5,878	5,867	5,743	5,746	5,816	5,803	5,733	5,723
Ca	0,000	0,002	0,009	0,011	0,002	0,003	0,010	0,005	0,003	0,023	0,011
Na	0,028	0,043	0,017	0,011	0,020	0,050	0,042	0,020	0,035	0,058	0,037
K	1,811	1,801	1,841	1,836	1,824	1,745	1,774	1,869	1,814	1,734	1,771
Ba	0,035	0,030	0,014	0,000	0,032	0,036	0,036	0,007	0,006	0,038	0,026
Sítio I	1,875	1,876	1,882	1,858	1,878	1,834	1,861	1,901	1,858	1,853	1,845
OH*	3,975	3,975	3,970	3,972	3,995	3,984	3,991	3,998	3,983	3,985	3,966
Cl	0,025	0,025	0,009	0,010	0,005	0,016	0,009	0,002	0,002	0,015	0,034
Sítio A	4,000										

	SEG-6 2	SEG-6 2a	SEG-6 10	SEG-6 10a	SEG-6 10b	SIL-1 7a	SIL-1 12	SIL-1 12a	SIL-1 11	SIL-1 11a	sil1 bio11a
SiO ₂	36,888	36,856	37,399	36,785	37,041	36,617	37,298	37,906	37,864	37,515	36,851
TiO ₂	3,951	3,862	0,598	1,187	0,572	2,3	2,73	2,545	2,957	2,748	2,514
Al ₂ O ₃	14,199	14,444	17,297	17,052	17,064	15,805	15,382	15,247	15,808	15,651	16,36
FeO	18,199	18,308	17,81	18,057	17,659	18,56	18,449	18,629	18,882	19,459	19,247
MnO	0,73	0,779	0,798	0,852	0,804	0,6	0,564	0,507	0,433	0,415	0,451
MgO	12,369	12,14	13,221	12,473	13,027	11,876	12,362	12,33	11,94	11,692	11,635
CaO	0,044	0,061	0,059	0,006	0,065	0,04	0,032	0,01	0,024	0	0,009
Na ₂ O	0,2	0,157	0,112	0,087	0,085	0,068	0,082	0,122	0,077	0,118	0,108
K ₂ O	9,079	9,092	9,275	9,326	9,184	9,371	9,528	9,633	9,853	9,542	9,606
BaO	0,821	0,843	0,123	0,217	0,227	0,277	0,134	0,032	0,122	0,165	0,225
Cl	0,16	0,203	0	0,006	0,022	0,042	0,026	0,039	0,031	0,066	0,056
Cr ₂ O ₃	0,052	0,048	0,004	0,03	0	0,111	0,042	0,039	0,032	0,035	0
NiO	0	0,024	0,1	0	0,063	0	0	0,022	0	0	0,028
H ₂ O*	3,93	3,92	4,03	3,98	3,98	3,91	3,95	3,93	4,04	3,98	3,98
O=F,Cl	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,07	0,01	0,03	0,01
Total	100,58	100,69	100,82	100,06	99,79	99,59	100,62	101,07	102,06	101,39	101,06

Formula estrutural na base de 22 O Equivalentes

Si	5,577	5,571	5,568	5,540	5,577	5,567	5,600	5,660	5,608	5,607	5,531
Al iv	2,423	2,429	2,432	2,460	2,423	2,433	2,400	2,340	2,392	2,393	2,469
sítio T	8,000										
Al vi	0,107	0,144	0,603	0,567	0,605	0,400	0,322	0,344	0,367	0,364	0,425
Ti	0,449	0,439	0,067	0,134	0,065	0,263	0,308	0,286	0,329	0,309	0,284
Fe	2,301	2,314	2,217	2,274	2,223	2,360	2,317	2,326	2,339	2,432	2,416
Mn	0,093	0,100	0,101	0,109	0,103	0,077	0,072	0,064	0,054	0,053	0,057
Mg	2,788	2,735	2,934	2,800	2,924	2,692	2,767	2,745	2,636	2,605	2,603
Sítio M	5,745	5,738	5,922	5,888	5,919	5,805	5,791	5,769	5,729	5,767	5,785
Na	0,059	0,046	0,032	0,025	0,025	0,020	0,024	0,035	0,022	0,034	0,031
K	1,751	1,753	1,761	1,791	1,764	1,817	1,825	1,835	1,861	1,819	1,839
Ba	0,049	0,050	0,007	0,013	0,013	0,017	0,008	0,002	0,007	0,010	0,013
Sítio I	1,865	1,859	1,810	1,831	1,812	1,860	1,862	1,873	1,894	1,863	1,885
OH*	3,959	3,948	4,000	3,998	3,994	3,970	3,960	3,917	3,992	3,969	3,986
Cl	0,041	0,052	0,000	0,002	0,006	0,011	0,007	0,010	0,008	0,017	0,014
Sítio A	4,000										

	sil1 bio11a 1	SEG-4 5	SEG-4 6	SEG-4 7	SEG- 8	SEG-4 10	SEG-4 11	SEG-4 12	SEG-4 14	SEG-4 15	SIL-2 1
SiO2	37,767	36,283	35,879	36,762	34,916	36,176	35,357	35,9	36,025	36,335	36,435
TiO2	2,672	0,638	2,075	1,919	1,601	1,24	1,667	1,665	2,114	1,634	3,239
Al2O3	15,959	20,146	18,453	17,963	18,624	19,069	18,573	18,572	18,581	18,166	16,497
FeO	18,77	16,379	17,747	17,62	18,286	17,965	18,346	17,977	18,028	17,752	18,586
MnO	0,4	0,426	0,44	0,456	0,47	0,549	0,495	0,473	0,571	0,4	0,399
MgO	12,147	11,646	10,685	11,407	12,084	11,329	10,672	10,962	11,129	11,497	11,295
CaO	0,013	0	0,059	0,03	0,054	0,009	0,028	0,011	0,046	0,016	0,037
Na2O	0,19	0,133	0,114	0,107	0,102	0,141	0,078	0,108	0,09	0,119	0,153
K2O	9,245	9,788	9,673	9,844	8,371	9,777	9,554	9,77	9,746	9,803	9,78
BaO	0,206	0,244	0,135	0,108	0,147	0,195	0,194	0,252	0,087	0	0,183
Cl	0,038	0,015	0,01	0,003	0,022	0,004	0,012	0	0,002	0	0,027
Cr2O3	0,07	0,041	0	0,022	0,051	0,015	0,028	0	0	0,062	0,03
NiO	0	0,038	0,016	0	0	0	0	0	0,002	0	0,038
H2O*	3,99	4,01	3,95	4,00	3,93	4,00	3,92	3,96	4,00	3,98	3,98
O=F,Cl	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	101,51	99,78	99,23	100,24	98,66	100,47	98,92	99,65	100,42	99,76	100,67

Formula estrutural na base de 22 O Equivalentes

Si	5,608	5,426	5,442	5,510	5,316	5,422	5,400	5,433	5,405	5,474	5,483
Al iv	2,392	2,574	2,558	2,490	2,684	2,578	2,600	2,567	2,595	2,526	2,517
sítio T	8,000										
Al vi	0,400	0,977	0,740	0,684	0,659	0,791	0,744	0,746	0,692	0,700	0,409
Ti	0,298	0,072	0,237	0,216	0,183	0,140	0,191	0,190	0,239	0,185	0,367
Cr	0,008	0,005	0,000	0,003	0,006	0,002	0,003	0,000	0,000	0,007	0,004
Fe	2,331	2,049	2,251	2,209	2,329	2,252	2,343	2,275	2,262	2,237	2,339
Mn	0,050	0,054	0,057	0,058	0,061	0,070	0,064	0,061	0,073	0,051	0,051
Mg	2,689	2,596	2,416	2,549	2,743	2,531	2,430	2,473	2,489	2,582	2,534
Sítio M	5,777	5,753	5,700	5,718	5,980	5,785	5,776	5,745	5,754	5,762	5,703
Ca	0,002	0,000	0,010	0,005	0,009	0,001	0,005	0,002	0,007	0,003	0,006
Na	0,055	0,039	0,034	0,031	0,030	0,041	0,023	0,032	0,026	0,035	0,045
K	1,751	1,867	1,871	1,882	1,626	1,869	1,861	1,886	1,865	1,884	1,877
Ba	0,012	0,014	0,008	0,006	0,009	0,011	0,012	0,015	0,005	0,000	0,011
Sítio I	1,820	1,920	1,922	1,924	1,673	1,923	1,901	1,934	1,904	1,921	1,939
OH*	3,955	3,996	3,997	3,999	3,994	3,999	3,997	4,000	3,999	4,000	3,993
Cl	0,010	0,004	0,003	0,001	0,006	0,001	0,003	0,000	0,001	0,000	0,007
Sítio A	4,000										

	SIL-2 1a	SIL-2 9	SIL-2 10	SIL-2 11	SIL-2 11a	SIL-2 13	SIL-2 13a	SIL-2 14a	MSK-2 1	MSK-2 2	MSK-2 3
SiO ₂	36,816	36,294	37,133	35,806	36,038	36,732	35,984	37,155	35,08	36,40	36,95
TiO ₂	3,29	3,039	3,256	3,177	3,148	3,129	3,095	3,023	3,39	4,41	4,36
Al ₂ O ₃	16,038	16,356	15,648	16,771	16,297	15,846	15,96	15,804	14,18	13,98	13,93
FeO	18,194	18,229	17,56	18,531	17,463	18,284	18,651	17,35	21,24	21,49	21,35
MnO	0,45	0,421	0,434	0,523	0,44	0,482	0,536	0,48	0,25	0,35	0,27
MgO	11,43	11,411	11,346	11,188	11,114	11,31	11,429	12,289	10,07	10,12	10,39
CaO	0,055	0,032	0,005	0,034	0,004	0,063	0,052	0,035	0,09	0,08	0,11
Na ₂ O	0,134	0,217	0,179	0,251	0,176	0,237	0,201	0,252	0,15	0,12	0,19
K ₂ O	9,617	9,56	9,533	9,654	10,092	9,598	9,619	9,388	8,94	8,99	8,69
BaO	0,327	0,31	0,301	0	0,223	0,447	0,281	0,377	0,55	1,07	1,21
Cl	0,011	0,019	0,03	0,027	0,004	0,009	0,032	0,006	0,20	0,27	0,31
Cr ₂ O ₃	0	0,037	0	0,011	0	0	0	0	0,09	0,02	0,00
NiO	0	0,012	0,038	0	0,042	0	0	0	0,00	0,07	0,04
H ₂ O*	3,98	3,95	3,95	3,95	3,92	3,96	3,93	3,98	3,75	3,85	3,87
O=F,Cl	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,05	0,06	0,08
Total	100,34	99,89	99,41	99,92	98,96	100,09	99,76	100,15	97,94	101,16	101,62
Formula estrutural na base de 22 O Equivalentes											
Si	5,547	5,499	5,626	5,428	5,510	5,560	5,481	5,581	5,529	5,564	5,605
Al iv	2,453	2,501	2,374	2,572	2,490	2,440	2,519	2,419	2,471	2,436	2,395
sítio T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al vi	0,395	0,420	0,421	0,425	0,446	0,387	0,347	0,380	0,163	0,083	0,097
Ti	0,373	0,346	0,371	0,362	0,362	0,356	0,355	0,342	0,402	0,506	0,498
Fe	2,292	2,310	2,225	2,350	2,233	2,315	2,376	2,180	2,800	2,747	2,709
Mn	0,057	0,054	0,056	0,067	0,057	0,062	0,069	0,061	0,033	0,045	0,035
Mg	2,567	2,577	2,563	2,529	2,533	2,552	2,595	2,752	2,366	2,305	2,350
Sítio M	5,685	5,712	5,635	5,734	5,631	5,672	5,742	5,714	5,776	5,689	5,688
Na	0,039	0,064	0,053	0,074	0,052	0,070	0,059	0,073	0,045	0,037	0,054
K	1,848	1,848	1,842	1,867	1,968	1,853	1,869	1,799	1,797	1,752	1,681
Ba	0,019	0,018	0,018	0,000	0,013	0,027	0,017	0,022	0,034	0,064	0,072
Sítio I	1,915	1,935	1,914	1,946	2,034	1,959	1,954	1,900	1,891	1,866	1,825
OH*	3,997	3,995	3,992	3,993	3,994	3,998	3,992	3,992	3,947	3,930	3,913
Cl	0,003	0,005	0,008	0,007	0,006	0,002	0,008	0,008	0,053	0,070	0,080
Sítio A	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

	MSK-2 4	MSK-2 5	MSK-2 14	MSK-2 15	MSK-2 16	MSK-2 17	MSK-2 18	MSK-2 19	RP-4 12	RP-4 11
SiO ₂	37,54	37,04	37,54	37,24	37,00	37,22	37,05	37,10	34,60	35,81
TiO ₂	4,31	4,21	3,97	3,56	4,33	4,15	4,19	4,30	1,93	2,14
Al ₂ O ₃	14,43	13,78	14,36	14,41	14,00	14,15	14,42	14,30	17,21	16,72
FeO	21,68	21,52	20,80	20,89	21,66	20,90	21,26	21,47	22,17	22,11
MnO	0,28	0,24	0,31	0,28	0,24	0,19	0,30	0,31	0,29	0,25
MgO	10,10	9,71	10,39	10,90	10,53	10,63	9,96	9,97	9,49	10,51
CaO	0,03	0,00	0,08	0,04	0,04	0,02	0,09	0,07	0,12	0,13
Na ₂ O	0,17	0,14	0,20	0,15	0,16	0,18	0,19	0,11	0,10	0,11
K ₂ O	8,89	8,90	8,89	9,05	8,79	8,88	8,73	8,61	9,03	8,34
BaO	0,88	1,18	0,68	0,65	0,53	0,71	0,94	1,34	0,13	0,22
Cl	0,22	0,25	0,32	0,28	0,20	0,26	0,22	0,17	0,06	0,03
Cr ₂ O ₃	0,04	0,02	0,06	0,00	0,04	0,04	0,02	0,04	0,03	0,02
NiO	0,03	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,02
H ₂ O*	3,94	3,85	3,89	3,89	3,91	3,88	3,90	3,92	3,84	3,93
O=F,Cl	0,05	0,06	0,07	0,07	0,04	0,07	0,05	0,04	0,01	0,01
Total	102,49	100,82	101,43	101,30	101,38	101,17	101,23	101,65	99,03	100,33

Formula estrutural na base de 22 O Equivalentes

Si	5,627	5,668	5,661	5,631	5,600	5,633	5,620	5,619	5,377	5,454
Al iv	2,373	2,332	2,339	2,369	2,400	2,367	2,380	2,381	2,623	2,546
sítio T	8,000									
Al vi	0,176	0,154	0,215	0,198	0,098	0,157	0,199	0,172	0,529	0,456
Ti	0,486	0,484	0,450	0,404	0,493	0,472	0,477	0,489	0,225	0,245
Fe	2,718	2,753	2,624	2,642	2,743	2,645	2,697	2,719	2,882	2,816
Mn	0,035	0,031	0,040	0,035	0,031	0,025	0,039	0,040	0,039	0,032
Mg	2,256	2,214	2,335	2,458	2,376	2,398	2,252	2,250	2,199	2,385
Sítio M	5,675	5,639	5,671	5,738	5,746	5,702	5,667	5,675	5,877	5,936
Na	0,049	0,041	0,058	0,044	0,046	0,053	0,057	0,032	0,030	0,034
K	1,700	1,736	1,711	1,746	1,698	1,713	1,689	1,662	1,790	1,619
Ba	0,052	0,071	0,040	0,039	0,031	0,042	0,056	0,080	0,008	0,013
Sítio I	1,806	1,848	1,822	1,835	1,781	1,812	1,816	1,785	1,847	1,687
OH*	3,944	3,930	3,918	3,925	3,950	3,922	3,943	3,955	3,984	3,992
Cl	0,056	0,064	0,082	0,072	0,050	0,067	0,057	0,043	0,016	0,008
Sítio A	4,000									

Biotitas diques

	SIL-13A 1	SIL-13A 2	SIL-13A 2a	SIL-3 4	SIL-3 4a	SIL-3 4b	SIL-3 1	SIL-3 1a	SIL-12 7
SiO ₂	38,418	38,151	38,2	36,768	36,557	37,36	35,953	36,966	37,528
TiO ₂	1,222	0,788	0,798	1,939	2,003	2,016	2,299	2,36	0,992
Al ₂ O ₃	16,504	17,209	16,488	16,8	16,469	17,532	17,534	17,095	16,524
FeO	13,362	12,9	12,763	16,983	16,914	17,305	17,99	17,864	16,352
MnO	0,286	0,266	0,252	0,54	0,503	0,376	0,575	0,531	0,172
MgO	15,498	15,246	15,433	12,579	12,983	12,867	12,753	12,49	14,325
CaO	0,075	0,015	0,025	0,082	0,064	0,026	0,072	0,075	0,032
Na ₂ O	0,048	0,042	0,066	0,124	0,072	0,077	0,227	0,128	0,096
K ₂ O	8,717	9,247	9,229	9,606	9,008	9,21	8,367	9,068	9,402
BaO	0,058	0,057	0,115	0,154	0,155	0,029	0,029	0,067	0,341
Cl	0,014	0,02	0,001	0,009	0,029	0,016	0,053	0,047	0,016
H ₂ O*	4,04	4,02	4,00	3,98	3,95	4,05	3,98	4,01	4,02
O=F,Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Total	98,37	98,13	97,60	99,62	98,73	100,90	99,82	100,69	100,21

Formula estrutural na base de 22 O Equivalentes

Si	5,703	5,678	5,720	5,540	5,541	5,526	5,397	5,505	5,591
Al iv	2,297	2,322	2,280	2,460	2,459	2,474	2,603	2,495	2,409
sítio T	8,000								
Al vi	0,590	0,697	0,630	0,523	0,483	0,583	0,500	0,506	0,493
Ti	0,136	0,088	0,090	0,220	0,228	0,224	0,260	0,264	0,111
Fe	1,659	1,606	1,598	2,140	2,144	2,141	2,259	2,225	2,037
Mn	0,036	0,034	0,032	0,069	0,065	0,047	0,073	0,067	0,022
Mg	3,429	3,382	3,445	2,825	2,933	2,837	2,854	2,773	3,181
Sítio M	5,858	5,823	5,816	5,781	5,857	5,832	5,945	5,835	5,888
Ca	0,012	0,002	0,004	0,013	0,010	0,004	0,012	0,012	0,005
Na	0,014	0,012	0,019	0,036	0,021	0,022	0,066	0,037	0,028
K	1,650	1,755	1,763	1,846	1,742	1,738	1,602	1,722	1,787
Ba	0,003	0,003	0,007	0,009	0,009	0,002	0,002	0,004	0,020
Sítio I	1,680	1,773	1,793	1,905	1,782	1,765	1,681	1,775	1,839
OH*	3,996	3,995	4,000	3,998	3,993	3,996	3,987	3,988	3,996
Cl	0,004	0,005	0,000	0,002	0,007	0,004	0,013	0,012	0,004
Sítio A	4,000								

ANEXO 2 QUÍMICA MINERAL DO ANFIBÓLIO

Diques

	SIL-12 11	SIL-12 12	SIL-12 13	SIL-12 15	SIL-12 14	SIL-12 1	SIL-12 3
SiO ₂	41,269	50,244	41,833	39,458	43,301	52,435	41,046
TiO ₂	3,576	0,156	3,087	3,352	3,087	0,031	3,459
Al ₂ O ₃	12,648	5,451	13,252	14,377	11,289	3,643	13,219
FeO	12,695	11,399	11,613	12,354	14,495	10,423	13,798
MnO	0,192	0,305	0,2	0,187	0,367	0,173	0,208
MgO	13,187	15,34	13,27	13,885	11,791	16,45	11,836
CaO	11,156	12,388	11,512	11,053	11,529	12,532	11,326
Na ₂ O	2,663	0,564	2,069	2,752	1,474	0,317	1,63
K ₂ O	0,472	0,382	0,473	0,464	0,327	0,242	0,615
BaO	0,148	0,01	0,021	0,098	0,059	0	0
Cl	0,001	0	0,007	0,013	0,006	0,009	0,065
Cr ₂ O ₃	0	0,259	0	0	0,023	0,056	0,027
NiO	0	0	0,018	0,023	0,025	0,048	0,044
Total	98,01	96,50	97,36	98,02	97,77	96,36	97,27

Si	6,01	7,29	6,08	5,69	6,33	7,56	6,02
Al iv	1,99	0,71	1,92	2,31	1,67	0,44	1,98
Sítio T	8,00						
Al vi	0,18	0,22	0,35	0,14	0,27	0,17	0,30
Ti	0,39	0,02	0,34	0,36	0,34	0,00	0,38
Cr	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe ³⁺	0,70	0,35	0,64	1,16	0,63	0,26	0,77
Fe ²⁺	0,85	1,03	0,77	0,33	1,14	1,00	0,92
Mn	0,02	0,04	0,02	0,02	0,05	0,02	0,03
Mg	2,86	3,32	2,87	2,99	2,57	3,53	2,59
Sítio C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	4,99	4,99
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,74	1,92	1,79	1,71	1,80	1,93	1,78
Na	0,26	0,08	0,21	0,29	0,20	0,07	0,22
Sítio B	2,00						
Na	0,49	0,08	0,38	0,48	0,22	0,02	0,24
K	0,09	0,07	0,09	0,09	0,06	0,04	0,12
Sítio A	0,58	0,15	0,46	0,56	0,28	0,07	0,36
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
OH*	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,98
(Ca+Na) (B)	2,00						
Na (B)	0,26	0,08	0,21	0,29	0,20	0,07	0,22
(Na+K) (A)	0,58	0,15	0,46	0,56	0,28	0,07	0,36
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0,77	0,76	0,79	0,90	0,69	0,78	0,74

	SIL-12 4	SIL-12 5	SIL-13A 1	SIL-13A 1a	SIL-13A 1b	SIL-13A 1D
SiO ₂	40,955	41,207	41,73	42,717	41,194	40,604
TiO ₂	3,563	3,006	3,004	2,311	2,828	3,16
Al ₂ O ₃	13,439	13,342	12,824	12,259	12,806	14,022
FeO	12,463	14,914	12,068	14,453	15,408	10,798
MnO	0,181	0,213	0,269	0,64	0,54	0,312
MgO	12,673	11,4	13,26	11,482	10,602	13,75
CaO	11,138	11,448	10,951	11,098	10,872	11,152
Na ₂ O	1,945	2,164	2,396	1,675	2,006	1,97
K ₂ O	0,449	0,501	0,494	0,458	0,493	0,418
BaO	0,031	0,1	0	0,051	0,08	0,014
Cl	0	0,017	0,011	0,019	0,026	0
Cr ₂ O ₃	0,05	0,011	0,017	0,001	0,01	0
NiO	0	0	0	0	0,059	0,045
Total	96,89	98,32	97,02	97,16	96,92	96,25

Si	5,98	6,03	6,08	6,26	6,11	5,91
Al iv	2,02	1,97	1,92	1,74	1,89	2,09
Sitio T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al vi	0,30	0,33	0,28	0,38	0,35	0,31
Ti	0,39	0,33	0,33	0,25	0,32	0,35
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,81	0,67	0,79	0,79	0,77	0,97
Fe ²⁺	0,72	1,16	0,69	0,98	1,14	0,34
Mn	0,02	0,03	0,03	0,08	0,07	0,04
Mg	2,76	2,49	2,88	2,51	2,35	2,98
Sitio C	5,00	5,00	5,00	5,00	4,99	4,99
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,74	1,79	1,71	1,74	1,73	1,74
Na	0,26	0,21	0,29	0,26	0,27	0,26
Sitio B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,29	0,41	0,39	0,22	0,31	0,29
K	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08
Sitio A	0,38	0,50	0,48	0,31	0,40	0,37
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
OH*	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00
(Ca+Na) (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na (B)	0,26	0,21	0,29	0,26	0,27	0,26
(Na+K) (A)	0,38	0,50	0,48	0,31	0,40	0,37
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0,79	0,68	0,81	0,72	0,67	0,90

rochas graníticas

	SEG-16 1	SEG-16 2	SEG-16 3	SEG-16 11	SEG-16 18	SEG-6 18a	SEG-6 1
SiO ₂	47,569	47,309	47,529	47,638	48,199	48,636	48,606
TiO ₂	1,265	1,218	1,314	1,256	1,221	1,14	1,145
Al ₂ O ₃	7,782	7,862	7,58	7,646	7,109	6,982	6,687
FeO	14,073	13,943	13,551	13,618	13,581	13,423	13,154
MnO	0,851	0,929	0,991	0,923	0,873	0,996	1,024
MgO	13,689	13,379	13,772	13,86	14,12	14,343	14,405
CaO	11,489	11,318	11,487	11,28	11,44	11,472	11,448
Na ₂ O	1,295	1,477	1,526	1,385	1,315	1,398	1,409
K ₂ O	0,726	0,69	0,661	0,706	0,623	0,661	0,612
BaO	0	0,108	0,03	0,05	0	0	0
Cl	0,139	0,139	0,134	0,123	0,118	0,105	0,115
Cr ₂ O ₃	0,017	0,007	0	0	0,015	0	0
NiO	0,016	0,04	0	0,023	0	0	0,004
Total	98,91	98,42	98,58	98,51	98,72	99,25	98,61

Si	6,82	6,84	6,85	6,85	6,91	6,93	6,97
Al iv	1,18	1,16	1,15	1,15	1,09	1,07	1,03
Sitio T	8,00						
Al vi	0,14	0,18	0,14	0,14	0,11	0,11	0,10
Ti	0,14	0,13	0,14	0,14	0,13	0,12	0,12
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,74	0,66	0,62	0,74	0,71	0,70	0,67
Fe ²⁺	0,95	1,03	1,02	0,89	0,91	0,90	0,91
Mn	0,10	0,11	0,12	0,11	0,11	0,12	0,12
Mg	2,93	2,88	2,96	2,97	3,02	3,05	3,08
Sitio C	5,00						
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,77	1,75	1,77	1,74	1,76	1,75	1,76
Na	0,23	0,25	0,23	0,26	0,24	0,25	0,24
Sitio B	2,00						
Na	0,13	0,17	0,20	0,12	0,12	0,14	0,15
K	0,13	0,13	0,12	0,13	0,11	0,12	0,11
Sitio A	0,26	0,29	0,32	0,25	0,24	0,26	0,26
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00
Cl	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
OH*	1,97	1,97	1,97	1,97	1,92	1,93	1,97
(Ca+Na) (B)	2,00						
Na (B)	0,23	0,25	0,23	0,26	0,24	0,25	0,24
(Na+K) (A)	0,26	0,29	0,32	0,25	0,24	0,26	0,26
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0,75	0,74	0,74	0,77	0,77	0,77	0,77

	SEG-6 1a	SIL-1 5	SIL-1 7	SIL-1 9	SIL-1 9a	DH6-1A 4
SiO ₂	45,557	45,135	48,734	47,645	48,691	46,787
TiO ₂	1,097	0,704	0,208	0,806	0,441	0,95
Al ₂ O ₃	7,041	9,136	7,21	7,464	6,826	7,575
FeO	14,296	17,253	15,506	15,764	16,085	15,032
MnO	1,373	0,813	0,766	0,777	0,793	1,042
MgO	12,393	10,92	13,007	12,272	12,891	12,919
CaO	11,356	11,864	11,649	11,65	11,528	11,589
Na ₂ O	1,119	1,045	0,867	0,812	0,888	1,048
K ₂ O	0,611	0,913	0,545	0,66	0,587	0,742
BaO	0	0,042	0,041	0,031	0,021	0
Cl	0,13	0,057	0,054	0,054	0,038	0,094
Cr ₂ O ₃	0	0,035	0,06	0,016	0,011	0,04
NiO	0,011	0	0	0,035	0	0,027
Total	95,00	97,92	98,65	97,99	98,80	97,85

Si	6,86	6,68	7,00	6,94	7,00	6,82
Al iv	1,14	1,32	1,00	1,06	1,00	1,18
Sitio T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al vi	0,11	0,27	0,23	0,22	0,16	0,12
Ti	0,12	0,08	0,02	0,09	0,05	0,10
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,66	0,65	0,78	0,66	0,84	0,79
Fe ²⁺	1,14	1,49	1,08	1,26	1,10	1,04
Mn	0,18	0,10	0,09	0,10	0,10	0,13
Mg	2,78	2,41	2,79	2,67	2,76	2,81
Sitio C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,83	1,88	1,79	1,82	1,78	1,81
Na	0,17	0,12	0,21	0,18	0,22	0,19
Sitio B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,16	0,18	0,04	0,05	0,02	0,11
K	0,12	0,17	0,10	0,12	0,11	0,14
Sitio A	0,28	0,35	0,14	0,17	0,13	0,24
F	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
OH*	1,96	1,99	1,99	1,99	1,99	1,98
(Ca+Na) (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na (B)	0,17	0,12	0,21	0,18	0,22	0,19
(Na+K) (A)	0,28	0,35	0,14	0,17	0,13	0,24
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0,71	0,62	0,72	0,68	0,72	0,73

	MSK-2 6	MSK-2 7	MSK-2 6A	MSK-2 6B	MSK-2 7	MSK-2 7A	MSK-2 12
SiO ₂	47,693	47,159	46,886	46,248	49,761	49,768	46,839
TiO ₂	1,051	0,925	1,2	1,227	0,561	0,584	1,09
Al ₂ O ₃	7,506	7,3	7,598	7,876	5,265	5,161	7,338
FeO	17,342	16,754	17,548	17,318	15,516	16,032	17,083
MnO	0,425	0,409	0,455	0,437	0,396	0,531	0,472
MgO	11,66	12,272	11,125	11,191	13,366	13,346	11,661
CaO	11,12	11,025	11,703	11,692	11,488	11,875	11,212
Na ₂ O	1,51	1,351	1,349	1,474	1,055	1,035	1,531
K ₂ O	0,815	0,788	0,869	0,868	0,469	0,448	0,822
BaO	0,001	0	0	0	0,054	0,008	0,15
F	0	0,036	0,02	0,02	0,004	0,021	0
Cl	0,36	0,28	0,256	0,25	0,058	0,052	0,329
Cr ₂ O ₃	0,009	0,022	0,027	0,012	0,027	0,003	0
NiO	0	0,015	0	0	0,067	0,052	0,02
Total	99,49	98,34	99,04	98,61	98,09	98,92	98,55

Si	6,921	6,878	6,894	6,832	7,212	7,182	6,889
Al iv	1,079	1,122	1,106	1,168	0,788	0,818	1,111
Sitio T	8,000						
Al vi	0,205	0,132	0,211	0,203	0,111	0,060	0,161
Ti	0,115	0,101	0,133	0,136	0,061	0,063	0,121
Cr	0,001	0,003	0,003	0,001	0,003	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,611	0,811	0,391	0,403	0,595	0,587	0,568
Fe ²⁺	1,493	1,233	1,767	1,736	1,286	1,348	1,533
Mn	0,052	0,051	0,057	0,055	0,049	0,065	0,059
Mg	2,522	2,668	2,439	2,465	2,888	2,871	2,557
Ni	0,000	0,002	0,000	0,000	0,008	0,006	0,002
Sitio C	5,000						
Ca	1,728	1,723	1,844	1,851	1,784	1,836	1,767
Na	0,272	0,277	0,156	0,149	0,216	0,164	0,233
Sitio B	2,000						
K	0,151	0,147	0,163	0,164	0,087	0,082	0,154
Na	0,153	0,105	0,228	0,273	0,080	0,126	0,203
Sitio A	0,304	0,251	0,391	0,436	0,167	0,208	0,358
F	0,000	0,017	0,009	0,009	0,002	0,010	0,000
Cl	0,089	0,069	0,064	0,063	0,014	0,013	0,082
OH*	1,911	1,914	1,927	1,928	1,984	1,978	1,918
(Ca+Na) (B)	2,000						
Na (B)	0,272	0,277	0,156	0,149	0,216	0,164	0,233
(Na+K) (A)	0,304	0,251	0,391	0,436	0,167	0,208	0,358
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0,628	0,684	0,580	0,587	0,692	0,680	0,625

	MSK-2 20	MSK-2 24	MSK-2 24A	RP-4 4	RP-4 5	RP-4 6	RP-4 7
SiO ₂	48,015	47,473	46,629	44,706	46,593	45,915	47,433
TiO ₂	1,204	1,095	1,048	1,21	1,332	1,488	0,799
Al ₂ O ₃	6,839	7,218	7,022	9,722	8,448	8,878	7,514
FeO	16,792	16,835	16,731	17,109	16,808	14,536	17,995
MnO	0,401	0,387	0,422	0,393	0,485	0,39	0,521
MgO	12,161	11,803	11,701	12,028	11,085	12,249	10,445
CaO	11,638	11,744	11,983	9,291	11,978	12,144	11,579
Na ₂ O	1,392	1,447	1,376	0,728	0,957	0,972	0,839
K ₂ O	0,802	0,804	1,376	2,317	0,942	0,843	0,749
BaO	0,053	0	0,007	0	0	0,001	0
F	0	0,022	0	0	0	0	0
Cl	0,22	0,203	0,144	0,123	0,164	0,132	0,08
Cr ₂ O ₃	0,025	0,02	0,113	0,004	0,045	0	0,024
NiO	0	0	0,013	0	0,022	0	0,009
Total	99,54	99,05	98,57	97,63	98,86	97,55	97,99

Si	6,973	6,948	6,921	6,483	6,837	6,764	7,009
Al iv	1,027	1,052	1,079	1,517	1,163	1,236	0,991
Sitio T	8,000						
Al vi	0,144	0,193	0,149	0,144	0,298	0,306	0,318
Ti	0,132	0,121	0,117	0,132	0,147	0,165	0,089
Cr	0,003	0,002	0,013	0,000	0,005	0,000	0,003
Fe ³⁺	0,449	0,371	0,214	1,588	0,352	0,331	0,445
Fe ²⁺	1,591	1,689	1,863	0,487	1,711	1,460	1,779
Mn	0,049	0,048	0,053	0,048	0,060	0,049	0,065
Mg	2,633	2,575	2,589	2,600	2,425	2,690	2,301
Ni	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,001
Sitio C	5,000						
Ca	1,811	1,842	1,906	1,443	1,883	1,917	1,833
Na	0,189	0,158	0,094	0,205	0,117	0,083	0,167
Sitio B	2,000	2,000	2,000	1,648	2,000	2,000	2,000
K	0,149	0,150	0,261	0,429	0,176	0,158	0,141
Na	0,203	0,252	0,302	0,000	0,155	0,194	0,074
Sitio A	0,351	0,402	0,562	0,429	0,332	0,353	0,215
F	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,054	0,050	0,036	0,030	0,041	0,033	0,020
OH*	1,946	1,939	1,964	1,970	1,959	1,967	1,980
(Ca+Na) (B)	2,000	2,000	2,000	1,648	2,000	2,000	2,000
Na (B)	0,189	0,158	0,094	0,205	0,117	0,083	0,167
(Na+K) (A)	0,351	0,402	0,562	0,429	0,332	0,353	0,215
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0,623	0,604	0,582	0,842	0,586	0,648	0,564

ANEXO 3. QUIMICA MINERAL DA CLORITA

	Cloritas distais granodiorito				
	sil1 clo 10	sil1 clo 10a	sil2 bio12	sil2 bio12a	sil2 bio14
SiO₂	27,53	27,43	26,01	26,11	25,83
TiO₂	0,03	0,05	0,00	0,00	0,09
Al₂O₃	19,66	19,00	20,48	20,06	20,60
FeO	23,07	23,50	22,96	23,08	22,10
MnO	0,65	0,73	0,70	0,73	0,76
MgO	18,26	17,51	17,72	17,30	18,01
CaO	0,00	0,05	0,03	0,03	0,02
Na₂O	0,04	0,03	0,15	0,06	0,07
K₂O	0,02	0,02	0,05	0,03	0,08
BaO	0,03	0,00	0,03	0,00	0,04
Cl	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02
Cr₂O₃	0,05	0,00	0,05	0,00	0,02
NiO	0,04	0,00	0,00	0,01	0,02

Si	5,62	5,68	5,38	5,46	5,36
Al iv	2,38	2,32	2,62	2,54	2,64

Al vi	2,35	2,33	2,39	2,42	2,41
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Cr	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe³⁺	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	3,95	4,06	4,08	4,09	3,93
Mn	0,11	0,13	0,12	0,13	0,13
Mg	5,55	5,41	5,46	5,39	5,57
Ni	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Na	0,03	0,02	0,12	0,05	0,06
K	0,01	0,01	0,03	0,01	0,04
Cl	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
OH*	15,99	15,98	15,99	15,98	15,99

	Cloritas proximais granodiorito				
	sil 4A clo4	sil 4A clo4a	sil17B mica1	sil17B mica1a	sil17B mica1b
SiO2	26,07	25,66	26,11	26,21	26,18
TiO2	0,04	0,06	0,04	0,13	0,03
Al2O3	21,94	21,65	21,83	21,85	21,67
FeO	20,17	20,09	23,31	22,64	23,34
MnO	0,52	0,76	0,69	0,68	0,71
MgO	18,95	18,52	16,45	17,01	16,28
CaO	0,03	0,01	0,01	0,00	0,02
Na2O	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
BaO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Cl	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00
Cr2O3	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02
NiO	0,00	0,07	0,00	0,00	0,03

Si	5,34	5,32	5,39	5,39	5,42
Al iv	2,66	2,68	2,61	2,61	2,58

Al vi	2,64	2,62	2,71	2,68	2,71
Ti	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,00	0,00	0,06	0,06	0,07
Fe2+	3,46	3,50	3,96	3,83	3,97
Mn	0,09	0,13	0,12	0,12	0,12
Mg	5,79	5,73	5,06	5,21	5,02
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
OH*	15,99	15,99	15,99	15,99	16,00

	Cloritas distais diques			
	sil12 mica 6	sil3 clo 6	sil3 clo 6a	sil3 clo 6b
SiO₂	28,93	25,46	24,90	24,27
TiO₂	0,44	0,13	0,14	0,00
Al₂O₃	15,89	21,49	21,63	21,35
FeO	28,95	26,37	27,55	31,88
MnO	0,24	0,95	1,02	1,14
MgO	13,82	14,62	13,58	10,55
CaO	0,14	0,04	0,07	0,06
Na₂O	0,06	0,05	0,06	0,04
K₂O	0,78	0,01	0,04	0,03
BaO	0,00	0,04	0,06	0,07
Cl	0,01	0,03	0,04	0,02
Cr₂O₃	0,38	0,00	0,00	0,03
NiO	0,03	0,02	0,05	0,00

Si	6,07	5,32	5,24	5,22
Al iv	1,93	2,68	2,76	2,78

Al vi	2,02	2,61	2,63	2,65
Ti	0,07	0,02	0,02	0,00
Cr	0,06	0,00	0,00	0,01
Fe³⁺	0,06	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	5,02	4,62	4,89	5,79
Mn	0,04	0,17	0,18	0,21
Mg	4,32	4,55	4,26	3,38
Ni	0,01	0,00	0,01	0,00
Ca	0,03	0,01	0,02	0,01
Na	0,05	0,04	0,05	0,03
K	0,42	0,01	0,02	0,02
Cl	0,01	0,02	0,03	0,02
OH*	15,99	15,98	15,97	15,98

	Cloritas proximais diques			
	sil13a clo 3	sil13a clo 3a	sil13a clo 3	sil13a clo 3b
SiO₂	27,07	26,64	27,62	27,48
TiO₂	0,07	0,00	0,05	0,00
Al₂O₃	20,62	20,69	20,88	20,45
FeO	15,80	16,13	16,34	15,68
MnO	0,35	0,39	0,43	0,43
MgO	22,20	21,79	22,00	22,09
CaO	0,03	0,06	0,04	0,07
Na₂O	0,00	0,04	0,01	0,08
K₂O	0,01	0,04	0,01	0,08
BaO	0,06	0,00	0,06	0,14
Cl	0,02	0,01	0,01	0,01
Cr₂O₃	0,12	0,22	0,22	0,18
NiO	0,06	0,05	0,11	0,03

Si	5,51	5,45	5,54	5,57
Al^{iv}	2,49	2,55	2,46	2,43

Al^{vi}	2,46	2,45	2,48	2,46
Ti	0,01	0,00	0,01	0,00
Cr	0,02	0,04	0,03	0,03
Fe³⁺	0,01	0,00	0,04	0,01
Fe²⁺	2,68	2,79	2,70	2,65
Mn	0,06	0,07	0,07	0,07
Mg	6,73	6,65	6,58	6,67
Ni	0,01	0,01	0,02	0,00
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,03	0,01	0,06
K	0,01	0,02	0,01	0,04
Cl	0,02	0,00	0,01	0,00
OH*	15,98	16,00	15,99	16,00

ANEXO 4 QUÍMICA MINERAL DA MUSCOVITA

	Muscovita Granodiorito				
	sil 6 mus1	sil 6 mus2	sil 6 mus3	sil 4A mus2	sil 4A mus2a
SiO₂	47,38	48,47	46,71	49,30	48,28
TiO₂	0,38	0,28	0,45	0,00	0,00
Al₂O₃	32,38	33,31	31,89	33,46	34,59
FeO	2,54	1,74	2,41	1,28	1,11
MnO	0,06	0,15	0,03	0,04	0,00
MgO	2,86	2,41	2,51	1,52	1,34
CaO	0,05	0,04	0,04	0,03	0,02
Na₂O	0,23	0,19	0,16	0,08	0,14
Cl	0,02	0,01	0,01	0,00	0,03
Cr₂O₃	0,04	0,05	0,06	0,00	0,00
NiO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
H₂O*	4,50	4,57	4,44	4,55	4,54
O=F,Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	99,96	100,82	98,62	99,43	99,39

Si	6,30	6,35	6,31	6,49	6,37
Al iv	1,70	1,65	1,69	1,51	1,63

Al vi	3,38	3,50	3,39	3,69	3,75
Ti	0,04	0,03	0,05	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe	0,28	0,19	0,27	0,14	0,12
Mg	0,57	0,47	0,51	0,30	0,26

Na	0,06	0,05	0,04	0,02	0,04
K	1,60	1,60	1,71	1,53	1,57

OH*	4,00	4,00	4,00	4,00	3,99
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01

Muscovita Granodiorito					
	sil 4A musc6	sil 4A musc6a	sil17B clo2	sil17B mica7	sil17B mica7b
SiO2	48,72	47,15	47,36	49,85	49,46
TiO2	0,19	0,59	0,17	0,12	0,14
Al2O3	33,25	31,96	32,45	33,07	33,07
FeO	1,17	2,70	3,30	0,81	0,82
MnO	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01
MgO	2,41	2,78	3,65	2,13	2,39
CaO	0,01	0,01	0,08	0,03	0,08
Na2O	0,13	0,14	0,06	0,12	0,08
Cl	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00
Cr2O3	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02
NiO	0,02	0,00	0,05	0,00	0,01
H2O*	4,57	4,50	4,54	4,58	4,59
O=F,Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,68	100,61	100,88	99,93	100,51

Si	6,39	6,28	6,25	6,52	6,46
Al iv	1,61	1,72	1,75	1,48	1,54

Al vi	3,53	3,30	3,30	3,62	3,56
Ti	0,02	0,06	0,02	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,13	0,30	0,36	0,09	0,09
Mg	0,47	0,55	0,72	0,41	0,46

Na	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02
K	1,71	1,81	1,53	1,53	1,63

OH*	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

	Muscovita Diques					
	sil7C mica4	sil7C mica4a	sil7b mica 7	sil7b mica 7a	sil7b mica 7b	sil13a mica 12b
SiO₂	49,01	49,74	49,13	49,70	50,81	49,17
TiO₂	0,10	0,34	0,19	0,25	0,14	0,10
Al₂O₃	33,00	31,38	32,04	32,06	32,04	32,78
FeO	0,40	0,68	0,58	0,56	0,47	0,63
MnO	0,06	0,11	0,01	0,03	0,06	0,00
MgO	2,24	2,83	2,36	2,50	2,43	3,11
CaO	0,00	0,03	0,05	0,09		0,07
Na₂O	0,07	0,05	0,11	0,08	0,11	0,10
Cl	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
Cr₂O₃	0,27	0,59	0,50	0,75	0,50	0,08
NiO	0,02	0,00	0,00	0,01	0,05	0,04
H₂O*	4,54	4,56	4,52	4,56	4,61	4,57
O=F,Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	99,29	100,34	98,88	99,68	100,19	99,88

Si	6,47	6,53	6,51	6,53	6,61	6,45
Al iv	1,53	1,47	1,49	1,47	1,39	1,55

Al vi	3,60	3,39	3,52	3,49	3,53	3,51
Ti	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01
Cr	0,03	0,06	0,05	0,08	0,05	0,01
Fe	0,04	0,07	0,06	0,06	0,05	0,07
Mg	0,44	0,55	0,47	0,49	0,47	0,61

Na	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03
K	1,61	1,67	1,58	1,52	1,49	1,54

OH*	4,00	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00

ANEXO 5 QUÍMICA MINERAL DE SULFETOS

Galena

	SIL5AGA15	SIL5AGA16	SIL5AGA7	SIL5AGA7B	SIL17AGA1	SIL17AGA1A
S	13,22	13,44	13,23	13,21	13,16	13,59
Pb	84,42	84,43	85,44	85,65	85,72	85,93
Bi	0,66	0,71	0,60	0,69	0,56	0,60
Ag	0,01	0,02	0,06	0,02	0,02	0,07
Te	0,07	0,09	0,05	0,03	0,06	0,01
Cu	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03
Ni	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,03
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Zn	0,75	1,59	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,03	0,07	0,00	0,03	0,01	0,01
Cr	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
V	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01
Pt	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,21	100,44	99,46	99,63	99,56	100,29

	SIL20 GA2A	SIL20 GA3A
S	13,42	13,45
Pb	84,95	84,41
Bi	0,66	0,63
Ag	0,00	0,00
Te	0,05	0,10
Cu	0,00	0,02
Ni	0,00	0,01
Co	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00
V	0,00	0,00
Pt	0,03	0,00
Au	0,02	0,00
Total	99,13	98,62

Esfalerita

	SIL18 ESF1	SIL18 ESF1A	SIL9C ESF1	SIL9C ESF1B	SIL9C ESF6A	SIL9C ESF9A
As	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
S	33,48	33,41	33,16	33,15	33,37	33,35
Zn	63,49	62,91	63,20	63,35	64,26	62,74
Fe	0,87	0,89	1,67	1,63	0,89	1,81
Pb	0,05	0,15	0,15	0,11	0,00	0,07
Bi	0,11	0,03	0,01	0,07	0,14	0,04
Pd	0,00	0,01	0,03	0,05	0,00	0,00
Ag	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,02
Te	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Cu	0,00	0,08	0,00	0,01	0,15	0,00
Ni	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00
Co	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,03
Se	0,19	0,00	0,00	0,19	0,08	0,21
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
V	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
Pt	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
In	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Total	98,19	97,50	98,27	98,66	99,05	98,30

	SIL9C ESF9C	SIL20 ESF3	SIL19A ESF15
As	0,00	0,00	0,00
S	33,29	33,34	33,48
Zn	63,23	61,98	59,58
Fe	1,46	3,27	4,59
Pb	0,05	0,00	0,02
Bi	0,07	0,14	0,12
Pd	0,00	0,00	0,01
Ag	0,01	0,00	0,00
Te	0,00	0,04	0,01
Cu	0,00	0,01	0,00
Ni	0,01	0,00	0,00
Co	0,03	0,01	0,00
Se	0,10	0,03	0,08
Cr	0,00	0,01	0,00
V	0,00	0,00	0,00
Pt	0,00	0,03	0,06
Au	0,00	0,00	0,00
In	0,00	0,01	0,00
Total	98,25	98,86	97,96

Pirita

	SIL7B PY1	SIL7B PY2	SIL7B PY3	SIL7C PY1	SIL7C PY1B	SIL7C PY2B	SIL7C PY2A
As	0,02	0,86	0,93	0,78	0,57	0,81	0,39
S	52,62	52,51	51,96	51,86	52,61	52,25	52,10
Fe	45,95	46,06	45,84	46,00	46,39	45,86	45,78
Pb	0,16	0,22	0,20	0,13	0,18	0,09	0,09
Bi	0,09	0,14	0,14	0,14	0,13	0,15	0,19
Pd	0,00	0,01	0,01	0,04	0,02	0,00	0,00
Ag	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
Te	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05
Cu	0,01	0,00	0,03	0,03	0,02	0,01	0,03
Ni	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00
Co	0,04	0,07	0,06	0,06	0,04	0,07	0,07
Zn	0,05	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01
Se	0,08	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
V	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
Pt	0,00	0,00	0,00	0,07	0,04	0,00	0,01
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
In	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,02	99,96	99,19	99,24	100,05	99,34	98,74

	SIL7C PY3	SIL7C PY7B	SIL19A py1	SIL19A py1b	SIL19A py2	SIL19A py3	SIL19A py4
As	1,16	0,87	1,42	1,40	0,98	1,39	0,00
S	52,38	52,77	52,76	52,34	52,72	52,64	53,75
Fe	45,99	45,86	45,92	46,36	46,02	45,85	46,20
Pb	0,14	0,08	0,10	0,09	0,11	0,04	0,12
Bi	0,03	0,04	0,17	0,19	0,12	0,09	0,12
Pd	0,06	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
Ag	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00
Te	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02
Cu	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Ni	0,05	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Co	0,06	0,09	0,07	0,08	0,07	0,06	0,06
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,13
Se	0,02	0,04	0,00	0,05	0,11	0,00	0,22
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
V	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01
Pt	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
In	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,92	99,90	100,50	100,55	100,24	100,18	100,63

	SIL19A py5	SIL19A py6	SIL19A py7	SIL19A py8	SIL19A py9	SIL19A py10	SIL19A py11
As	0,06	0,00	0,00	1,39	1,17	0,73	1,16
S	53,13	53,17	53,33	52,87	52,48	52,85	52,59
Fe	46,18	46,00	45,88	45,87	46,16	45,96	46,00
Pb	0,03	0,06	0,00	0,20	0,04	0,19	0,17
Bi	0,12	0,16	0,09	0,13	0,19	0,07	0,11
Pd	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Ag	0,03	0,00	0,03	0,00	0,02	0,04	0,01
Te	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
Cu	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00
Ni	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Co	0,04	0,07	0,04	0,10	0,04	0,05	0,03
Zn	0,06	0,06	0,10	0,05	0,00	0,00	0,00
Se	0,07	0,10	0,13	0,00	0,00	0,00	0,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
V	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Pt	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
In	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,78	99,63	99,68	100,61	100,15	99,94	100,13

	SIL19A py13	SIL17A py10	SIL17A py11	SIL19B PY1	SIL19B PY7
As	0,13	0,13	0,08	0,11	0,00
S	53,99	53,50	53,27	51,46	52,92
Fe	46,10	46,18	46,17	44,54	45,53
Pb	0,11	0,14	0,14	0,08	0,24
Bi	0,07	0,10	0,17	0,13	0,15
Pd	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Ag	0,04	0,01	0,00	0,57	0,09
Te	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cu	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02
Ni	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
Co	0,06	0,04	0,09	0,04	0,05
Zn	0,15	0,00	0,00	1,46	0,37
Se	0,00	0,02	0,21	0,02	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pt	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,93	0,00
In	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	100,70	100,15	100,19	99,37	99,42

ANEXO 6 QUÍMICA MINERAL DO OURO

	SIL19BAU6	SIL19BAU6A	SIL9C AU2	SIL9C AU2A	SIL9C AU7	SIL9C AU7B
Au	60,66	59,28	45,91	49,03	57,39	50,60
Ag	36,48	34,41	48,09	45,61	38,59	45,18
Bi	0,13	0,06	0,01	0,20	0,22	0,13
Fe	0,88	0,37	0,07	0,03	0,00	0,00
Cu	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,05
Zn	0,86	1,82	0,19	0,00	0,00	0,00
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ni	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
S	0,59	0,66	0,22	0,07	0,02	0,04
As	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
Pd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Se	0,15	0,05	0,20	0,20	0,22	0,16
Te	0,13	0,11	0,15	0,14	0,09	0,15
V	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02
In	0,06	0,03	0,09	0,03	0,03	0,04
Cr	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00
Total	100,02	96,85	94,96	95,34	96,61	96,37

	SIL9C AU7A	SIL20AU1	SIL20AU1A	SIL19B GA10
Au	53,01	60,98	61,47	57,73
Ag	42,42	32,76	32,98	37,72
Bi	0,01	0,18	0,02	0,12
Fe	0,03	0,00	0,02	0,37
Cu	0,01	0,00	0,04	0,01
Zn	0,02	0,00	0,12	2,94
Co	0,00	0,03	0,00	0,01
Ni	0,00	0,00	0,03	0,00
S	0,00	0,02	0,12	0,51
As	0,00	0,00	0,00	0,01
Pd	0,00	0,00	0,00	0,00
Se	0,01	0,25	0,32	1,32
Te	0,16	0,09	0,09	0,12
V	0,02	0,00	0,01	0,00
In	0,05	0,03	0,00	0,05
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	95,73	94,34	95,21	100,92

ANEXO 7. DADOS MICROTERMOMÉTRICOS

AMOSTRA	VEIO	MINERAL	I F	FIA	Vg (%)	Vs(%)	Te	Tfgelo	Th	Tdec	% NaCl eq.
SIL-18 C1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IB	1	25		-25,0		305,9		n,d
SIL-18 C1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IC	1	25				318		n,d
SIL-18 C1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIC	1	20		-25,0		248		n,d
SIL-18 C1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIG	1	23		-25,0	-3,8			6,12
SIL-18 C1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIL	1	10				354		n,d
SIL-18 C1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIA	1	20				251,4		n,d
SIL-18 C1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIC	1	22			-4,9	260,2		7,66
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IA	1	12			-4,8			7,53
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IB	1	20			-4,9	288,1		7,66
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IC	1	25			-4,8	288,6		7,53
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	ID	1	14				249,1		n,d
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IF	3	5				139,8		n,d
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIA	1	17			-6,6	237		9,82
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIB	1	23			-6,4	288,1		9,58
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIC	1A	17			-6,2	185,3		9,34
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IID	1	28			-5,5			8,45
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIF	1	20			-4,9			7,66
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIG	1	15			-4,9	265,1		7,66
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIH	1	15			-5,4	231,5		8,32
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	Iii	1	15				209,1		n,d
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIJ	1A	10				198		n,d
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIA	1	22			-6,5	243,2		9,70
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVA	1	18			-6,4			9,58
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVB	1	17			-5,7			8,71
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVC	1	17			-5,9			8,96
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVD	1	22			-5,2	308,6		8,06
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVF	1	22				317,4		n,d
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVG	1	15				230,8		n,d
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVH	3	10				153,8		n,d
SIL-18 CN1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVJ	1	15				238,7		n,d
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IA	1	15		-24,0	-5,3	244		8,19
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IE	1	19		-23,2	-4,8			7,53
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IG	1	16			-5,2			8,06
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IM	1	15				229		n,d
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IN	1	15				225,1		n,d
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIF	1	24			-4,9			7,66
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIH	1	24				275,5		n,d
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	Iii	1	20		-23,1				n,d
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIJ	1	20		-23,0				n,d
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIK	1	10			-3,3			5,39
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIA	1	22			-5,3			8,19
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIB	1	18		-21,3	-5,6			8,58

AMOSTRA	VEIO	MINERAL	I F	FIA	Vg (%)	Vs(%)	Te	Tfgelo	Th	Tdec	% NaCl eq.
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIC	1	15		-22,8	-5,3			8,19
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIID	1	16			-5,6			8,58
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIF	1	14		-22,8	-5,8			8,84
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIH	1	10		-24,1	-5,2			8,06
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIi	1	35		-24,2	-5,5	357,2		8,45
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIJ	1	25			-5,3	295,6		8,19
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIK	1	15		-23,8				n,d
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIL	1	16			-5,4			8,32
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIM	1	16			-5,3			8,19
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVA	1	19		-23,5	-5,6	246,1		8,58
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVD	1	19				328,5		n,d
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVE	1	19				289,6		n,d
SIL-18 CN2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IA-	1	23			-5,8			8,84
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	ID	1	14			-5,3			8,19
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	IE	1	21			-5			7,79
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	IL	1	14			-4,5			7,11
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	IM	1	20			-5,1			7,93
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	IN	1	10			-2,8			4,64
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	IÑ	1	5			-2,3			3,86
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	IO	1	5			-1,6			2,73
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIA	1	18		-23,5	-5,8	283,2		8,84
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIC	1	23			-3,5	248,1		5,69
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIE	1	19			-5,7			8,71
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIA	1	7		-23,1		246,7		n,d
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIB	1	15			-5,6	240,2		8,58
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIC	1	19			-4,9			7,66
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIE	1	12				239,5		n,d
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVA	1	15				246,5		n,d
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVB	1	15		-23,5	-5,7	238,8		8,71
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVC	1	17				208,3		n,d
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVD	1	21			-4,8	247,1		7,53
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	VA	1	15			-5,6			8,58
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	VB	1	15				245		n,d
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	VC	1	18		-21,7	-5,2	248		8,06
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	VIA	1	14		-23,2	-5,9	245,6		8,96
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	VIC	1	15			-5,6	242,3		8,58
SIL-18 CN3	ANTIOQUEÑA	QTZ	VIIA	1	16				246,5		n,d
SIL-5B C2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IA	2	35			-5,2	252		8,06
SIL-5B C2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIA	2A	10		-23,4	-5,5	142,6	273,5	8,45
SIL-5B C2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIB	2	18			-5,3			8,19
SIL-5B C2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIC	2	20			-5,3			8,19
SIL-5B C2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IID	2	15		-20,5	-5,1			7,93

AMOSTRA	VEIO	MINERAL	I F	FIA	Vg (%)	Vs(%)	Te	Tfgelo	Th	Tdec	% NaCl eq.
SIL-5B C2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIA	2	20		-20,9	-5,6	264,3		8,58
SIL-5B C2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIB	2	15			-5,7	271,2		8,71
SIL-5B C2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIC	2	15				248		n,d
SIL-5B C2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIID	2	18				256,2		n,d
SIL-5B C2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVA	2	15			-5,2			8,06
SIL-5B C2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVB	2	20			-5,4			8,32
SIL-5B C2	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVC	2	20			-4,3			6,84
SIL-9B C1	MANTO	QTZ	IA	2	19		-22,4	-4,9	226,6		7,66
SIL-9B C1	MANTO	QTZ	IB	2				-5,1	237		7,93
SIL-9B C1	MANTO	QTZ	IIA	2	10		-21,5	-4,5	195,1		7,11
SIL-9B C2	MANTO	QTZ	IB	2	20		-25,9	-5,1			7,93
SIL-9B C2	MANTO	QTZ	IIA	2	20			-5,1			7,93
SIL-9B C2	MANTO	QTZ	IIB	2A	20		-23,5	-5,7	146,2		8,71
SIL-9B C2	MANTO	QTZ	IIIB	2	10		-23,2	-5,9	220,2		8,96
SIL-9B C2	MANTO	QTZ	IVA	2	15		-25,4	-5,5	197,4		8,45
SIL-20 C1	PRINCIPAL	QTZ	IA	2	21		-23,4	-3,5			5,68
SIL-20 C1	PRINCIPAL	QTZ	IIA	2A	28		-23,4		112,2		n,d
SIL-20 C1	PRINCIPAL	QTZ	IIIC	1	18			-2,2	238		3,70
SIL-20 C1	PRINCIPAL	QTZ	IVD	1	26			-2,5	245		4,17
SIL-20 C2	PRINCIPAL	ESF	2IA	IA			-21,4	-5,5	204,4		8,45
SIL-20 C2	PRINCIPAL	ESF	2IB	IA			-21,3	-7,7	208,6		11,08
SIL-20 C3	PRINCIPAL	QTZ	IA	3	10		-22,1	-4	189,3		6,41
SIL-20 C3	PRINCIPAL	QTZ	IB	3	20		-22,1	-0,9	146,1		1,57
SIL-20 C3	PRINCIPAL	QTZ	IIB	3	5		-22,7	-3,7	135,6		5,98
SIL-20 CN1	PRINCIPAL	QTZ	IF	2	26		-25,0				n,d
SIL-20 CN1	PRINCIPAL	QTZ	IG	2	15			-4,3			6,84
SIL-20 CN1	PRINCIPAL	QTZ	IIA	2	15				213,3		n,d
SIL-20 CN1	PRINCIPAL	QTZ	IIIA	2	12			-4,6	221,8		7,25
SIL-20 CN1	PRINCIPAL	QTZ	IIIB	2	12			-4,5			7,11
SIL-20 CN1	PRINCIPAL	QTZ	VA	2	18		-24,9	-4,9	185,5		7,66
SIL-20 CN1	PRINCIPAL	QTZ	VB	2	32		-25,0	-5	253,8		7,79
SIL-20 CN1	PRINCIPAL	QTZ	VC	2	21			-4,7			7,39
SIL-20 CN1	PRINCIPAL	QTZ	VIA	2	12		-24,2	-5	187,5		7,79
SIL-20 CN1	PRINCIPAL	QTZ	VIB	2	13		-24,1	-4,8	201,2		7,53
SIL-20 CN1	PRINCIPAL	QTZ	VIIA	2	15		-24,4	-4,7	234,2		7,39
SIL-20 CN1	PRINCIPAL	QTZ	VIIIB	2	14		-24,2	-4,7	235,3		7,39
SIL-20 CN1	PRINCIPAL	QTZ	VIIIA	2	12			-5,1			7,93
SIL-20 CN1	PRINCIPAL	QTZ	VIIIB	2	15			-4,7			7,39
SIL-20 CN1	PRINCIPAL	QTZ	VIIIC	2A	7			-1,1			1,90
SIL-17A C1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IA	1	20			-5,8	261,7		8,84
SIL-17A C1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIA	1	25			-5,3	232,5		8,19
SIL-17A C1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIA	1	15				275,9		n,d

AMOSTRA	VEIO		IF	FIA	Vg (%)	Vs(%)	Te	Tfgelo	Th	Tdec	% NaCl eq.
SIL-17A C1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIB	1	25			-6,2	218,5		9,34
SIL-17A C1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IVA	1	20			-6,1	283,6		9,21
SIL-17A C1	ANTIOQUEÑA	QTZ	VA	1	20			-6,5	251		9,70
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IA	1	35			-2,4	209		4,02
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IB	1	20			-2,8			4,64
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IC	1	15				209,5		n,d
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	ID	1A	20			-2,6	190,8		4,33
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IF	1	20			-2,1			3,54
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IG	1	15			-2,1			3,54
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IJ	1	17			-2,5			4,17
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IK	1	23			-4,8			7,53
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IL	1	25			-4,1			6,55
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IM	1A	15				181,1		n,d
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IN	1A	12				183,4		n,d
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IIIE	1	20			-4,2	316,8		6,70
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IIi	1	14			-2,5			4,17
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IIj	1A	16			-2,5	186,2		4,17
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IIIL	1	20			-4,3			6,84
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IIIM	1	15			-2,6			4,33
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IIIN	1	16			-2,9			4,79
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IIIA	1A	2				87		n,d
GC-6 C1	G. COLÔMBIA	QTZ	IIIB	1	15				201,3		n,d
SIL-19B C1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IA	2	10			-5,8	193,2		8,84
SIL-19B C1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIA	2	10			-6,6	215,6		9,82
SIL-19B C1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIB	2	10			-5,1			7,93
SIL-19B C1	ANTIOQUEÑA	QTZ	IIIC	2	25			-6,2	170,4		9,34
SIL-9C ESF	MANTO	ESF	2IA	IA	10		-24,7	-3			4,94
SIL-9C ESF	MANTO	ESF	2IIA	IA	9		-23,2	-3,3	189,3		5,39
SIL-9C ESF	MANTO	ESF	2IIB	IA	11			-5,9	192,5		8,96
SIL-9C ESF	MANTO	ESF	2IID	IA	12		-21,4	-3,6	212,7		5,84
SIL-9C ESF	MANTO	ESF	3IIIA	IA	9		-21,1	-2,6	188,2		4,33
SIL-9C ESF	MANTO	ESF	3IIIB	IIA	19		-22,6	-2,8	156		4,64
SIL-9C CN1	MANTO	ESF	IA-	IA	20			-3,5	224,6		5,69
SIL-9C CN1	MANTO	ESF	IB-	IA	15			-3,2			5,24
SIL-9C CN1	MANTO	ESF	IC-	IIA	15				183		n,d
SIL-9C CN1	MANTO	ESF	IB	IIA	20				172,9		n,d
SIL-9C CN1	MANTO	ESF	IIA	IIA	7			-2,2	164,1		3,70
SIL-9C CN1	MANTO	ESF	IIIC	IIA	7			-2	162,6		3,38
SIL-9C CN1	MANTO	ESF	IID	IIA	6			-2,1	164,6		3,54
SIL-9C CN1	MANTO	ESF	IIIE	IIA	6			-2	160		3,38
SIL-9C CN1	MANTO	ESF	IIIC	IIA	12				171		n,d
SIL-9C CN1	MANTO	ESF	IIID	IA	30			-3,7			5,98

AMOSTRA	VEIO	MINERAL	I F	FIA	Vg (%)	Vs(%)	Te	Tfgelo	Th	Tdec	% NaCl eq.
SIL-9C CN1	MANTO	ESF	IVA	IA	8				217,3		n,d
SIL-9C CN1	MANTO	ESF	IVC	IA	20			-3,2			5,24
SIL-9C CN1	MANTO	ESF	IVD	IIA	0			-2,2	163		n,d
SIL-9C CN1	MANTO	ESF	VIA	IIA	10			-1,9	162		3,22
SIL-9C CN1	MANTO	ESF	VIB	IIA	9			-2,1	161,1		3,54
SIL-9C CN1	MANTO	ESF	VIIA	IIA	11			-2			3,38
SIL-9C CN1	MANTO	ESF	VIIIB	IIA	9			-2	165		3,38
SIL-9C CN2	MANTO	ESF	IA	IA	17	23		-3,8	222,1		6,13
SIL-9C CN2	MANTO	ESF	IB	IA	13	21		-3,7	231,9		5,98
SIL-9C CN2	MANTO	ESF	IIA	IA	14	23		-3,8			6,13
SIL-9C CN2	MANTO	ESF	IIIA	IA	11	19		-4	232,3		6,41
SIL-9C CN2	MANTO	ESF	IIIB	IIA	8			-3,5			5,69
SIL-9C CN2	MANTO	ESF	IIIC	IA	16	13		-3,8			6,13
SIL-9C CN2	MANTO	ESF	IA-	IA	15				231,5		n,d
SIL-9C CN2	MANTO	ESF	IVA	IA	15			-3,6	226,7		5,84
SIL-9C CN2	MANTO	ESF	IVC	IA	12			-3,4	182,1		5,54
SIL-9C CN3	MANTO	ESF	IA	IA	6	1		-2,5	161,9		4,17
SIL-9C CN3	MANTO	ESF	IB	IA	6	0		-2,9			4,79
SIL-9C CN3	MANTO	ESF	IC	IA	6	0		-2,8			4,64
SIL-9C CN3	MANTO	ESF	IIA	IA	11	0		-2,8	183,9		4,64
SIL-9C CN3	MANTO	ESF	IIB	IA	6	0			174,1		n,d
SIL-9C CN3	MANTO	ESF	IIIA	IA	6				185,3		n,d
SIL-9C CN3	MANTO	ESF	IVA	IA	16				186,4		n,d
SIL-9C CN3	MANTO	ESF	IVC	IA	7		-23,6	-3,9			6,27
SIL-9C CN3	MANTO	ESF	VA	IA	10		-23,8	-3,5	171,6		5,69
SIL-9C CN3	MANTO	ESF	VIIA	IA	10				174,2		n,d
SIL-9C CN3	MANTO	ESF	VIIIA	IA	9		-23,6	-3,7	190,2		5,98

ANEXO 8. DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Amostra RP-4

Grão	Razão $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	error (%)	Razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	error (%)	rho	Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s (Ma)
004-Z2	0,15456278	1,79907831	0,02227514	1,45292123	0,80759199	142	2,04085897
003-Z1	0,15615978	2,03644312	0,02283408	1,28858322	0,6327617	146	1,8544236
022-Z13	0,16382696	2,19462514	0,02407372	1,90363135	0,86740615	149	2,88478213
010-Z6	0,16442381	1,70151956	0,02382403	1,23755439	0,72732305	150	1,85640361
023-Z14	0,1667912	1,93797218	0,02420097	1,47318532	0,76016846	152	2,24400183
027-Z16	0,16691045	1,38809603	0,02435989	1,12686652	0,81180732	152	1,72748186
046-Z26	0,16700182	1,63348205	0,02460306	1,34743052	0,82488235	152	2,08573009
028-Z17	0,16837184	2,23654051	0,02453607	1,08589575	0,48552474	153	1,67642508
035-Z21	0,16858898	1,53352295	0,02508821	0,99604501	0,64951425	153	1,57146805
042-Z25	0,17104412	1,92722689	0,02489607	1,077617	0,55915419	154	1,68746032
033-Z19N	0,17336942	2,05577917	0,02535244	1,86199856	0,90573861	154	2,96786538
048-Z28	0,17717069	1,86240447	0,02406649	1,4707491	0,78970445	154	2,22813434
040-Z23	0,18228624	2,06698591	0,02431577	1,48028645	0,71615701	155	2,26526027
034-Z20	0,18862483	2,15593829	0,02482236	1,57359776	0,72988999	155	2,45700738
029-Z18	0,19326829	2,62818409	0,02444855	1,46645327	0,55797205	155	2,25605391
047-Z27	0,19870107	2,14768656	0,02462006	1,21029882	0,56353606	155	1,87472285
016-Z10	0,19998383	2,30531247	0,02430719	1,31769467	0,57159048	156	2,01575429
024-Z15	0,20031095	2,89087958	0,02448229	1,69527231	0,58642094	156	2,61159149
041-Z24	0,20136013	2,48407657	0,02597927	1,20293837	0,48425978	156	1,96358599
009-Z5	0,20157941	2,96347772	0,02440845	1,40838325	0,47524678	156	2,16324726
021-Z12	0,23152531	3,40346706	0,02454284	2,50892766	0,73716819	157	3,87437001
039-Z22	0,23185464	4,95288205	0,02542158	0,92972463	0,18771386	157	1,48584183
017-Z11	0,1726917	2,39213111	0,02415831	1,20244615	0,50266733	158	1,82845077
011-Z7	0,11043205	7,34044075	0,02336354	1,24414825	0,16967605	159	1,89717617
015-Z9	0,17708186	2,36639062	0,02382582	1,57408429	0,66518362	160	2,36139109
006-Z4	0,17876315	4,38797954	0,02356522	1,23579367	0,28163159	161	1,83408788
030-Z19B	0,18128281	2,01262728	0,02525205	1,34630215	0,6689277	161	2,13760128
005-Z3	0,17336139	1,91534189	0,02334381	1,08010726	0,563924	162	1,58830996
012-Z8	0,17652157	2,04860251	0,02391367	1,28512593	0,62731834	165	1,93484804

Amostra SEG-16

Grão	Razão $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	error (%)	Razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	error (%)	rho	Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s (Ma)
006-Z4	0,17567903	2,85551813	0,02196908	2,11896338	0,74205916	140	2,93640409
016-Z9	0,21617385	3,50825401	0,02370294	2,77265846	0,79032432	151	4,13849845
023-Z15	0,16279946	5,64662547	0,02405337	1,69253145	0,29974211	153	2,56276214
045-Z27	0,17237627	2,0874232	0,02412585	1,91366691	0,91676039	154	2,90612199
017-Z11	0,1705209	1,77709736	0,02417492	1,53492917	0,86372824	154	2,33559491
041-Z25	0,18080864	2,31936482	0,02420521	1,81716966	0,78347729	154	2,76844321
046-Z28	0,16855214	1,75585892	0,02420781	1,53063559	0,87173039	154	2,33215466
005-Z3	0,18497219	2,75920105	0,02437599	2,32904084	0,84409972	155	3,57271306
030-Z19	0,17281924	1,4400707	0,02444809	1,23735038	0,85922891	156	1,90355676
033-Z20	0,18454596	2,70100992	0,02445113	1,8441685	0,68276998	156	2,83743842
022-Z14	0,17601015	4,54870579	0,02467242	2,9618984	0,65562737	160	4,66882225
028-Z17	0,17486125	1,98951003	0,02522487	0,87537813	0,43999684	161	1,38842922
015-Z8	0,17895057	3,03150417	0,02523619	2,60625957	0,85972488	161	4,13557289
034-Z21	0,19497379	1,47278266	0,02524022	1,08294972	0,73530858	161	1,71867606
009-Z5	0,18009346	1,69410172	0,02535112	1,42975451	0,84396025	161	2,27878988
003-Z1	0,18542792	1,27750047	0,0255067	1,00019817	0,7829337	162	1,60368828
040-Z24	0,18534661	1,65372272	0,0255233	1,35680628	0,82045573	162	2,17684435
029-Z18	0,18925179	2,38921695	0,02552659	1,14807098	0,48052186	162	1,84218296
010-Z6	0,18731059	1,55931781	0,025574	1,1840797	0,75935752	163	1,90340332
039-Z23	0,18905364	3,07909581	0,02515054	1,97933944	0,64932846	164	3,20304869
035-Z22	0,19926758	2,30113928	0,02583104	1,7977593	0,78124749	164	2,91820557
011-Z7	0,19453408	1,78442767	0,02614221	1,18527901	0,66423483	166	1,94658588
018-Z12	0,15412132	2,44831503	0,02389325	1,45638972	0,61883065	168	2,40893799
027-Z16	0,24008382	0,98872354	0,02654271	0,90760323	0,91795451	169	1,51280362
004-Z2	0,11198899	3,29843745	0,02437171	1,24701899	0,38015449	161	1,98284279
042-Z26	0,21277476	2,51573328	0,02547242	1,47935691	0,58804203	162	2,36884881