

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



GE 001 - Trabalho de Conclusão de Curso

Tipos e distribuição da alteração hidrotermal no prospecto aurífero de Chapi Chiara Departamento de Puno – Sul do Peru

Adriano Rueda Martins

Orientador: Prof.º Dr. Roberto Perez Xavier

Campinas Julho de 2012



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



GE 001 - Trabalho de Conclusão de Curso

Tipos e distribuição da alteração hidrotermal no prospecto aurífero de Chapi Chiara Departamento de Puno – Sul do Peru

Adriano Rueda Martins

Trabalho de Conclusão de Curso para obtensão de Título de Bacharel em Geologia pelo Instituto de Geociências da Unicamp.

Orientador: Prof.º Dr. Roberto Perez Xavier

Comissão Examinadora

Prof.º Dr. Elson Paiva de Oliveira Prof.ª Dr.ª Maria José Maluf de Mesquita

> Campinas Julho de 2012

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus, pela saúde e inteligência e por nos dar a oportunidade de evoluir e aprender sempre.

Ao meu pai Hélio, por apoiar e acreditar sempre. Dedico este trabalho a minha mãe Dalva Helena Rueda Martins (*in memoriam*) e irmã Anita Rueda Martins (*in memoriam*), que não puderam estar presentes durante sua produção, mas espero tê-las feito sentir orgulho independente de qualquer coisa e onde estiverem.

Deixo aqui os agradecimentos especiais a toda família Mozena, D. Izabel e Sr. Angelo, Helen e Henrique, João e Aurea, Erika e André, Michele e Heitor, Angelo e Michelle, e aos queridos sobrinhos Luigi, Klaus, Lucas e Ícaro, que ao longo desses últimos sete anos tem tornado minha vida mais feliz e ensinado a importância da união e carinho incondicionais, muito obrigado por todo apoio.

Agradeço também a empresa *Gold Fields*, que através de Francisco de Azevedo (Chico) apoiou e possibilitou a realização deste trabalho, além das amigas Gabriela e Lívia, por tantos bons momentos no dia a dia do estágio. Um obrigado também a Eng. Geóloga Teresa Guevara e sua equipe que me acompanharam durante o trabalho de campo.

Um agradecimento especial ao Prof.º Dr. Roberto Perez Xavier pelas sempre ótimas sugestões e orientações e por acreditar em mim e apoiar este trabalho.

Aos outros professores que de alguma forma influenciaram minha formação e auxiliaram de algum modo na produção deste estudo.

Agradeço aos amigos Gustavo Melo, Giseli Ramos, Rodrigo Miotto (Tio), Bruno Figuinha, Aline Belila, Daniele Penteado por serem os melhores companheiros durante todos esses anos de convívio em campos, estudos, festas e tudo que fizemos juntos. Obrigado também a todos os alunos da turma de 2007 que fizeram dessa turma a melhor de todas.

Continuando os agradecimentos aos amigos, fica aqui o agradecimento especial às minhas "filhas" Nádia, Marcela, Yara e Paulinha, pelos ótimos sábados, domingos e dias e dias de estudos em minha casa, mostrando que a amizade pode ser convertida nas formas mais belas de irmandade e amor.

Agradeço aqui aos funcionários e técnicos do Instituto de Geociências da UNICAMP, que de alguma forma contribuíram para minha formação acadêmica. Em especial agradeço ao Dailto e a Lúcia pela ajuda com as análises necessárias para a realização deste trabalho e a nossa querida secretária da Graduação Josefina (Jô) por sempre ter a solução dos problemas dos alunos desse Instituto.

Por ultimo e mais importante, agradeço a Izabel Mozena, por todos esses anos de amor, carinho e dedicação para construirmos nossa história. Obrigado por todos os exemplos de superação, por sempre me colocar nos caminhos certos e me tornar sempre uma pessoa melhor. Além de ser a principal culpada pela minha escolha profissional e que hoje me faz, mais do que nunca, ao fim desse trabalho, um homem realizado. A você meu muito obrigado, meu amor eterno e minha vida. Te amo.

Sumário

Resumo	vii
Capítulo 1 — Apresentação	1
1.1. Introdução	1
1.2. Justificativa do tema	2
1.3. Objetivos	2
1.4. Materiais e Métodos	3
(i) Revisão Bibliográfica	3
(ii) Trabalho de Campo	
(iii) Espectroscopia de Reflectância	
(iv) Estudo petrográfico	4
(v) Difratometria de Raios-X	5
Capítulo 2 – Geologia Regional do Peru	6
2.1. Contexto Geológico da Região Andina	6
2.2. Contexto Geológico do sul do Peru	10
Capítulo 3 – Depósitos Metálicos do Sul do Peru	12
3.1. Evolução tectônica e metalogênese no sul do Peru	12
(i) Bloco Atico-Mollendo-Tacna	
(ii) Bloco Puquio-Caylloma	
(iii) Bloco Andahuaylas-Yauri	14
(iv) Bloco Altiplano Ocidental	14
(v) Bloco Altiplano Oriental	15
3.2. Depósitos Epitermais na região de Chapi Chiara	17
Capítulo 4 – O Prospecto Aurífero de Chapi Chiara	20
4.1. Unidades Litológicas	22
(i) Derrames Andesíticos	22
(ii) Domos	24
(iii) Depósitos Piroclásticos	26
(iv) Tufo silicificado (Silica Cap)	29
(v) Brecha Hidrotermal	30
Capítulo 5 – Sistema Hidrotermal de Chapi Chiara	31
5.1. Minerais de alteração hidrotermal	31
(i) Espectroscopia de Reflectância	31
a. Difratometria de Raios-X	37
5.2. Distribuição Espacial da alteração hidrotermal	42

Trabalho de Conclusão de Curso – Adriano Rueda Martins

(i) Domínio da Alteração Argílica	42
(ii) Domínio da Alteração Argílica Avançada	44
(i) Domínio da Silicificação	48
Discussão e Conclusões Gerais	50
Implicações para a exploração mineral	51
Comparação com outros depósitos epitermais de alta sulfetaçã	ío51
Referências Bibliográficas	53
ANEXO A – Mapa dos pontos amostrais com os rótulos do princ	cipal mineral
hidrotermal reconhecido	56

Índice de Figuras

Figura 1 – Gráfico da produção aurífera mundial no ano de 2010 (modificado de	
DNPM, 2011).	1
Figura 2 - Área de estudo em perspectiva 2,5 D da composição colorida falsa-cor das	,
bandas 7, 3, 1 (RGB) do sensor ASTER integrada com o modelo digital de elevação	
derivado deste mesmo sensor. No detalhe a localização dos prospectos no sul do Peru	
Figura 3 – Localização da Cordilheira dos Andes e suas subdivisões	8
Figura 4 – Mapa das unidades morfo-estruturais do Peru.	9
Figura 5 – Mapa geológico regional com área do prospecto estudado	11
Figura 6 – Mapa Metalogenético do sul do Peru	16
Figura 7 – (a) Foto panorâmica de um dos segmentos do prospecto aurífero de Chapi	
Chiara, notar ao fundo as sequências andesíticas que dividem a área. (b) Área de maio	r
alteração hidrotermal no segundo segmento da área do prospecto	20
Figura 8 – Mapa Geológico do Prospecto Aurífero de Chapi Chiara. Escala 1:25.000.	.21
Figura 9 – Derrames andesíticos sub-horizontais que sustentam a paisagem do	
prospecto aurífero de Chapi Chiara.	22
Figura 10 – Unidade de andesitos do prospecto de Chapi Chiara	23
Figura 11 – Prancha de fotomicrografia da unidade de andesitos	24
Figura 12 – Domo dacítico que ocorre na região do prospecto de Chapi Chiara	24
Figura 13 – Modo de ocorrência e características texturais do dacito pórfiro	25
Figura 14 – Diagrama QAP de classificação de rocha ígneas	26
Figura 15 – Afloramento de tufos na área do prospecto Chapi Chiara	26
Figura 16 – Aspectos texturais da unidade de tufos	27
Figura 17 – Afloramento de <i>lapilli</i> tufo, com limite entre as unidades indicados	28
Figura 18 – Modos de ocorrência e aspectos texturais da unidade <i>lapilli</i> tufo	29
Figura 19 – Modo de ocorrência e aspectos texturais dos tufos silicificados	30
Figura 20 - Espectros dos minerais do grupo da caulinita comparados com a bibliotec	ca
da USGS	33
Figura 21 – Espectros da alunita comparados com a biblioteca da USGS. a) espectros	3
dos minerais interpretados como alunita(K); b) espectros dos minerais interpretados	
como alunita (Na).	34
Figura 22 – Espectros dos minerais interpretados como montmorilonita comparados	
com a amostra da biblioteca da USGS.	35
Figura 23 - Espectros dos minerais interpretados como jarosita comparados com a	
amostra da biblioteca da USGS.	36
Figura 24 - Mapa dos pontos amostrais dos quais foram analisadas as curvas espectra	
e interpretados os minerais da assembleia hidrotermal.	37
Figura 25 – Difratograma da amostra CPC003. Picos diagnósticos de caulinita (C),	
montmorilonita (M), dickita (D) e quartzo (Q) foram identificados	38
Figura 26 – Difratograma da amostra CPC010. Picos diagnósticos de caulinita (C),	
montmorilonita (M), quartzo (Q) foram identificados.	38
Figura 27 – Difratograma da amostra CPC030. Picos diagnósticos de caulinita (C),	
quartzo (Q) foram identificados.	38
Figura 28 – Difratograma da amostra CPC063. Picos diagnósticos de alunita (A),	
quartzo (Q) foram identificados.	38
Figura 29 – Difratograma da amostra CPC080. Picos diagnósticos de vermiculita (V)),
montmorilonita (M), alunita (A), quartzo (Q), pirofilita (P) foram identificados	39
Figura 30 – Mapa de Domínios da Alteração Hidrotermal de Chapi Chiara	41
Figura 31 – Prancha de fotografia e fotomicrografias da alteração argílica	43

Figura 32 – Ocorrências da brecha hidrotermal na área de estudo
Figura 33 – Prancha de fotografia e fotomicrografias da brecha monomítica clasto
suportada
Figura 34 – Prancha de fotografias e fotomicrografias da ocorrência de barita e da
assembleia mineral alunita + quartzo
Figura 35 – Prancha de fotomicrografias da assembléia mineral da alteração argílica
avançada
Figura 36 – Mineralizações
Figura 37 – Distribuição esquemática da alteração hidrotermal associada com depósitos
de baixa e alta sulfetação. Temperaturas de estabilidade de minerais hidrotermais
comuns em ambientes epitermais, organizando-os segundo sua estabilidade com relação
ao pH (modificado de Hedenquist et al., 1996)

Índice de Tabelas

Tabela 1 – Síntese da informação referente aos seis cinturões metalogenéticos ao long	go
do Bloco Atico-Molendo-Tacna, de acordo com compilação feita de Acosta et al.	
(2010), Quispe et al. (2008) e Carlotto et al. (2009)	13
Tabela 2 – Síntese da informação referente aos 4 cinturões metalogenéticos ao longo	do
Bloco Puquio-Caylloma, de acordo com compilação feita de Acosta et al. (2010),	
Quispe et al. (2008) e Carlotto et al. (2009)	14
Tabela 3 – Síntese da informação referente ao cinturão metalogenético ao longo do	
bloco Andahuaylas-Yauri, de acordo com compilação feita de Acosta et al. (2010),	
Quispe et al. (2008) e Carlotto et al. (2009)	14
Tabela 4 – Síntese da informação referente ao cinturão metalogenético ao longo do	
bloco Altiplano Ocidental, de acordo com compilação feita de Acosta et al. (2010),	
Quispe <i>et al.</i> (2008) e Carlotto <i>et al.</i> (2009)	15
Tabela 5 – Síntese da informação referente ao cinturão metalogenético ao longo do	
bloco Altiplano Oriental, de acordo com compilação feita de Acosta et al. (2010),	
Quispe <i>et al.</i> (2008) e Carlotto <i>et al.</i> (2009)	15
Tabela 6 – Principais características dos tipos e subtipos de depósitos epitermais	
(Sillitoe & Henderquist, 2003).	18
Tabela 7 – Minerais identificados em cada amostra através da ferramenta TSA do TC	ЗS
Pro	31
Tabela 8 – Composições químicas dos principais minerais caracterizados	
T	32
Tabela 9 – Comparação entre os minerais obtidos através da análise dos espetros das	
amostras e das análises por difratometria de raios-X.	39

Resumo

O Peru se destaca por concentrar uma grande quantidade de depósitos metálicos, em particular de mineralizações auríferas que o tornaram o maior produtor deste metal na América do Sul. Grande parte desta produção aurífera provém de depósitos epitermais de alta sulfetação alojados em cinturões metalogenéticos do Mioceno.

Na região sul do Peru, um prospecto denominado Chapi Chiara vem sendo investigado pela empresa *Gold Fields*, mostrando ocorrências de ouro em rochas vulcânicas do Mio-Plioceno, associadas a um sistema de paleo-estratovulcões. O estudo deste prospecto incluindo a identificação dos principais litotipos, os tipos de alteração hidrotermal e sua distribuição espacial, na tentativa de reconstituir o sistema hidrotermal e identificar guias de exploração foram os objetivos principais desse trabalho.

Por meio de relações de campo, juntamente com o uso da petrografia convencional, espectroscopia de reflectância e difratometria de raios-X, três domínios de alteração hidrotermal foram identificados: Domínio I, com alteração argílica (montmorilonita + caulinita ± sílica ± jarosita ± alunita) predominante; Domínio II, caracterizado por alteração argílica avançada (alunita + dickita + sílica ± rutilo ± jarosita ± diásporo ± gipso); e Domínio III com silicificação (sílica + caulinita). Em conjunto, essas assembléias de alteração hidrotermal e seu zoneamento, com silicificação envolta por extenso halo de alteração argílica avançada e argílica, caracterizam Chapi Chiara como um sistema epitermal de alta sulfetação.

As assembléias dos minerais das alterações hidrotermais indicam condições de pH ácidas, estimando-se temperaturas no intervalo de 200°C - 300°C para o sistema hidrotermal.

A identificação dos tipos de alteração hidrotermal e sua distribuição espacial trouxeram importantes subsídios para a reconstituição do sistema hidrotermal, além de suas diferenças e similaridades com os outros depósitos do tipo epitermal de alta sulfetação.

Capítulo 1 – Apresentação

1.1. Introdução

A região da Cordilheira dos Andes é uma importante fonte de algumas das principais *commodities* minerais, como Au, Ag, Cu, Zn, Sn (Quispe *et al.*, 2008). Neste contexto, o Peru se destaca por concentrar uma grande quantidade de depósitos metálicos, em particular as mineralizações auríferas que o tornaram o maior produtor deste metal na América do Sul (Fig. 1) e o sexto maior no mundo, produzindo 62 t do total de 2.652 t, segundo dados da produção de ouro em 2010 (DNPM, 2011).

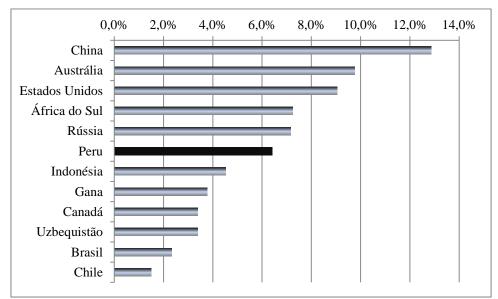


Figura 1 – Gráfico da produção aurífera mundial no ano de 2010 (modificado de DNPM, 2011).

Grande parte desta produção aurífera provém de depósitos epitermais de alta sulfetação alojados em cinturões metalogenéticos do Mioceno (Acosta *et al.*, 2010).

Segundo Acosta *et al.* (2010), a região sul do Peru detêm alguns dos maiores depósitos do país, como os depósitos de Tucari, Arasi, Santa Rosa, Mañazo, e a recente descoberta, em 2010, do depósito de Canauhire (Projeto Chucapaca) pelas empresas *Gold Fields* e *Compañia de Minas Buenaventura*, caracterizado por mineralizações de Au (Cu-Ag) hospedadas em rochas sedimentares e brechas freáticas e freatomagmáticas (Santos *et al.*, 2011).

Nesta mesma região do Peru, outro alvo potencial, denominado prospecto Chapi Chiara, vem sendo investigado pela empresa *Gold Fields*, mostrando ocorrências de ouro em rochas vulcânicas do Mio-Plioceno, associadas a um sistema de paleo-estratovulcões, formado também por outros dois prospectos vizinhos, Cerro Millo e San Antonio Esquilache, locais onde há ocorrências de ouro e cobre (Fig. 2).

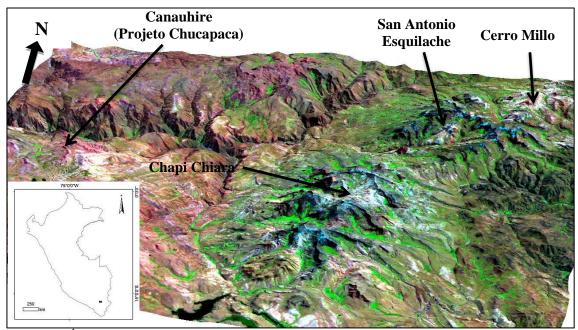


Figura 2 - Área de estudo em perspectiva 2,5 D da composição colorida falsa-cor das bandas 7, 3, 1 (RGB) do sensor ASTER integrada com o modelo digital de elevação derivado deste mesmo sensor. No detalhe a localização dos prospectos no sul do Peru.

As ocorrências de ouro no prospecto Chapi Chiara estão associadas à forte alteração hidrotermal, classificada como argílica e argílica avançada, característico de depósitos epitermais de alta sulfetação (Sillitoe, 1993). O foco deste trabalho centralizase na caracterização e distribuição destas alterações no prospecto, envolvendo suas relações de campo e técnicas como espectroscopia de reflectância, difratometria de raios X e petrografia, na tentativa de delimitar zonas de maior alteração hidrotermal que possam ser usadas como guias na prospecção mineral.

1.2. Justificativa do tema

Este estudo poderá fornecer importantes subsídios para a reconstituição do sistema hidrotermal do prospecto aurífero de Chapi Chiara, através da caracterização de detalhe da alteração hidrotermal, sendo um importante guia para a exploração mineral.

1.3. Objetivos

O estudo proposto tem como objetivo definir os tipos de alteração hidrotermal e sua distribuição espacial nos litotipos hospedeiros do prospecto aurífero de Chapi Chiara, tendo como meta a identificação de guias de exploração para esses tipos de depósitos nessa região do sul do Peru.

1.4. Materiais e Métodos

Para a realização dos objetivos foram empregados os seguintes métodos:

(i) Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica foi realizada durante todo o desenvolvimento da pesquisa, enfocando depósitos epitermais de ouro do Peru e de outras províncias mundiais, assim como os tipos e estilos de alteração hidrotermal desses e de outros tipos de depósitos de ouro.

(ii) Trabalho de Campo

O trabalho de campo foi realizado na área do prospecto aurífero de Chapi Chiara no período entre 03 e 18 de setembro de 2011 e consistiu no recohecimento dos principais litotipos da área do prospecto, assim como dos tipos de alteração hidrotermal e sua distribuição em relação as zonas mineralizadas. Para isto foi planejado o caminhamento ao longo de dois perfis principais, um aproximadamente E-W e outro aproximadamente N-S, nos quais foi realizada coleta de amostras, enfocando uma prévia separação entre amostras não hidrotermalizadas, com alteração hidrotermal moderada e rochas com forte alteração hidrotermal.

O trabalho de campo foi acompanhado pela equipe de exploração da empresa *Gold Fields*, chefiados pela Engenheira Geóloga Teresa Guevara e sua equipe de técnicos e auxiliares de campo, que realizavam os trabalhos de prospecção geoquímica e mapeamento em detalhe da área do prospecto e região.

(iii) Espectroscopia de Reflectância

A análise do comportamento espectral por espectroscopia de reflectância foi uma técnica empregada em 81 amostras coletadas em campo, para a identificação dos minerais da assembleia de alteração hidrotermal da área de estudo.

Esta técnica é adequada para analisar argilominerais, filossilicatos, sulfatos e carbonatos, devido às vibrações ativas das ligações interatômicas destes minerais na região do infravermelho, portanto pode ser aplicada para o mapeamento das variações mineralógicas presentes dentro de sistemas hidrotermais (Thompson *et al.*, 1999).

Para isso, as oitenta e uma amostras foram submetidas a leituras de curvas espectrais utilizando-se o espectrorradiômetro portátil TerraSpecTM, desenvolvido pela ASD, cedido pela empresa *Gold Fields* ainda na etapa de campo.

Este instrumento é caracterizado por um conjunto de 512 detectores de silício associados à faixa espectral de 350 a 1000 nm (VNIR), e outros dois conjuntos de detectores de InGaAs relacionados com o intervalo espectral de 1000 a 1800 nm (SWIR 1) e de 1800 a 2500 nm (SWIR 2) (TerraSpec Explorer 2011).

Os espectrorradiômetros de reflectância são instrumentos que realizam medidas do Fator de Reflectância (FR), sendo este fator uma razão (medida em porcentagem) da medida da reflectância tomada do alvo sobre a medida da reflectância tomada na placa de referência.

O TerraSpecTM utiliza a placa Spectralon® da Labsphere Inc. como placa de referência. Esta placa é constituída de politetrafluoretileno e halon sinterizado e se comporta como um corpo lambertiano, pois se caracteriza por uma refletividade muito próxima a 100% na faixa espectral de 350 a 2500 nm e uniforme em todas as direções (TerraSpec Explorer 2011). Após a calibração do equipamento com a placa de referência são feitas as medidas espectrais das amostras.

Posteriormente os espectros foram analisados de duas formas diferentes: no software TSG PRO (The Spectral Geologist Professional); e através da ferramenta Spectral Analyst, parte do aplicativo de software ENVI 4.7. Ambas as ferramentas comparam as curvas espectrais obtidas nas leituras das amostras coletadas no campo com as curvas espectrais contidas em suas bibliotecas espectrais. Dessa maneira foi possível separar amostras que continham minerais de alteração hidrotermal das que não continham e fazer uma primeira caracterização dos minerais da alteração hidrotemal.

(iv) Estudo petrográfico

Estudos petrográficos em luz transmitida e refletida foram desenvolvidos no Laboratório de Microscopia e Microtermometria do Instituto de Geociências da UNICAMP, em 19 lâminas delgadas polidas confeccionadas a partir das amostras coletadas em campo.

Esses estudos visaram à caracterização dos litotipos com diversos graus de alteração hidrotermal da área do prospecto aurífero de Chapi Chiara; identificação dos minerais da alteração hidrotermal e sua relação com os protólitos; além das relações texturais entre os minerais de minério e a ganga.

(v) Difratometria de Raios-X

A difratometria de raios-X corresponde a uma das principais técnicas de caracterização de materiais cristalinos. Baseia-se na medida da emissão de raios-X que ocorre quando um átomo retorna do estado de excitação para o estado normal, com a transição de elétrons de orbitais externos (Cullity, 1978; Skoog *et al.*, 2002)

Quando os raios-X são espalhados pelo ambiente ordenado de um cristal, ocorre a interferência entre os raios espalhados, ocorrendo difração. Considerando-se dois ou mais planos de uma estrutura cristalina, as condições para que ocorra uma difração de raios-X vão depender da diferença do caminho percorrido pelos raios-X e o comprimento de onda da radiação incidente. Esta condição é expressa pela lei de Bragg:

$$n\lambda = 2dsen\theta$$

onde, λ corresponde ao comprimento de onda da radiação incidente, n é um número inteiro (ordem da difração), d é a distância interplanar para o conjunto de planos cristalográficos e θ é o ângulo de incidência dos raios-X (Skoog *et al.*, 2002).

Foi utilizado o método do pó, que utiliza a amostra total. Para a preparação da amostra foram realizadas as seguintes etapas:

- Quebra das amostras com uso de marreta;
- Britagem em britador de mandíbulas;
- Moagem em moinho de bolas de ágata;

Estas etapas foram realizadas no Laboratório de Preparação de Amostra de Geoquímica do Instituto de Geociências da UNICAMP.

Foi utilizado para analises de pó o sistema de difração de raios-X fabricado pela Bruker AXS, o difratometro D2 PHASER com ânodo de Cu e potencia de 30kV, goniômetro theta/theta e detector linear LYNXEYE para analises, sendo as analises efetuadas no modo reflexão.

Foram selecionadas cinco amostras representativas da alteração hidrotermal que foram também analisadas por difratometria de raios-x, afim de confirmar os resultados da espectrometria de reflectância.

A interpretação dos dados foi feita através do *software* EVA, desenvolvido pela BRUKER, que compara os dados medidos com uma biblioteca de difratogramas.

Capítulo 2 – Geologia Regional do Peru

2.1. Contexto Geológico da Região Andina

A margem continental oeste da América do Sul é dominada por cadeias de montanhas ao longo de mais de 8000 km e que ultrapassam os 6000 m de altitude, sendo a feição típica do orógeno Andino (Ramos, 1999). O soerguimento da Cordilheira Andina acima do nível do mar começou há cerca de 30 Ma e resultou dominantemente do espessamento crustal produzido pelo encurtamento horizontal da litosfera da placa Sul Americana devido à convergência das placas de Nazca e Sul Americana. É caracterizada como a maior cadeia de montanhas não-colisional do mundo (Neves, 2008).

Quando analisada em detalhe, fica evidente uma variedade de processos que ocorrem ao longo de sua extensão, mostrando a interação de processos tectônicos e formação de rochas magmáticas, deformação e origem de bacias sedimentares, entre outros. Esta variedade de processos geológicos tem produzidos distintos segmentos ao longo dos Andes, com diversas características tectônicas (Ramos, 1999).

Muitos autores têm analisado a cordilheira Andina e proposto diferentes classificações geológicas, mas Gansser (1973) foi o primeiro a propor uma classificação baseada nas diferenças tectônicas de primeira ordem ao longo dos principais segmentos dos Andes, subdividindo-o nos setores Norte, Central e Sul (Fig. 3).

A porção Norte dos Andes marca uma importante acresção de crosta oceânica durante o Jurássico, Cretáceo e Paleógeno. Como resultado esta é uma região complexa, refletindo interações entre as placas Farallon/Cocos, Nazca, Caribenha e Sul Americana (Neves, 2008). Dessa forma, a Cordilheira Ocidental da Colômbia e Equador é constituída principalmente de um embasamento oceânico que está relacionado à obducção de ofiolitos durante a acresção com importante deformação e metamorfismo, e em alguns casos até rochas de fácies xisto azul são encontradas (Ramos, 1999).

Os Andes Centrais são caracterizados pelas maiores elevações, com altitude média de 4 km e 350-400 km de largura, sendo o segundo maior platô orogênico do mundo (Neves, 2008). Está localizado entre o Golfo de Guayquil (4°S) e o Golfo de Penas (46°30'S) e é um típico orógeno andino, cuja tectônica foi dirigida pela subducção e dentro do qual vários setores gravam uma complexa história tectônica, gerada por alterações na geometria da zona Wadatti-Benioff (Ramos, 1999), dividindo os Andes Centrais em setor Norte, Oroclínio Central e Sul (Fig. 3).

A geologia do setor Norte dos Andes Centrais, ao norte de Arequipa (Peru) em aproximadamente 14°S é resultado de tectônica extensional e subducção durante o Mesozóico Inferior, com subsequente compressão e migração do magmatismo e deformação no sentido do Andes Peruanos. Posteriormente há o desenvolvimento de subducção rasa nos últimos 5 Ma, sendo caracterizado por ausência de magmatismo e tectônica pelicular (Ramos, 1999; Neves, 2008).

O setor central dos Andes Centrais, denominado Oroclínio Central, compreende o sul do Peru, Bolívia, norte do Chile e noroeste da Argentina (14°S a 27°S) e correlaciona-se com o local onde a placa de Nazca tem um mergulho de cerca de 30°, caracterizada por uma subducção normal e um arco vulcânico ativo. Variações da geometria da zona Wadatti-Benioff durante o Neógeno foi responsável por extenso arco magmático durante o Mioceno e assim os altos gradientes geotérmicos favoreceram a plasticidade da crosta inferior e posteriormente o soerguimento da Cordilheira Oriental (Ramos, 1999).

A área de estudo se concentra na área do oroclínio central, que é caracterizada por intenso espessamento de crosta continental, refletindo uma origem relacionada com uma variedade de arcos magmáticos cuja composição das rochas ígneas formadas a partir do processo de subducção da placa de Nazca sob a placa Sul-Americana é variável espaço-temporalmente (Fig. 3).

A época de maior espessamento crustal e soerguimento desta região andina se iniciou a partir do Oligoceno (~30 Ma), e a espessura atualmente registrada ultrapassa 70 km (Mamani *et al.*, 2009).

O setor sul dos Andes Centrais é mais variável que os demais. Há ocorrência de uma faixa de subducção rasa (27°-33°30'S), com forte deformação, que o divide na Cordilheira Superior, Pré-Cordilheira e Serras Pampeanas. Esses blocos foram soerguidos durante a suavização da subducção rasa, desde o Mioceno Superior. Ao sul deste seguimento, os Andes são caracterizados pela Cordilheira Principal.

A porção sul, ou Andes do Sul (46°30'-52°) se desenvolve ao sul da junção tríplice, formada como resultado do soerguimento associado à colisão da cadeia meso oceânica do Pacífico em vários segmentos da Cordilheira. Nessa porção dos Andes está concentrada a deformação transcorrente do antearco, com desenvolvimento de importantes cinturões de empurrões e dobramentos ao longo da zona de antepaís Patagoniana (Ramos, 1999) (Fig. 3).

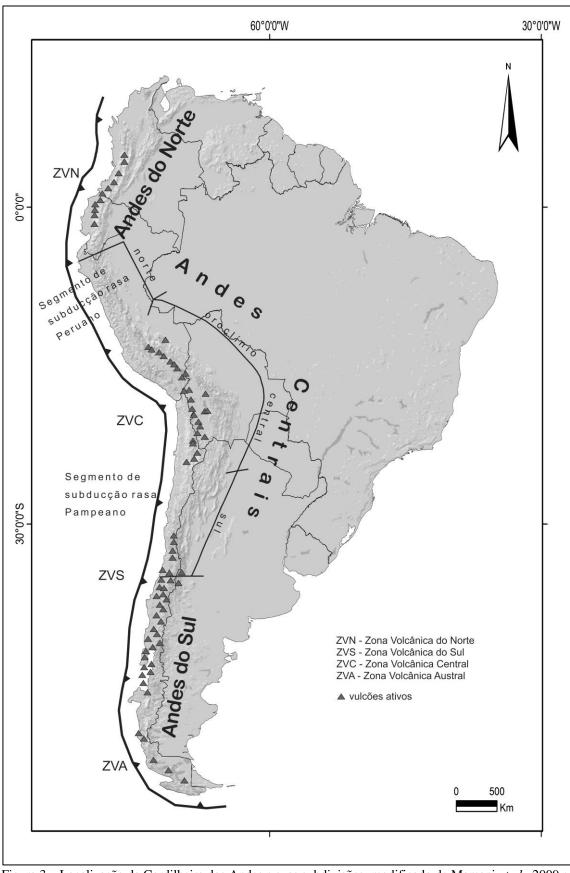


Figura 3 – Localização da Cordilheira dos Andes e suas subdivisões, modificado de Mamani *et al.*, 2009 e Ramos, 1999.

Do ponto de vista geográfico e morfoestrutural, a Cordilheira dos Andes, em território peruano, tem sido modelada pela erosão de grandes rios, formando cadeias montanhosas separadas por vales longitudinais, sendo então separadas em Cadeia da Costa, Cordilheira Ocidental, Cordilheira Oriental, Faixa Subandina e Planície Amazônica, além de faixas estreitas denominadas: Planície Pré-andina, Vales Interandinos, Bacia do Titicaca e a Franja de Cones Vulcânicos, que se inserem nos domínios principais (Lecaros *et al.*, 2000) (Fig. 4).

A área de estudos está inserida no domínio da Cordilheira Ocidental, que é a parte mais elevada do Sistema Andino. Ela está separada da Cordilheira Oriental pelos Vales Interandinos e a depressão da Bacia do Titicaca, relacionados à sistema de falhas longitudinais andinos. Na porção sul do país, as cordilheiras se juntam formando uma região chamada de Altiplano, com 30 Km de largura e 500 Km de comprimento. Essa região é formada principalmente por sedimentos mesozoicos sobre um embasamento paleozóico, que hospeda a Franja de Cones Vulcânicos, onde se encontram vulcões ativos que registram uma etapa piroclástica. Há ainda vulcões que perderam sua forma devido à erosão glacial quaternária. O vulcanismo está representado por lavas andesíticas e material piroclástico de composição ácida.

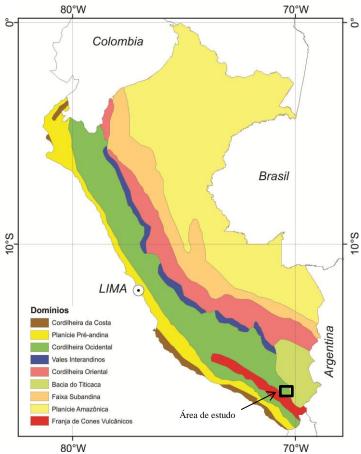


Figura 4 – Mapa das unidades morfo-estruturais do Peru (modificado de Lecaros et al., 2000).

2.2. Contexto Geológico do sul do Peru

Na região da área de estudo, localizada no sul do Peru, as principais unidades geológicas identificadas e mapeadas por INGEMMET (2011) foram formadas entre os períodos Paleógenos e Neógenos, e podem ser observadas na Figura 5.

As rochas mais antigas da região correspondem ao Grupo Tacaza, que compreende fluxos andesíticos, tufo, brecha vulcânica e arenito vulcanoclástico, com idades variando do Oligoceno ao Mioceno. Estas rochas se encontram em discordância em relação às rochas mesozóicas (Grupo Yura) e do Grupo Puno, que formam o embasamento das unidades sobrejacentes (Lecaros *et al.*, 2000). Este grupo está associado com o evento Tacaza do qual foi originado o arco magmático homônimo, de acordo com a compilação feita por Mamani *et al.* (2009). Na área de estudo, o Grupo Tacaza está disposto, predominantemente, no setor leste (Fig. 5).

Posterior a este evento, ocorre o Evento Sillapaca (14-12 Ma) seguido da formação de rochas vulcânicas e sedimentares lacustres do Grupo Maure, unidade que separa os eventos Sillapaca e Barroso (Lecaros *et al.*, 2000).

O Grupo Maure abrange rochas sedimentares formadas em ambiente lacustre (ex: calcário, arenito, siltito) intercaladas com lavas, ignimbritos, brechas vulcânicas e tufos de composição dacítica a traquiandesítica com idade entre 11 e 8 Ma (Mioceno) (Marocco & Del Pino, 1966 e Palácios *et al.*, 1993).

O Grupo Maure se encontra em discordância erosional em relação às rochas do Grupo Tacaza e está exposto nas partes leste e oeste da área de estudo (Fig. 5).

Alguns autores colocam a Formação Sencca e a Formação Capillune no Grupo Barroso (Morche & Santos, 2009), sendo que a Formação Sencca corresponde a uma sequência de *lapilli* tufos de composição riodacíticas, enquanto que a Formação Capillune corresponde a uma sequencia lacustre, sendo formada por conglomerado, arenito, calcário e argilito intercalados com níveis de rochas piroclásticas. De acordo com Sanchéz & Lecaros (1995), as rochas destas formações possuem idade na transição do Mioceno ao Plioceno. Estas formações foram mapeadas na parte leste da área do prospecto Chapi Chiara (Fig. 5).

A Formação Barroso Inferior, também pertencente ao Grupo Barroso, é formada por rochas derivadas de derrames andesíticos, piroclásticos, além de haver brechas vulcânicas e bancos de tufos riolíticos esbranquiçados. A origem deste grupo está associada ao intervalo de 6,7 a 5,0 Ma (Palácios *et al.*, 1993 e Sanchéz & Lecaros, 1995) e é relacionada ao Evento Barroso que foi o responsável pela configuração

morfológica da Cordilheira Ocidental no sudoeste do Peru (Lecaros *et al.*, 2000). As rochas do Grupo Barroso também estão associadas ao registro de paleo-estratovulcões bem preservados e inseridos, preferencialmente, no setor central da área de estudo (Fig. 5).

Concomitantemente aos eventos magmáticos mencionados, também ocorreram intrusões ígneas (dioríticas e andesíticas) durante os períodos Paleógeno e Neógeno. Estas rochas intrudem, preferenciamente, as rochas dos grupos Tacaza, Maure e Barroso na área de estudo (Fig. 5).

As unidades mais recentes na região correspondem às morenas (registro da glaciação do Pleistoceno), caracterizadas por fragmentos de rochas angulares de diferentes tamanhos em matriz areno-argilosa, além dos depósitos aluvionares (cascalhos e areia mal selecionados) (Fig. 5).

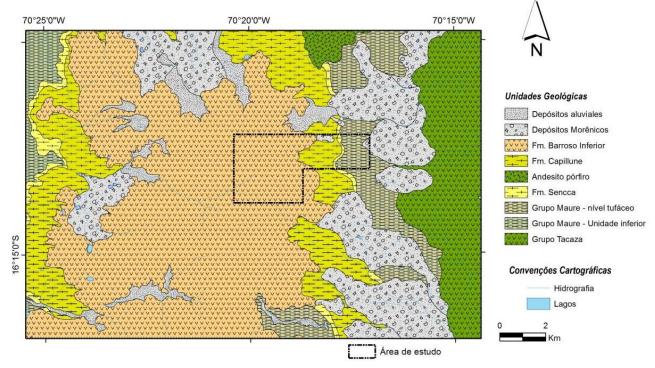


Figura 5 – Mapa geológico regional com área do prospecto estudado em destaque (moficado da Folha Pichacani, 1:100.000 de INGEMMET, 2011).

Capítulo 3 – Depósitos Metálicos do Sul do Peru

3.1. Evolução tectônica e metalogênese no sul do Peru

A região sul do Peru, onde se localiza a área de estudo deste trabalho é interpretada por Carlotto *et al.* (2009) como sendo formada pela acresção de diferentes blocos estruturais, cada um dos quais com sua própria evolução sedimentar, tectônica, magmática e metalogenética. Cada um desses blocos é limitado por complexos sistemas de falhas NW-SE, ou por unidades magmáticas mesozoicas e cenozoicas e por fim por depósitos minerais. Esses blocos controlaram a evolução e a formação de jazimentos minerais, definindo várias franjas metalogenéticas.

Trabalhos recentes provenientes do Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), identificaram 23 cinturões metalogenéticos no Peru. Estes cinturões metalogenéticos são descritos e apresentados em forma de carta metalogenética em escala 1:1.000.000 por Acosta *et al.* (2010) e Quispe *et al.* (2008), e compreendem uma forma de representação de épocas de mineralizações associadas a estruturas e litotipos que favoreceram a formação de distintos tipos de depósitos minerais.

Na área em questão, estão presentes 13 destes 23 cinturões metalogenéticos definidos por Acosta *et al.* (2010) e Quispe *et al.* (2008), além do Cinturão XXV, definido em Carlotto *et al.* (2009). Faz-se aqui um resumo das principais características desses cinturões, localizando-os dentro de cada um dos blocos tectônicos definidos por Carlotto *et al.* (2009). A Figura 6 trás o mapa metalogenético do sul do Peru, com os blocos tectônicos que o compõe, além da representação dos depósitos minerais citados ao longo da descrição dos Cinturões Metalogenéticos.

(i) Bloco Atico-Mollendo-Tacna

Este bloco é composto por 6 cinturões metalogenéticos, sendo que 2 ocorrem exclusivamente neste domínio. O *trend* estrutural mais importante é o sistema de falhas NW-SE Cincha-Lluta-Incapuquio, que delimita as franjas metalogenéticas descritas e resumidas na tabela abaixo (Tab. 1):

Tabela 1 – Síntese da informação referente aos seis cinturões metalogenéticos ao longo do Bloco Atico-Molendo-Tacna, de acordo com compilação feita de Acosta *et al.* (2010), Quispe *et al.* (2008) e Carlotto *et al.* (2009).

Cinturão	Descrição	Detalhes		
	•			
IV	Pórfiros Cu-Mo do	Presentes na zona costeira do sul do Peru. Ex: Tia Maria (166 Ma)		
	Jurássico Médio	controlado pelo sistema de falhas Islay-Ilo (NW-SE).		
V	Depósitos de Cu-Fe-	Restritos na área da zona costeira, no domínio do Complexo Basal		
	Au (IOCG) do	da Costa. Ex. Marcona* (154 Ma) e Mina Justa* (164 Ma).		
	Jurássico Médio-			
	Superior			
VIII	Depósitos de Cu-Fe-	Dividido em dois segmentos. Depósitos se relacionam com		
	Au (IOCG) do	atividade magmática de ~155 e 112 Ma. Controles da		
	Cretáceo Inferior	mineralização são falhas NW-SE e NE-SW. Ex. Acari*.		
IX	Depósitos de Au-Pb-	Dividido em dois segmentos pela falha de Iquipi. Estruturas		
	Zn-Cu relacionados	mineralizadas se encontram hospedadas em granitoides do Batólito		
	com intrusivos do	da Costa. Ex. Orion*.		
	Cretáceo Superior			
X	Pórfiros Cu-Mo do	Dividida em dois segmentos pela falha de Iquipi. Mineralização		
	Cretáceo Superior	relacionada a intrusivos do Cretáceo Superior e relacionados a		
	1	falhas NW-SE. Ex. Puquio*, Aguas Verdes*, Lara* (norte) e		
		Zafranal, El Chorro (sul). Idades variam de 80 a 68 Ma, mais		
		antigas para norte.		
XIII	Pórfiros de Cu-Mo e	Agrupa os depósitos Cu-Mo de grande tonelagem. Intrusivos		
	depósitos	controlados pelo sistema de falhas Incapuquio. Duas épocas		
	polimetálicos	metalogenéticas: (62-55Ma) Ex. Cerro Verde e Toquepala. (54-52		
	relacionados com	Ma). Ex. Cuajone e Quellaveco.		
	intrusivos do	man, 2m caagone e Quema eco.		
	Paleoceno-Eoceno			
	1 dicocciio-Locciio			

Exemplos de Depósitos Minerais que ocorrem no Bloco Puquio-Caylloma, nos segmentos norte dos Cinturões Metalogenético que ocorrem também no Bloco Atico-Mollendo-Tacna.

(ii) Bloco Puquio-Caylloma

Este bloco é bem característico da Cordilheira Ocidental do Sul, limitado a norte, próximo a Toto-Parapisco por uma estrutura regional quase E-W denominada Abancay-Anadahuaylas-Totos. Abriga os cinturões epitermais associados ao arco vulcânico cenozoico do sul do Peru. Além da estrutura E-W, a estrutura NW-SE Condoroma-Caylloma-Mollebamba limita os oito cinturões metalogenético descritos na tabela abaixo (Tab. 2), sendo que, destas, quatro foram descritas anteriormente, por se tratarem dos segmentos norte das franjas do bloco anterior.

Tabela 2 – Síntese da informação referente aos 4 cinturões metalogenéticos ao longo do Bloco Puquio-Caylloma, de acordo com compilação feita de Acosta *et al.* (2010), Quispe *et al.* (2008) e Carlotto *et al.* (2009).

Cinturão	Descrição	Detalhes			
XXI	Epitermais de Au-Ag e Controlado pelo sistema de falhas Condoroma-Cayllo				
	depósitos polimetálicos com	Mollebamba e limitado por superposição de arcos			
	superposição epitermal do	vulcânicos. Agrupa depósitos epitermais de alta			
	Mioceno	(Orcopampa, Poracota, Arasi – 18 Ma), média e baixa			
		(Caylloma, Selene – 13 Ma) sulfetação.			
XXIII	Epitermal de Au-Ag do Mio-	Limitado a oeste pelo sistema de falhas Incapuquio e se			
	Plioceno	superpõe em parte ao domínio anterior. Mineralização de			
		alta sulfetação (7-1 Ma) estão relacionadas a atividade			
		magmática mio-pliocênica. Ex. Tucari, Palla Palla,			
		Ccarhuaraso.			
XIV	Depósitos de Au-Cu-Pb-Zn	Corresponde a veios N-S, E-W e NW-SE de quartzo-ouro-			
	relacionados com	sulfetos.			
	intrusões do Eoceno				
XVIII	Epitermais de Au-Ag do	Presentes no flanco oeste da Cordilheira Ocidental.			
	Oligoceno				

(iii) Bloco Andahuaylas-Yauri

Corresponde a região onde se localiza o Batólito Andahuaylas-Yauri, na borda norte da Cordilheira Ocidental, incluindo também rochas sedimentares da Bacia de Arequipa. Ocorre uma franja de pórfiros e *skarns*, que a sudeste é sobreposta pela franja de depósitos epitermais. As características dos cinturões se resumem na Tabela 3.

Tabela 3 – Síntese da informação referente ao cinturão metalogenético ao longo do bloco Andahuaylas-Yauri, de acordo com compilação feita de Acosta *et al.* (2010), Quispe *et al.* (2008) e Carlotto *et al.* (2009).

Cinturão	Descrição	Detalhes	
XV	Pórfiros-Skarns Cu-	Mineralizações relacionada à intrusão do batólito Andahuaylas-	
	Mo(Au, Zn) e	Yauri, controlada pelo sistema de falhas Condoroma-Caylloma-	
	depósitos de Cu-	Mollebamba e Cusco-Lagunillas-Mañazo. Os intrusivos	
	Au-Fe relacionados	intermediários tem mineralizações Cu-Mo(Au) que em contato com	
	com intrusivos do		
	Eoceno-Oligoceno	Cotabamba, Los Bambas, Katanga, Tintaya. Mineralização varia de	
		42 a 30 Ma.	

(iv) Bloco Altiplano Ocidental

Este bloco está separado do bloco Andahauylas-Yauri pelo Sistema de Falhas Cusco-Lagunillas-Mañazo e do bloco do Altiplano Oriental pelo Sistema de Falhas Urcos-Sicuani-Ayaviri, ambos com *trend* NW-SE. Neste bloco ocorre a franja de Depósitos de Cu estratoligados (XXV) que anteriormente era integrada à franja de pórfiros-skarns do batólito (XV). Suas características estão resumidas na Tabela 4.

Tabela 4 – Síntese da informação referente ao cinturão metalogenético ao longo do bloco Altiplano Ocidental, de acordo com compilação feita de Acosta *et al.* (2010), Quispe *et al.* (2008) e Carlotto *et al.* (2009).

Cinturão	Descrição	Detalhes
XXV	Depósitos estratoligados de	Arenitos do Eoceno-Oligoceno que tem mineralizações de
	Cu em capas vermelhas do	Cu "red beds". A procedência do Cu seriam os pórfiros de
	Eoceno	Cu que se formaram no batólito.

(v) Bloco Altiplano Oriental

Corresponde ao Altiplano Oriental e parte da borda sul da Cordilheira Oriental. Limitado pelos sistemas de falhas Urcos-Sicuani-Ayaviri do bloco Altiplano Ocidental e a noroeste por uma prolongação do Sistema de falhas da Cordilheira Real da Bolívia. Hospeda o Cinturão de Depósitos de Sn-Cu-W relacionado com intrusivos do Oligoceno-Mioceno e Epitermais de Ag-Pb-Zn (Au), caracterizado na Tabela 5.

Tabela 5 – Síntese da informação referente ao cinturão metalogenético ao longo do bloco Altiplano Oriental, de acordo com compilação feita de Acosta *et al.* (2010), Quispe *et al.* (2008) e Carlotto *et al.* (2009).

Cinturão	Descrição	Detalhes	
XIX	Depósitos de Sn-Cu-W	Mineralização relacionada a stocks peraluminosos do "tipo	
	relacionados com intrusivos	S". As idades variam de 25 a 22 Ma. Os depósitos	
	do Oligoceno-Mioceno e	Epitermais estão relacionados a eventos vulcânicos de 25 a	
	Epitermais de Ag-Pb-Zn	14 Ma com epitermais de baixa e intermediária sulfetação.	
	(Au)	,	

A área do Prospecto Aurífero de Chapi Chiara localiza-se no Cinturão XXI, como pode ser visto na Figura 6.

O *Cinturão Epitermal de Au-Ag do Mioceno* (XXI) é controlado por um conjunto de falhas de direção NW-SE que se alternam para WNW-ESE e N-S na parte norte (5°00'S – 9°30'S), por um sistema de falhas com direções NW-SE, E-W e N-S no setor centro-norte (10°00'S – 13°30'S) e, na região sul (~14°00'S – 16°00'S - área de estudo), pelas extensas falhas Cincha-Lluta, Incapuquio, Abancay-Condoroma-Caylloma e Cusco-Lagunillas-Mañazo, caracterizadas por direção NW-SE. Este cinturão é marcado pela ocorrência de depósitos de Au-Ag (Pb-Zn-Cu) de alta, baixa e intermediária sulfetação, originados em dois períodos metalogenéticos (Quispe *et al.*, 2008, Acosta *et al.*, 2010).

No primeiro período metalogenético, entre aproximadamente 18 e 13 Ma, foram formados depósitos de Au-Ag de alta a intermediária sulfetação (ex. Arasi, Poracota, Orcopampa), além de depósitos epitermais de Au-Ag (Pb-Zn) de baixa sulfetação (ex. Caylloma e Selene) na região sul do Peru (~14°00'S – 16°00' S) (Figura 6).

No segundo período metalogenético, entre 12 e 8 Ma, formaram-se, principalmente, depósitos epitermais de Au-Ag de baixa sulfetação na região sul do Peru, como Ares, Shila (Quispe *et al.*, 2008, Acosta *et al.*, 2010).

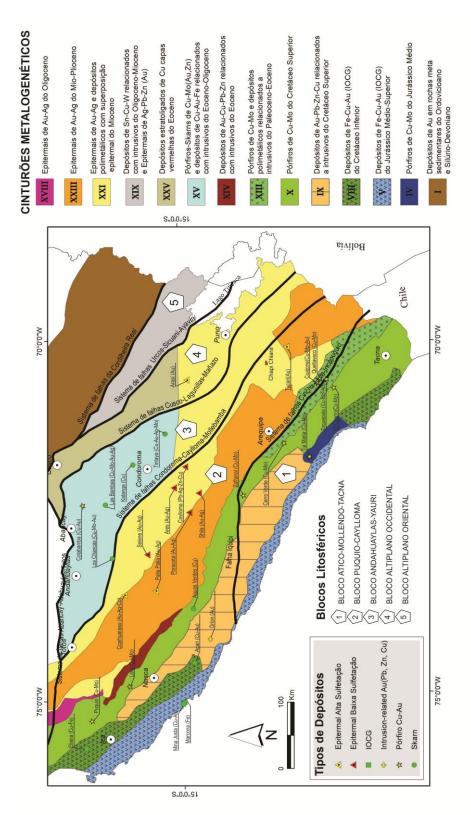


Figura 6 – Mapa Metalogenético do sul do Peru (modificado de Acosta *et al.* (2010), Quispe *et al.* (2008) e Carlotto *et al.* (2009)).

3.2. Depósitos Epitermais na região de Chapi Chiara

A maior parte do ouro produzido no Peru provém dos Cinturões XXI e XXIII (Acosta *et al.*, 2010), que são Cinturões Epitermais das Épocas Mioceno e Plioceno.

Depósitos classificados como epitermais mostram uma ampla gama de características, incluindo o seu ambiente tectônico, caráter de rochas hospedeiras, a forma de depósitos, mineralogia do minério e da ganga, assembleia da alteração hidrotermal e zoneamento (White e Hedenquist, 1995).

Baseados nessas características eles podem ser separados em três tipos principais: de alta, intermediária e baixa sulfetação (Sillitoe & Henderquist, 2003). O termo sulfetação está relacionado ao estado de oxidação do enxofre nos fluidos formadores dos depósitos (White & Pozat, 1995). Sendo os do tipo alta sulfetação relacionados à flúidos extremamente ácidos e oxidados, gerados por vapores magmáticos com elevada concentração de HCl e H₂SO₄, produzido pela reação de SO₂ e H₂O. Em contraste, os flúidos responsáveis por depósitos epitermais de baixa sulfetação são reduzidos e com pH neutro (Hedenquist *et al.*, 1996). Os de intermediária sulfetação tem condições intermediárias a estes dois extremos e são mais variáveis.

De modo geral, depósitos epitermais de Au (± Ag) são rasos (≤ 1,5 km) e compreendem veios e disseminações hospedados em rochas vulcânicas, rochas sedimentares e, em alguns casos, também em rochas metamórficas. Esses depósitos podem ser encontrados em associação com *hot springs* e freqüentemente ocorrem em centros de vulcanismo mais recente. Os minérios são dominados principalmente por metais preciosos (Au, Ag), mas alguns depósitos podem também conter quantidades variáveis de metais de base, tais como Cu, Pb e Zn (Taylor, 2007).

As principais características dos três tipos de depósitos epitermais estão resumidas na Tabela 6.

Tabela 6 – Principais características dos tipos e subtipos de depósitos epitermais (Sillitoe & Henderquist, 2003).

	Alta Sulfetação		T / 11/	Baixa S	Sulfetação
	Magma Oxidado	Magma Reduzido	Intermediária Sulfetação	Magma Subalcalino	Magma Alcalino
Rochas vulcânicas relacionadas	andesito e riodacito	riodacito	andesito e riodacito	basalto a riolito	alcali basalto a traquito
Minerais de alteração proximal	quartzo- alunita/APS; quartzo- pirofilita/dickita	quartzo- alunita/APS; quartzo- dickita	sericita; adulária	ilita/smectita- adulária	roscoelita-ilita- adulária
Ganga silicática	sílica maciça granular e quartzo residual "vuggy quartz"		preenchimento de veios, crustiforme	calcedônia e quartzo em preenchimento de veios crustiforme e coloforme, textura de substituição de carbonatos	calcedônia e quartzo em preenchimento de veios crustiforme e coloforme
Ganga carbonática	ausente		comum, tipicamente com variedades ricas em Mn	presente, mas geralmente tardia	abundante, mas não manganesífera
Outras gangas	barita é comum em fase tardia		barita e silicatos de Mn localmente	barita incomum, fluorita localmente	barita, celestita e/ou fluorita localmente
Abundância de sulfetos	10-90% vol		5 - >20% vol	Tipicamente < 1-2%	2-10% vol
Sulfetos presentes	enargita, luzonita, famatinita, covelita	acantita, stibnita,	esfalerita, galena, tetraedrita- tenantita, calcopirita	pouca arsenopirita ± pirrotita; pouca esfalerita, galena, tetraedrita-tenantita, calcopirita	
Principais metais	Au-Ag, Cu, As-Sb	Ag, Sb, Sn	Ag-Au, Zn, Pb, Cu	$Au \pm Ag$	
Metais secundários	Zn, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Hg	Bi, W	Mo, As, Sb	Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Hg	
APS = minerais sulfatos-fosfatos de alumínio					

Na região da área de estudo, há duas localidades onde ocorre ouro associado com metais como prata e cobre. Estas áreas compreendem o depósito Canahuire (Santos *et al.*, 2011) e o prospecto Cerro Millo (Hennig *et al.*, 2008). A localização aproximada das mesmas pode ser observada na Figura 2.

O depósito Canahuire faz parte do Projeto Chucapaca, uma *joint venture* entre as empresas *Gold Fields* e *Compañia de Minas Buenaventura*, que formam a empresa *Canderas del Halazgo (CDH)*. Considerado a maior descoberta de ouro nos últimos

anos no sul do Peru, compreende um depósito epitermal de sulfetação intermediária de Au-Cu-Ag, hospedado em rochas sedimentares do Grupo Yura e em brechas freáticas e freático-magmáticas pertencentes ao complexo de diatrema que intrude as rochas sedimentares (Santos *et al.*, 2011).

A alteração e a mineralização apresentam-se controladas pelos litotipos (rochas calcárias) e por um sistema de falhas e dobras com direções WNW-ESE, NW-SE e NE-SW, que favoreceu a formação de zonas de abertura (e.g., *dilational jog*) onde se inserem diferentes tipos de brechas.

A alteração hidrotermal é subdividida em três tipos de acordo com as associações mineralógicas: (a) siderita-quartzo, (b) argílica (esmectita ± ilita ± caulinita ± quartzo) e (c) silicificação. À exceção da primeira, os demais tipos de alteração são controlados pela litologia e estruturas.

A mineralização associa-se a dois estágios: o primeiro é caracterizado pela associação de pirita, marcassita, pirrotita, arsenopirita e magnetita, com minerais de ganga incluindo siderita, quartzo, além de restrita quantidade de argilominerais; o segundo é marcado por minerais como ouro, pirita, calcopirita, arsenopirita, esfalerita, galena, incluindo os minerais de ganga siderita, ankerita, argilominerais (esmectita, ilita, caulinita), adulária, quartzo e calcedônia. (Santos *et al.*, 2011).

O prospecto Cerro Millo caracteriza-se pela ocorrência de Au (Cu, Ag) hospedado em rochas andesíticas de um paleo-estratovulção do Mioceno Inferior. O padrão de alteração hidrotermal é marcado, na parte proximal pela associação de zona argílica avançada (domínio da alunita) em rochas piroclásticas, havendo também a presença de alteração de sílica residual (*e.g., vuggy sílica*) controlada por estruturas métricas a decamétricas. Esta alteração grada a alteração argílica, para as direções norte, sul e leste, que afeta novamente rochas piroclásticas, sendo caracterizada pela predominância de caulinita e esmectita (± quartzo). Na parte mais distal deste sistema epitermal de alta sulfetação, ocorre a alteração propilítica, marcada por clorita + calcita + epidoto (± quartzo).

O prospecto Cerro Millo também é caracterizado pela presença restrita de barita formada numa fase mais tardia e relacionada com a alteração argílica avançada hipógena (maiores profundidades do sistema epitermal) (Hennig *et al.*, 2008).

Capítulo 4 – O Prospecto Aurífero de Chapi Chiara

O prospecto aurífero de Chapi Chiara ocorre em uma área desenvolvida sobre o flanco norte de um paleoestrato-vulção. Apresenta altitudes que variam de 4.700 a 5.200 m acima do nível do mar, localizada na área do Altiplano Peruano.

A área é subdividida em dois segmentos separados por uma formação rochosa de direção NW-SE que marca o flanco mais preservado do estrato-vulcão de Chapi Chiara (Figura 7a e 7b).



Figura 7 - (a) Foto panorâmica de um dos segmentos do prospecto aurífero de Chapi Chiara, notar ao fundo as sequências andesíticas que dividem a área. (b) Área de maior alteração hidrotermal no segundo segmento da área do prospecto.

O prospecto é caracterizado em sua grande parte por uma sequência de derrames andesíticos, rochas piroclásticas que gradam de tufos a *lapilli* tufos, domos dacíticos e andesíticos que intrudem as unidades mais antigas. A Figura 8 mostra o mapa geológico interpretado para a área e a distribuição espacial das unidades. Abaixo faz-se uma síntese das unidades observadas em campo, obtidas pela investigação dos afloramentos e petrografia.

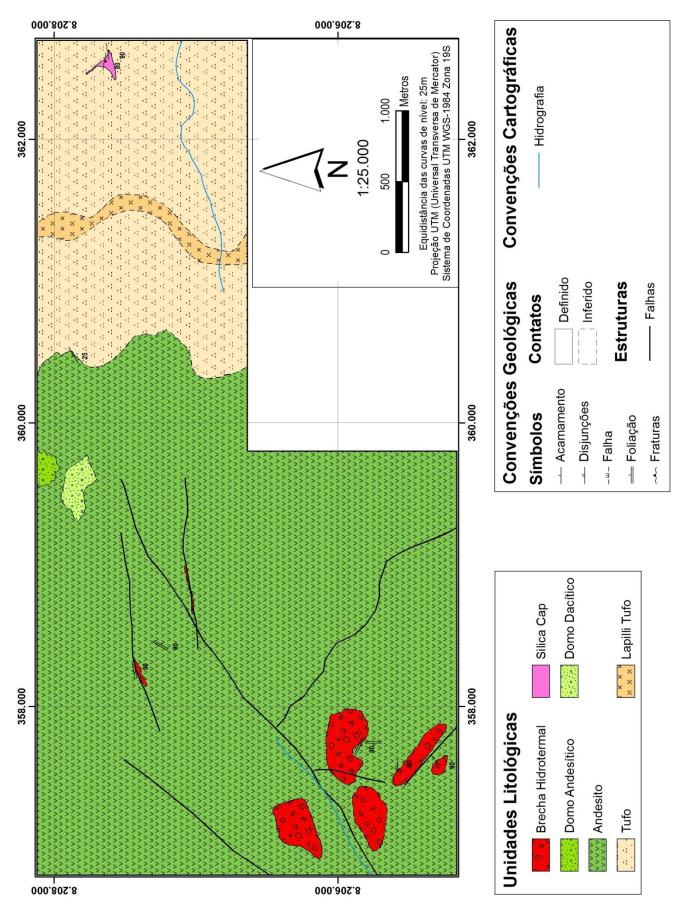


Figura 8 – Mapa Geológico do Prospecto Aurífero de Chapi Chiara. Escala 1:25.000.

4.1. Unidades Litológicas

(i) Derrames Andesíticos

Os derrames andesíticos são a principal unidade litológica da região do prospecto, compondo cerca de 70% da área total analisada.

Esta unidade sustenta as maiores altitudes do relevo, ocorrendo como sequências de derrames acamadados sub-horizontais. Em algumas porções apresenta acamamento mais inclinado, com atitude 330/25 (Fig. 9).

Os afloramentos desse litotipo apresentam cor cinza escura a preto, sendo em geral cobertos por uma capa de hematita e limonita, fruto do intemperismo, que lhes confere tons marrom-amarelados quando não se observa a rocha fresca (Fig. 10a). Em amostras de mão apresenta textura fanerítica fina, com cristais de plagioclásio visíveis, imersos em uma matriz cinzenta de minerais máficos (Fig. 10b).

Nas zonas próximas as falhas indicadas no mapa, os andesitos apresentam-se bem fraturados, com planos de alto ângulo 270/90, 150/90, 350/90 e 120/90, que coincidem com as estruturas mapeadas em campo.

Os andesitos apresentam-se tanto de formas não alteradas pela alteração hidrotermal, como moderadamente alteradas, com cristais substituídos por argilominerias que conferem às rochas uma coloração esbranquiçada e ainda há os casos de extrema hidrotermalização, onde não é mais possível observar nenhuma feição ígnea.



Figura 9 – Derrames andesíticos sub-horizontais que sustentam a paisagem do prospecto aurífero de Chapi Chiara.





Figura 10 – Unidade de andesitos do prospecto de Chapi Chiara. a) afloramento de andesito acamadado; b) detalhe do andesito, cinza escuro, textura fanerítica fina.

A petrografia de amostras sem ou com leve alteração mostrou que se trata de uma rocha fanerítica fina heterogranular, as vezes com textura porfirítica seriada, com cristais de plagioclásio e clinopiroxênio com dimensões entre 0,5 mm e 2,5 mm (Fig. 11a). Os fenocristais perfazem cerca de 35% e 40% da rocha. A matriz é constituída principalmente por plagioclásio e em menor quantidade por minerais opacos. O feldspato constitui 90% e 83% da rocha, sendo que predomina a andesina, que mostram-se com maclas polissintéticas bem definidas, e em alguns casos zonados (Fig. 11b). Entre os minerais máficos, o clinopiroxênio augita é o mais abundante, totalizando 6% e 13% da rocha, seguido pelos opacos que perfazem 4% da rocha, caracterizados como ilmenita e magnetita principalmente.

A composição modal das amostras CPC27 e CPC47 indica para essa rocha 100% de plagioclásio, com M <35%, sendo classificada pelo diagrama QAP de Streckeisen (1967) para rochas vulcânicas como um piroxênio andesito (Fig. 14), distinguindo-se do basalto, no mesmo campo, pelo índice de coloração e pelo plagioclásio presente, a andesina (Wernick, 2004).

_

¹ Amostra CPC47

² Amostra CPC27

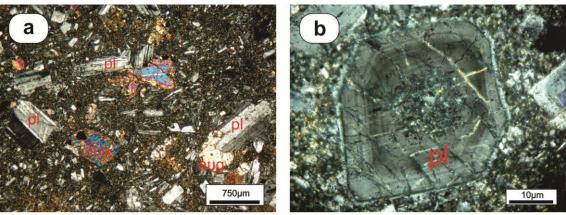


Figura 11 – a) textura porfirítica seriada, cristais geminados de plagioclásio, matriz de plagioclásio + augita (LPX); b) cristal zonado de plagioclásio (andesina) (LPX). Abreviações utilizadas: pl = plagioclásio, aug = augita, LPX = Luz Polarizada nicóis cruzados.

Esta unidade litológica pode ser correlacionada com a Formação Barroso Inferior, do Grupo Barroso, caracterizado pelos derrames andesíticos principalmente, como descrito no item 2.2 deste trabalho.

(ii) Domos

Ocorrem dois domos na área de estudo, ambos na região centro-norte. Um deles foi analisado e caracterizado como um domo dacítico (Fig. 12).



Figura 12 – Domo dacítico que ocorre na região do prospecto de Chapi Chiara.

Esta unidade litológica ocorre como uma intrusão que corta a unidade de derrames andesíticos. Apresenta no contato uma brecha freato-magmática oriunda da intrusão do corpo nas rochas encaixantes, apresentando coloração branca e clastos angulosos de material das rochas encaixantes (Fig. 13a). Em amostra de mão a rocha é

caracterizada como fanerítica fina-média, de coloração cinza, composta predominantemente por biotita, plagioclásio e quartzo, que chegam a 2 mm (Fig. 13b).

Petrograficamente caracteriza-se por ser uma rocha fanerítica fina, com textura porfirítica seriada, com fenocristais entre 0,3 mm e 2,0 mm de plagioclásio, quartzo e biotita que perfazem cerca de 14% da rocha (Fig. 13c e 13d). A matriz é constituída principalmente por plagioclásio e em menor quantidade de quartzo e biotita. O feldspato constitui 48% da rocha, sendo que predomina a andesina, que se mostram geminados com maclas polissintéticas mal definidas, destruídas devido à alteração, e em alguns poucos casos mostram-se zonados e com macla *carlsbad*. Entre os minerais máficos, a biotita é o mais abundante, totalizando 28% da rocha.

A composição modal da amostra CPC25 indica para essa rocha 76% de plagioclásio e 24% de quartzo, sendo classificada pelo diagrama QAP de Streckeisen (1967) para rochas vulcânicas como um dacito (Fig. 14). Por se tratar de um domo e apresentar a textura porfirírica, utiliza-se a nomenclatura dacito pórfiro.

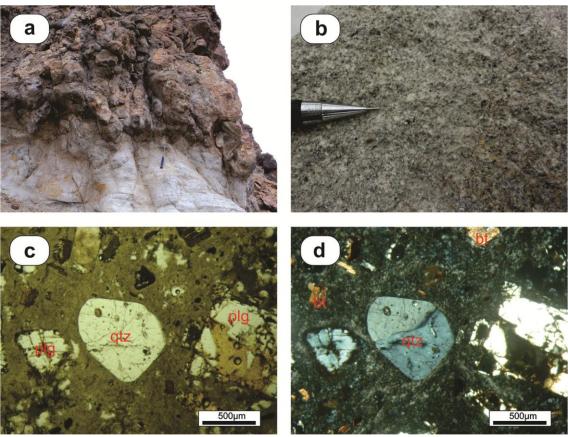


Figura 13 – Modo de ocorrência e características texturais do dacito pórfiro. a) contato entre o domo e a brecha freato-magmática; b) detalhe do dacito pórfiro, com coloração cinza, constituído de bt+qtz+pl; Fotomicrografias do dacito pórfiro ilustrando: c) cristal euédrico de quartzo em meio à matriz fina, textura porfirítica (LPP); d) cristal euédrico de quartzo em meio à matriz fina, textura porfirítica, fenocristais de biotita (LPX). Abreviações utilizadas: pl = plagioclásio, qtz = quartzo, bt = biotita, LPP = Luz Polarizada nicóis paralelos, LPX = Luz Polarizada nicóis cruzados.

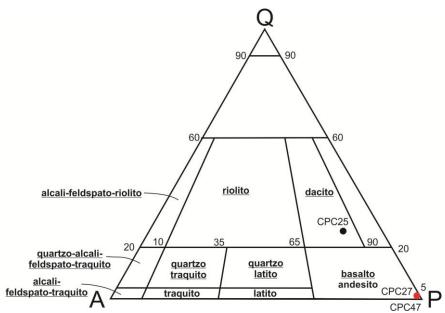


Figura 14 – Diagrama QAP de classificação de rocha ígneas vulcânicas (modificado de Streckeisen (1967)).

(iii) Depósitos Piroclásticos

A unidade de depósitos piroclásticos é a segunda que mais ocorre na área de estudo, cobrindo todo o setor leste. Pode ser dividida em duas sub-unidades, de tufos e de *lapilli* tufos, segundo a classificação proposta por Fisher (1961).

Tufos

São mais abundantes que os *lapilli* tufos, caracterizados pela coloração branca predominante, são compostos por fragmentos líticos menores que 2 mm e cristais de biotita e quartzo, além de clastos de púmices mais ou menos frequentes.

Ocorrem na área de estudo como grandes afloramentos com aspecto ruiniforme (Fig. 15).

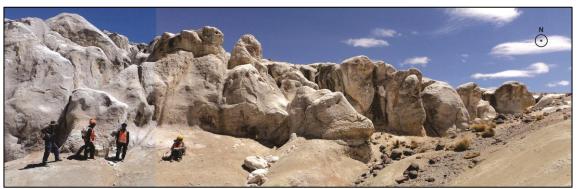


Figura 15 – Afloramento de tufos na área do prospecto Chapi Chiara.

Geralmente são rochas pouco coesas, com coloração branca a cinza de matriz fina e variando de fácies ricas em cristais de biotita e quartzo de até 1 mm (Fig. 16a) a fácies com predominância de fragmentos líticos e clastos de púmice (Fig. 16b).

Ocorrem ainda, cortando essas rochas, vênulas de até 3 cm, com coloração vermelha, possivelmente óxi-hidróxidos de ferro como limonita e hematita (Fig. 16c).

Foram observados clastos de brecha piroclástica em meio à sequência de tufos medindo cerca de 30 cm de diâmetro, incorporando fragmentos angulosos de até 1 cm, de coloração branca a amarela envoltos por uma matriz fina, de coloração cinza e apresentando vesículas, foi observado enxofre nativo na matriz da brecha (Fig. 16d).

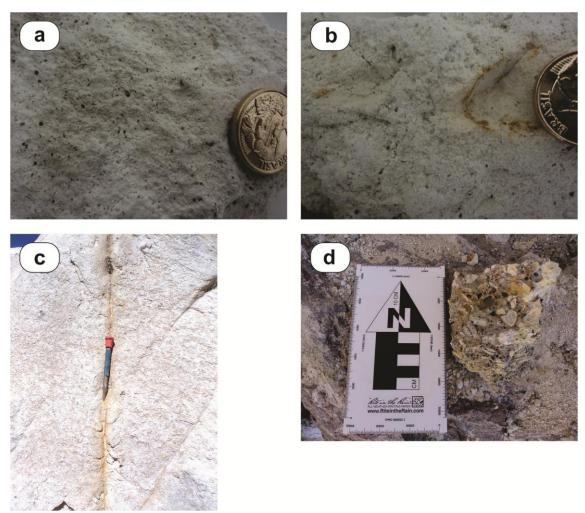


Figura 16 – Aspectos texturais da unidade de tufos. a) tufo de coloração branca e predominância de cristais de biotita, quartzo de até 1mm; b) tufo de coloração branca e predominância de fragmentos líticos e clastos de púmice; c) tufo cortado por vênula preenchida por oxi-hidróxidos de ferro; d) clasto de brecha piroclástica observado na unidade de tufos.

Lapilli tufos

Os *lapilli* tufos ocorrem como camadas ou lentes em meio aos tufos (Fig. 17). Diferem-se dos tufos por apresentarem entre 25-75% de fragmentos líticos ou cristais entre 2-64 mm (Fisher, 1961).

Nas porções onde ocorrem essas rochas, é possível observar estruturas da deposição dos piroclastos, como estratificações e laminações plano-paralelas (Fig. 17), muitas vezes apresentando gradações entre as porções de tufo e *lapilli* tufos.



Figura 17 – Afloramento de *lapilli* tufo, com limite entre as unidades indicados.

São caracterizados pela coloração branca, às vezes cinza-esverdeada. A presença de fragmentos líticos e clastos de púmice é muito maior do que de cristais de biotita e/ou quartzo. Os clastos tem em média entre 0,3 e 0,5 cm. Na base da sequência foram observados clastos de púmice de até 6 cm em uma camada, caracterizando-a como uma camada de brecha tufo presente na sequência de tufos e *lapilli* tufos.

Assim como os tufos, os *lapilli* tufos caracterizam-se na paisagem por aspecto ruiniforme, compondo muitas vezes feições curiosas no campo (Fig. 18a).

Esta unidade apresenta em algumas porções a presença de jarosita $[K_2Fe_6(SO_4)_4OH_{12}]$, característico por sua coloração amarelada. Frequentemente este sulfato está associado à oxidação de sulfetos de ferro, podendo ser produto tanto da alteração hidrotermal como da ação intempérica nas rochas com sulfetos (Fig. 18b).

Em amostra de mão apresenta-se como uma rocha de coloração branca, pouco coesa, com uma predominância de clastos de púmice entre 0,3-0,5 cm (Fig. 18c) ou com

predominância de fragmentos líticos de coloração cinza, com formato tabular ou clastos arredondados também de coloração cinza (Figura 18d).

Foram observados ainda cristais de quartzo com aspecto fibroso, correlacionados a desvitrificação da matriz do tufo.

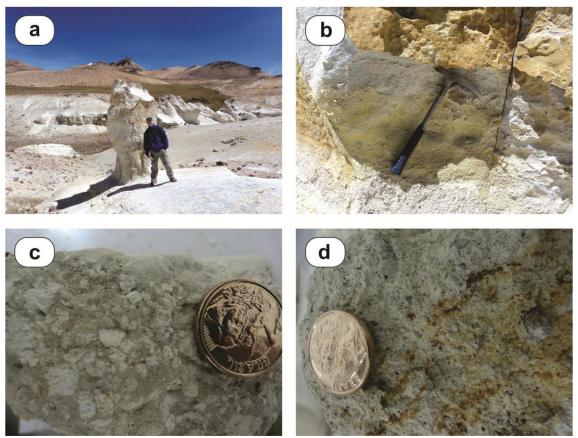


Figura 18 — Modos de ocorrência e aspectos texturais da unidade *lapilli* tufo. a) aspecto ruiniforme característico desta unidade; b) presença de jarosita em algumas porções do afloramento, caracterizada pela capa de coloração amarela-amarronado; c) amostra contendo clastos angulosos de púmice (brancos) em meio a matriz fina; d) amostra com predominância de fragmentos líticos arredondados e tabulares em meio a matriz fina.

A correlação desta unidade de depósitos piroclásticos com as unidades mapeadas por INGEMMET (2011) fica incerta devido a presença destes depósitos tanto nos níveis tufáceos da Fm. Maure, como da Fm. Sencca, que é caracterizada por *lapilli* tufos ou até mesmo com níveis piroclásticos da Fm. Barroso.

(iv) Tufo silicificado (Silica Cap)

Essa unidade ocorre em uma pequena porção da área leste do prospecto, na parte superior topograficamente aos depósitos piroclásticos. Caracteriza-se por rochas que apresentam textura semelhante aos tufos descritos anteriormente, no entanto devido à silicificação apresentam-se muito mais coesos (Fig.19b). Esta unidade aparece encapando os morros, conformando um típico "sílica cap" (Sillitoe, 1993).

Apresentam fraturas bem frequentes com atitudes 170/90 e 190/80 (Fig. 19a).

Petrograficamente é uma rocha com textura afanítica, composta predominantemente por vidro vulcânico desvitrificado (Fig. 19c). Observa-se a desvitrificação nas bordas dos cristais, que possivelmente tornaram-se argilominerais (Fig. 19d).

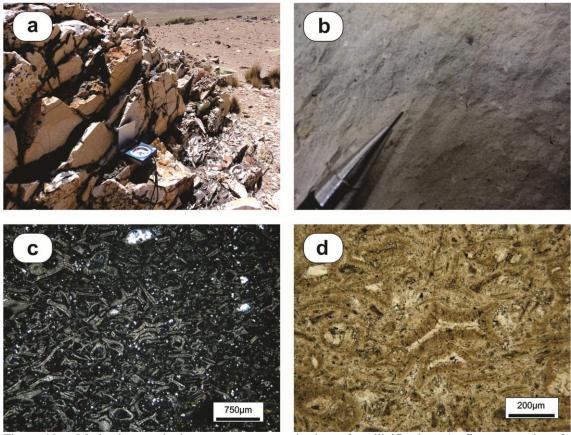


Figura 19 — Modo de ocorrência e aspectos texturais dos tufos silicificados. a) afloramento do tufo silicificado com os sistemas de fraturas sub-verticais; b) granulação fina do tufo silicificado. Fotomicrografias do tufo silicificado ilustrando: c) textuta de *fiamme* característica de depósitos piroclásticos. Na parte superior e superior direita da fotomicrografia nota-se cristais de quartzo microcristalino, associados à silicificação do tufo (LPX); d) detalhe dos cristais de vidro com as bordas desvitrificadas (LPP). Abreviações: LPX = Luz Polarizada nicóis cruzados e LPP: Luz Polarizada nicóis paralelos.

(v) Brecha Hidrotermal

Esta unidade ocorre principalmente no setor SW da área de estudo, sendo caracterizada principalmente por rochas fortemente hidrotermalizadas, apresentando como característica principal a intensa silicificação e maior ou menor conteúdo de argilominerias. Apresenta em geral textura de sílica residual (*vuggy* sílica). As brechas hidrotermais são um dos principais focos de investigação deste trabalho e serão analisadas com mais detalhes no Capítulo 5.

Capítulo 5 – Sistema Hidrotermal de Chapi Chiara

5.1. Minerais de alteração hidrotermal

(i) Espectroscopia de Reflectância

Uma biblioteca espectral foi formada a partir das leituras de curvas espectrais das 81 amostras, totalizando 405 curvas espectrais (para cada amostra foram tomadas 5 leituras no intuito de identificar diferentes minerais nas porções das amostras).

Esta biblioteca espectral foi analisada em seguida no aplicativo de *software* TSG PRO (*The Spectral Geologist Professional*), versão 7.1.0.019, com o objetivo de: (a) separar amostras alteradas daquelas não alteradas e (b) identificar os principais minerais de alteração hidrotermal empregando-se o algoritmo *The Spectral Assistant* (TSA) que se baseia no ajuste e comparação das curvas espectrais das amostras com as curvas espectrais presentes na biblioteca de referência do TSG PRO. Através desta ferramenta foram identificados até três minerais na composição das rochas amostradas (Tab. 7).

Outra ferramenta utilizada para auxiliar na identificação mineral foi o *Spectral Analyst*, parte do aplicativo de software ENVI 4.7. A comparação das curvas espectrais medidas de amostras do prospecto Chapi Chiara com curvas espectrais de 80 minerais extraídas da biblioteca espectral do USGS (Clark *et al.* 2007) foi realizada visualmente, a fim de se obter uma comparação entre os resultados obtidos pela interpretação semiautomática através do *software* e uma comparação visual detalhada das feições de absorção dos minerais interpretados.

Tabela 7 – Minerais identificados em cada amostra através da ferramenta TSA do TGS Pro.

Amostra	Minerais TSG Pro	Amostra	Minerais TSG Pro	Amostra	Minerais TSG Pro	Amostra	Minerais TSG Pro
CPC01	caulinita	CPC20	montmorilonita	CPC41	alunita (K) + dickita + caulinita	CPC61	alunita (K) + caulinita
CPC03	montmorilonita	CPC21	caulinita	CPC43	sem espectro	CPC62	sem espectro
CPC04	montmorilonita	CPC23	montmorilonita + alunita (K)	CPC44	alunita (K)	CPC63	alunita (K)
CPC05	montmorilonita + caulinita + jarosita	CPC24	montmorilonita	CPC46	sem espectro	CPC64	alunita (K) + caulinita
CPC06	montmorilonita	CPC25	montmorilonita + caulinita + jarosita	CPC47	sem espectro	CPC65	jarosita + alunita (K)
CPC07	montmorilonita + caulinita	CPC27	sem espectro	CPC49	alunita (Na)	CPC66	sem espectro
CPC08	montmorilonita	CPC28	sem espectro	CPC50	sem espectro	CPC67	sem espectro
CPC09	caulinita	CPC29	sem espectro	CPC51	jarosita	CPC68	montmorilonita

CPC10	caulinita + alunita (Na)	CPC30	caulinita + dickita + jarosita	CPC52	sem espectro	CPC69	sem espectro
CPC11	montmorilonita	CPC33	jarosita + montmorilonita	CPC53	dickita	CPC73	montmorilonita
CPC12	montmorilonita + jarosita	CPC34	sem espectro	CPC54	dickita	CPC78	alunita (Na) + caulinita
CPC13	montmorilonita	CPC35	jarosita	CPC55	alunita (K)	CPC79	alunita (Na)
CPC14	montmorilonita + jarosita	CPC36	montmorilonita	CPC56	alunita (K) + dickita	CPC80	alunita (Na)
CPC15	montmorilonita + jarosita	CPC37	sem espectro	CPC57	sem espectro	CPC81	alunita (K)
CPC16	montmorilonita + jarosita	CPC38	sem espectro	CPC58	montmorilonita	CPC82	alunita (K)
CPC18	montmorilonita	CPC39	sem espectro	CPC59	sem espectro	CPC84	jarosita
CPC19	sem espectro	CPC40	sem espectro	CPC60	alunita (K)		

Da análise espectral das amostras de estudo puderam ser identificados os seguintes minerais principais: alunita (Na,K), caulinita, dickita, jarosita e montmorilonita. Além disso, o quartzo, ou outras formas de sílica (calcedônia e opala) não apresenta assinatura diagnóstica na faixa espectral do visível ao infravermelho de ondas curtas, sendo possível correlacionar com amostras cujo resultado das análises foi "sem espectro", utilizando-se para confirmação a difratometria de raios-X, petrografia e os dados de campo. A Tabela 8 mostra a composição dos principais minerais caracterizados espectralmente.

Tabela 8 – Composições químicas dos principais minerais caracterizados espectralmente (modificado de Deer *et al.*, 1966).

Mineral	Composição Química
Caulinita	A1 (S; O)(OH)
Dickita	$Al_2(Si_2O_5)(OH)_4$
Alunita	$(K,Na)Al_3(SO_4)(OH)_6$
Jarosita	$KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Montmorilonita	½(Ca,Na) _{0.7} (Al,Mg,Fe) ₄ [Si,Al) ₈ O ₂₀](OH) ₄ .nH ₂ O
Quartzo	SiO_2

Minerais do grupo da caulinita: caulinita e dickita

Os principais minerais do grupo da caulinita (Al₂Si₂O₅)(OH)₄ reconhecidos foram a caulinita e dickita, sendo a primeira mais abundante. Esses minerais são caracterizados por duplas feições de absorção em aproximadamente 1400 e em 2200 nm (Fig. 20), decorrentes de processos vibracionais de íons OH⁻ (feição em ~1400 nm) e da ligação Al-OH (feição em ~2200 nm). Outra feição comum aos três minerais compreende a absorção em aproximadamente 2380 nm, derivada do processo vibracional da ligação Al-OH (Pontual *et al.*, 2008) (Fig. 20).

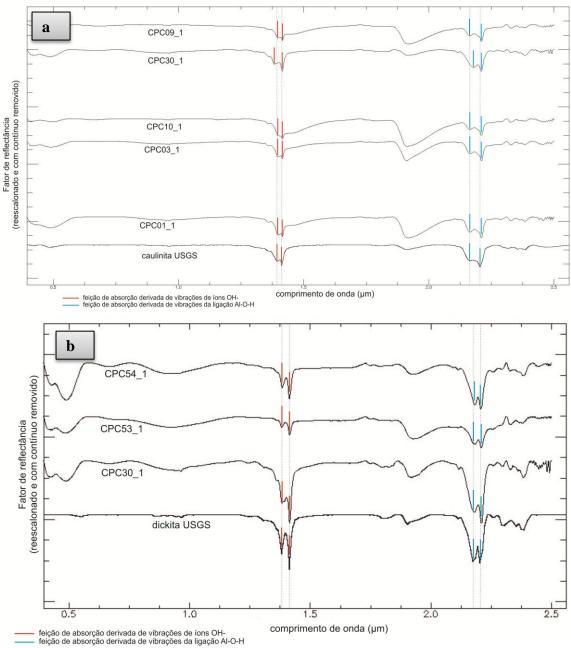


Figura 20 – Espectros dos minerais do grupo da caulinita comparados com a biblioteca da USGS. a) espectros dos minerais interpretados como caulinita; b) espectros dos minerais interpretados como dickita.

A ocorrência de alteração hidrotermal com caulinita se concentra, preferencialmente, no centro da área de estudo (ANEXO A). A alteração marcada por dickita se concentra no setor sudoeste, ocorrendo associado principalmente a alunita e sílica, além de jarosita e montmorilonita em menores quantidades.

<u>Alunita</u>

Este mineral é caracterizado pela fórmula química geral $AM_3(SO_4)_2(OH)_6$, onde A é frequentemente um cátion monovalente (ex., K^+ e Na^+) e M é um cátion trivalente

 (Al^{3+}) . A estrutura é formada também por tetraedros de $(SO_4)^{2+}$ e octaedros de $MO_2(OH)_4$ (Deer *et al.*, 1966).

As principais feições de absorção desse mineral identificadas nas amostras coletadas aparecem em aproximadamente 1766 nm, derivada da vibração de íons OH-, em 2070, 2172, 2210 e em 2325 nm como resultantes de processos de vibração da ligação Al-OH, além de uma feição em cerca de 2400 nm decorrente da vibração da ligação S-O (Pontual *et al.*, 2008b) (Fig. 21)

Através da análise dos espectros é possível fazer a distinção entre alunita Na e K, verificando o deslocamento das feições de absorção duplas que ocorrem entre 1400 e 1500 nm. Estas feições centradas entre 1400 e 1500 nm são decorrentes de vibrações dos íons OH⁻.

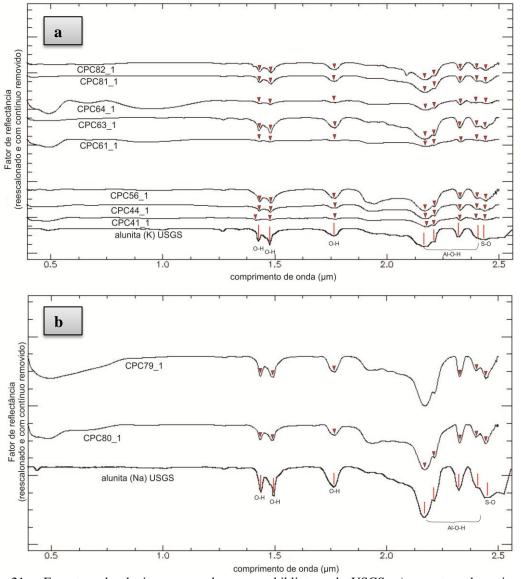


Figura 21 – Espectros da alunita comparados com a biblioteca da USGS. a) espectros dos minerais interpretados como alunita(K); b) espectros dos minerais interpretados como alunita (Na).

A ocorrência desse importante mineral, característico de alteração hidrotermal de alta sulfetação, está restrita a porção sudoeste da área de estudo (ANEXO A), associando-se principalmente a dickita e sílica.

A alunita é formada por fluídos ácidos ricos em SO₂ que na presença de água gera H₂S e H₂SO₄ que, junto com HCl, reage com as rochas para formar extensas zonas da alteração argílica avançada ricas em alunita (Thompson & Thompson 1996).

Minerais do grupo da esmectita

O principal representante dos minerais do grupo da esmectita que ocorre na região analisada é a montmorilonita, cujas principais feições de absorção aparecem em aproximadamente 1414 nm, 1905 nm e entre 2206-2212 nm, e são derivadas, respectivamente, de processos vibracionais do íon OH e de moléculas de água e da presença da ligação Al-OH (Pontual *et al.*, 2008b) (Fig. 22).

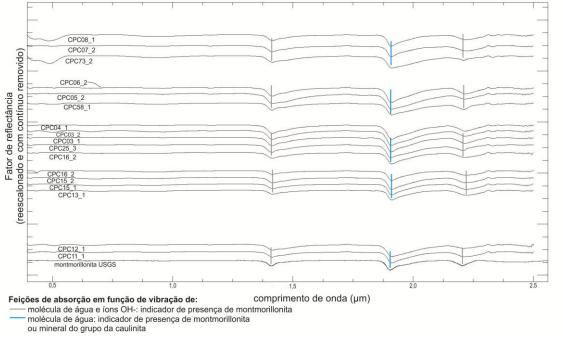


Figura 22 – Espectros dos minerais interpretados como montmorilonita comparados com a amostra da biblioteca da USGS.

Este mineral ocorre principalmente no setor central, norte e sul da área amostrada do prospecto, sendo que algumas amostras contendo montmorilonita também possuem conteúdo de caulinita, jarosita e associam-se a rochas onde a ocorrência desses minerais é maior, além de associações locais com sílica e alunita (ANEXO A).

Jarosita

A jarosita é um sulfato de ferro cuja fórmula química é K[Fe³⁺(OH)₆(SO₄)₂ que pode ser um produto de intemperismo de sulfetos de ferro ou derivado de evento hidrotermal *steam-heated*, se formando em ambientes com pH em condições ácidas (Pontual *et al.*, 2008b).

Semelhante à alunita, as feições espectrais da jarosita, na região espectral do visível ao infravermelho de ondas curtas, são resultantes de processos vibracionais associados à presença de sulfato e hidróxidos, além de haver também feições de absorção derivadas de processos de transição eletrônica pela existência de Fe³⁺.

No caso do Fe³⁺, as feições diagnósticas consistem nas absorções em aproximadamente 430 nm (feição mais estreita e intensa), 645 nm e 900-925 nm (feições mais largas). Feições de absorção em cerca de 1470, 1850 e 2210 nm são derivadas de processos vibracionais de íons OH-, enquanto a feição centrada em 2270 nm é ocasionada pela vibração da ligação Fe-OH (Pontual *et al.*, 2008b) (Fig. 23).

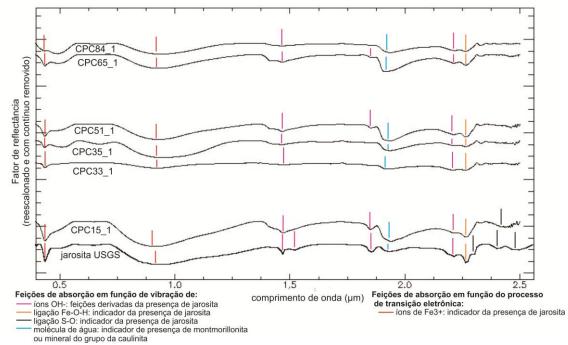


Figura 23 - Espectros dos minerais interpretados como jarosita comparados com a amostra da biblioteca da USGS.

As feições derivadas da vibração da ligação S-O (2300, 2410 e 2460 nm) não são claramente visíveis nas amostras analisadas e interpretadas como jarosita (Fig. 23), possivelmente devido a misturas espectrais.

A ocorrência de jarosita na área de estudo está restrita a pequenas porções no setor centro-oeste, associando-se principalmente a caulinita e montmorilonita. No

entanto em algumas amostras do setor sudoeste ela aparece juntamente com alunita (CPC65 e CPC84, Tabela 7).

Esses espectros foram adicionados a uma base de dados contendo 508 espectros de amostras coletadas pela equipe de exploração da empresa *Gold Fields*. Os quais juntamente com os espectros obtidos pelo autor foram utilizados para gerar o mapa da distribuição da alteração hidrotermal no prospecto aurífero de Chapi Chiara. A Figura 24 indica os pontos amostrados pelo autor e os pontos cedidos pela empresa.

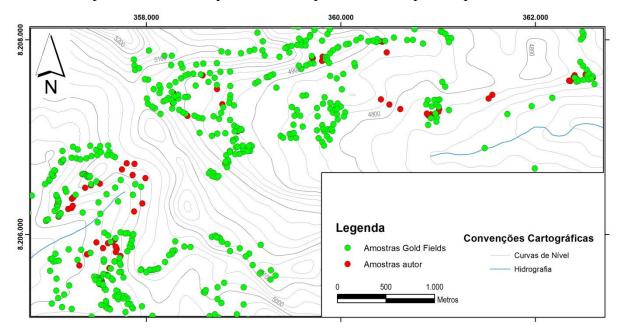


Figura 24 – Mapa dos pontos amostrais dos quais foram analisadas as curvas espectrais e interpretados os minerais da assembleia hidrotermal.

O ANEXO A apresenta a área analisada do prospecto Chapi Chiara, totalizando 589 pontos amostrais com a respectiva rotulação do principal mineral hidrotermal reconhecido: sílica, alunita potássica (K) e sódica (Na), caulinita, dickita, montmorilonita, jarosita, gipso e diásporo.

a. Difratometria de Raios-X

A fim de comparar e comprovar os resultados obtidos nas análises de espectroscopia de reflectância cinco amostras representativas da alteração hidrotermal foram também analisadas por difratometria de raios-x.

A interpretação dos dados foi feita através do *software* EVA, que compara os dados medidos com uma biblioteca de difratogramas e lista possíveis minerais que podem estar presente na amostra analisada, na forma de porcentagem de certeza.

As figuras 25, 26, 27, 28 e 29 mostram os difratogramas gerados e interpretados para as cinco amostras selecionadas.

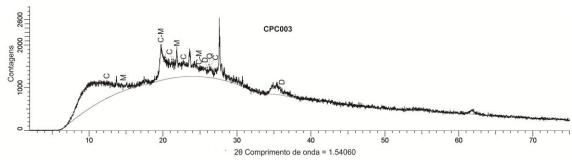


Figura 25 – Difratograma da amostra CPC003. Picos diagnósticos de caulinita (C), montmorilonita (M), dickita (D) e quartzo (Q) foram identificados.

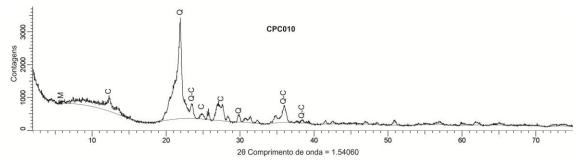


Figura 26 – Difratograma da amostra CPC010. Picos diagnósticos de caulinita (C), montmorilonita (M), quartzo (Q) foram identificados.

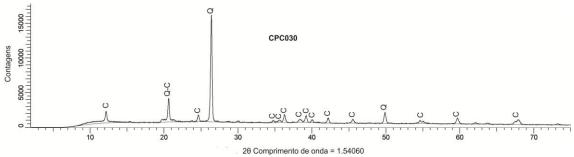


Figura 27 – Difratograma da amostra CPC030. Picos diagnósticos de caulinita (C), quartzo (Q) foram identificados.

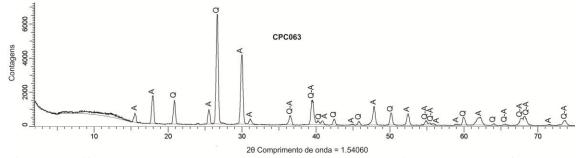


Figura 28 – Difratograma da amostra CPC063. Picos diagnósticos de alunita (A), quartzo (Q) foram identificados.

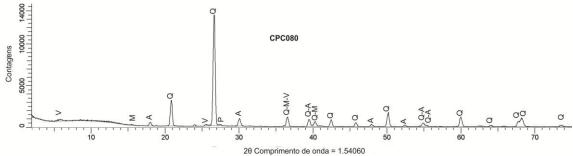


Figura 29 – Difratograma da amostra CPC080. Picos diagnósticos de vermiculita (V), montmorilonita (M), alunita (A), quartzo (Q), pirofilita (P) foram identificados.

Além da identificação mineralógica, a análise dos difratogramas ainda torna possível outras proposições. Os difratogramas CPC003 e CPC010 não apresentam picos tão bem marcados como das outras três amostras, ao contrário, a leitura possui muitos ruídos e os poucos picos formados não tem simetria. Isso provavelmente deve-se ao fato das duas amostras serem da unidade de depósitos piroclásticos, assim essas rochas contém quantidade considerável de material amorfo, sem estrutura cristalina, como vidro vulcânico e sílica amorfa, não sendo assim possível identificação através da DRX.

Faz-se então uma comparação dos minerais identificados na etapa anterior, através da espectroscopia de reflectância e os agora identificados pela difratometria de raios-X, os resultados são sintetizados na Tabela 9.

Tabela 9 – Comparação entre os minerais obtidos através da análise dos espetros das amostras e das análises por difratometria de raios-X.

Amostra	Minerais Espec. Reflec.	Minerais DRX (%*)
CPC003	montmorilonita	montmorilonita (99%) + quartzo (89%) +
		caolinita (66%) + dickita (56%)
CPC010	caulinita + alunita (Na)	montmorilonita (99%) + quartzo (66%) +
		caulinita (60%)
CPC030	caulinita + dickita + jarosita	caulinita (51%) + quartzo (33%)
CPC063	alunita (K)	quartzo (99%) + alunita (66%)
CPC080	alunita (Na)	quartzo (99%) + montmorilonita (99%) +
		vermiculita (39%) + pirofilita (12%) +
		alunita (6%)

^{*}os valores em porcentagem são referentes a probabilidade da ocorrência do mineral, não tendo caráter quantitativo na composição da rocha amostrada.

Apesar de algumas diferenças, pode-se julgar como satisfatório o uso dos dois métodos na identificação dos minerais da alteração hidrotermal.

A maior importância da difratometria de raios-X foi na identificação praticamente certa (>66% em todas as amostras) do quartzo como importante mineral na assembleia da alteração hidrotermal, uma vez que não pôde ser identificado na etapa

anterior, por não possuir feições diagnósticas no espectro eletromagnético na faixa do espectro analisado por espectroscopia de reflectância.

Com base nos resultados da identificação dos minerais da alteração hidrotermal, foi então inferida (por interpolação manual), uma distribuição espacial para as assembléias minerais, agrupando minerais com ocorrência próxima e finalmente, agrupando as assembleias minerais com base na literatura chegou-se ao Mapa de Domínios da Alteração Hidrotermal de Chapi Chiara, caracterizando três domínios (Fig.30).

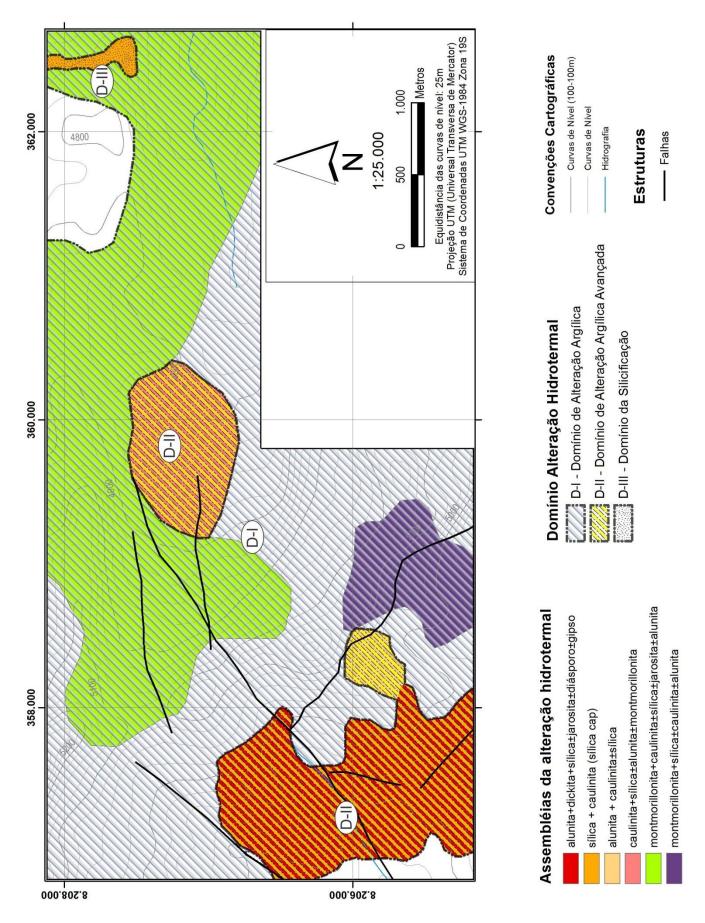


Figura 30 – Mapa de Domínios da Alteração Hidrotermal de Chapi Chiara.

5.2. Distribuição Espacial da alteração hidrotermal

(i) Domínio da Alteração Argílica

No que concerne à Alteração Argílica fazem parte deste domínio as rochas com assembleia mineral de alteração hidrotermal contendo (montmorilonita + caulinita ± sílica ± jarosita ± alunita) ou (montmorilonita + sílica ± caulinita ± alunita).

Ocorre na maior parte da área de estudo, associado tanto à unidade de derrames andesíticos como à unidade de depósitos piroclásticos, alterando também o domo dacítico.

É caracterizada como uma alteração incipiente e seletiva, que resulta principalmente da substituição dos fenocristais de plagioclásio e augita dos derrames andesíticos e domo dacítico afetados pela alteração, o que confere a rocha uma coloração esbranquiçada (Fig. 31a).

Nos andesitos, os minerais de alteração chegam a constituir 10% do total da rocha. A substituição dos fenocristais ocorre de forma pervasiva, por meio dos planos de clivagem e outros planos de fratura dos fenocristais (Fig. 31b, c). Em alguns casos a substituição se dá por completa, deixando na rocha pseudomorfos euédricos de clinopiroxênio e/ou plagioclásio (Fig. 31d,e).

No domo dacítico a alteração é marcada pela argilização da matriz da rocha, sendo característica da segunda assembléia de alteração: (montmorilonita + sílica ± caulinita ± alunita). Isto é observado pelo fato de que no dacito pórfiro, os fenocristais são substituídos por sílica microcristalina, envoltos em uma matriz totalmente alterada para argilominerais, possivelmente montmorilonita ± caulinita (Fig. 31f).

Os depósitos piroclásticos também são afetados por esse domínio de alteração hidrotermal argílica, no entanto em campo é difícil a distinção da presença desses minerais, pois se assemelham aos componentes do tufos e *lapilli* tufos (são brancos, de granulação fina a muito fina). Para esta unidade a espectroscopia de reflectância foi fundamental na identificação dos minerais de alteração, e dentro do domínio da alteração argílica, o principal mineral que compõe a alteração desta unidade é a montmorilonita, fazendo parte do grupo da primeira assembleia mineral (montmorilonita + caulinita ± sílica ± jarosita ± alunita).

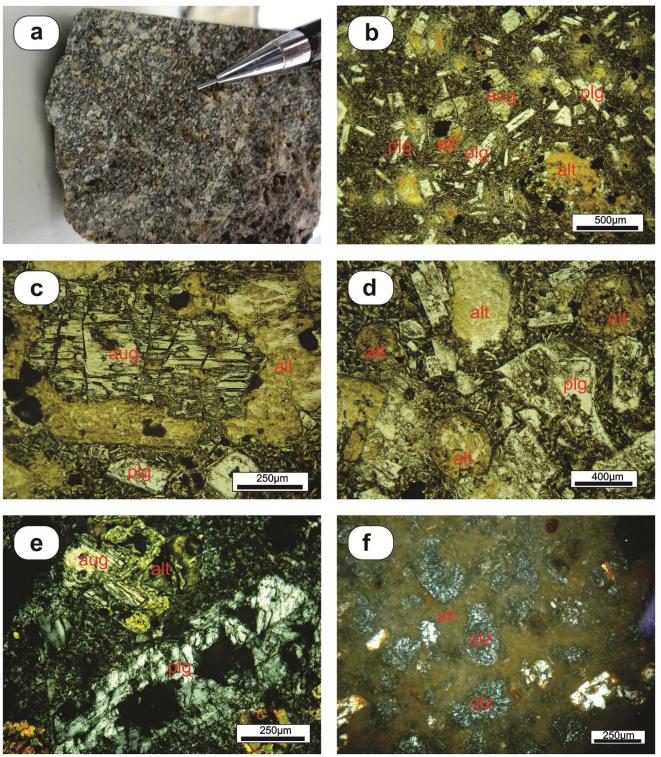


Figura 31 – Prancha de fotografia e fotomicrografias da alteração argílica. a) amostra hidrotermalizada de andesito, com fenocristais de coloração branca (CPC20); b) fotomicrografia do andesito (CPC18), a textura porfirítica evidencia boa parte dos fenocristais que foram substituídos por argilominerais (LPP); c) fotomicrografia do andesito (CPC20), minerais da alteração substituindo parcialmente os cristais de augita, note as clivagens preenchidas primeiro (LPP); d) fotomicrografia do andesito (CPC20), pseudomorfos de augita euédricos, totalmente substituídos pelos minerais da alteração (LPP); e) fotomicrografia do andesito (CPC68), fenocristais de plagioclásio e augita parcialmente substituídos por minerais hidrotermais (LPX); f) fotomicrografia do dacito pórfiro (CPC25), fenocristais de bt+qtz+plg foram totalmente substituídos por sílica microcristalina e estão circundados por argilominerais que substituíram a matriz também (LPX). Abreviações utilizadas: aug = augita; plg = plagioclásio; qtz = quartzo; alt = minerais da alteração; LPP = Luz Polarizada nicóis paralelos; LPX = Luz Polarizada nicóis cruzados.

(ii) Domínio da Alteração Argílica Avançada

Este domínio é caracterizado pelas rochas que apresentam as seguintes assembleias de alteração hidrotermal: (alunita + dickita + sílica \pm jarosita \pm diásporo \pm gipso), (caulinita + alunita \pm sílica) e (caulinita + sílica \pm alunita \pm montmorilonita).

Ocorre principalmente no setor central e sudoeste da área. Apresenta como principal litotipo as brechas hidrotermais, ainda que nem sempre apresente a textura de brecha propriamente dita, é caracterizada como uma rocha fortemente silicificada, com presença de argilominerais como alunita e dickita e textura de sílica residual (*vuggy silica*) (Fig.32b, d).

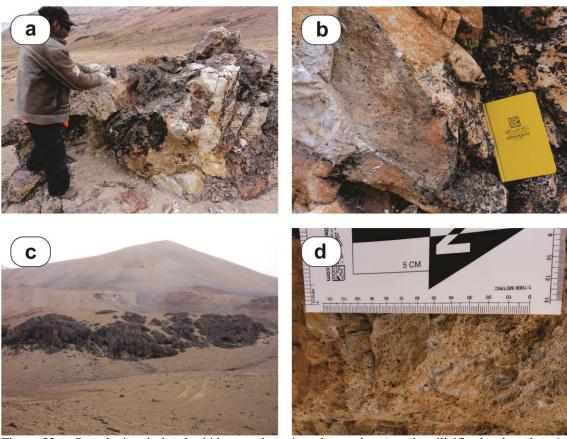


Figura 32 – Ocorrências da brecha hidrotermal na área de estudo. a) rocha silicificada, de coloração branca, afloramento de onde foi coletada a amostra CPC34; b) afloramento da brecha com textura residual *vuggy sílica*, foi coletada a amostra CPC54; c) afloramento da brecha que ocorre na porção sudoeste da área, local da coleta da amostra CPC59; d) textura residual *vuggy sílica* em afloramento da brecha, amostra CPC65.

Ao contrário da alteração argílica, a alteração argílica avançada é totalmente pervasiva e modifica totalmente as feições iniciais da rocha, não sendo, em geral, possível o reconhecimento de nenhuma feição reliquiar do protólito. No entanto, devido a localização das rochas características deste domínio próximos aos derrames andesíticos, espera-se que estes sejam os protólitos das brechas hidrotermais mapeadas.

As principais feições de campo e os minerais da assembleia de alteração foram identificados em campo e em estudo petrográfico, que segue abaixo.

Brecha monomítica clasto suportada

Este litotipo ocorre em alguns afloramentos da unidade da brecha hidrotermal, sendo observado principalmente no setor NW do domínio de alteração argílica avançada.

Caracteriza-se por uma brecha monomítica, com clastos angulosos de rocha silicificada de até 2 cm envolto por matriz fina, de coloração branca, composta essencialmente por cristais de alunita muito finos, que lhe confere um brilho distinto (Thompsom & Thompson, 1996) (Fig.33a).

A alunita da matriz se apresenta como cristais tabulares, com tamanho aproximado de 50 μm. Em LPX apresenta cores de birrefringência de 1ª ordem, variando de cinza a tons amarelados (Fig. 33b).

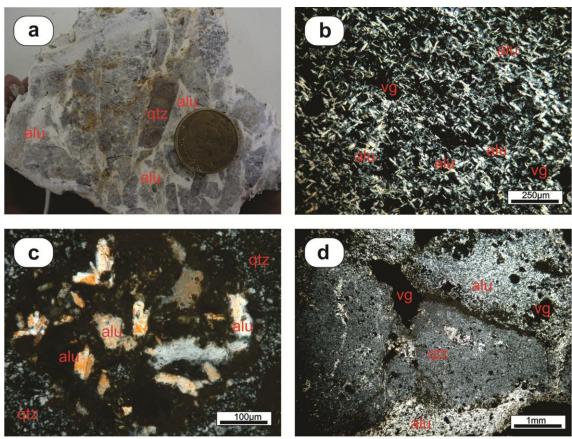


Figura 33 – Prancha de fotografia e fotomicrografias da brecha monomítica clasto suportada. a) amostra CPC82, coletada da brecha hidrotermal. Nota-se os clastos angulosos de até 2 cm, compostos de quartzo microcristalino, envoltos na matriz de alunita muito fina, que lhe confere coloração branca e brilho → característico; b) fotomicrografia de detalhe da matriz de alunita e pequenos vazios (*vuggys*) (LPX); c) clasto da brecha com cristais de alunita bem cristalizados, provável alunita de geração diferente da matriz (LPX); d) fotomicrografia do aspecto geral da rocha com o clasto anguloso de 5 mm composto por

quartzo microcristalino envolto em matriz fina de alunita, nota-se a presença da textuta sílica residual (*vuggy quartz*) (LPX). Abreviações utilizadas: alu = alunita, vg = *vuggy sílica*, qtz = quartzo, LPX = Luz Polarizada nicóis cruzados.

Ocorrem ainda clastos com alunita bem cristalizada, com até 100 µm (Fig. 33c). Por estarem no clasto e terem característica diferente da alunita da matriz, possivelmente é de outra geração.

Ocorrência de barita e Alteração sílica + alunita

Barita (BaSO₄) foi encontrada na área de afloramento das brechas hidrotermais, no setor sul do domínio de alteração argílica avançada e caracteriza-se por cristais tabulares centimétricos e com coloração esbranquiçada Fig.34a), neste ponto foi coletada a amostra CPC38. A ocorrência desse mineral confere às rochas um peso específico muito maior do que das outras brechas da área de estudo.

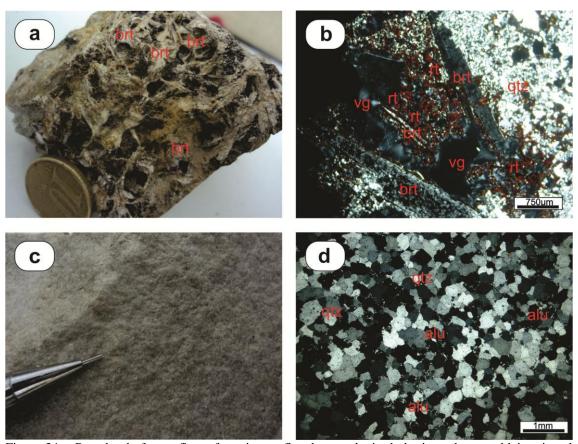


Figura 34 – Prancha de fotografias e fotomicrografias da ocorrência de barita e da assembleia mineral alunita + quartzo. a) fotografia da amostra CPC38, ocorrência de cristais brancos, tabulares de até 2 cm de barita; b) fotomicrografia da amostra CPC38, observa-se os cristais tabulares de barita, que apresentam cores de birrefringência de baixa ordem, os cristais estão em volta de um "vuggy", feição de sílica residual, assim como cristais de rutilo vermelhos envoltos por uma matriz de quartzo microcristalino (LPX); c) fotografia da amostra CPC44, caso de extensa silicificação da rocha, dando-a um aspecto granular que lembra um quartzito; d) fotomicrografia da amostra CPC44, observa-se que a rocha é composta predominantemente por quartzo bem cristalizado, subédrico a euédrico de aproximadamente 0,3mm. Nos interstícios dos cristais de quartzo ocorrem pequenos cristais de alunita (LPX). Abreviações

utilizadas: qtz = quartzo, alu = alunita, rt = rutilo, brt = barita, vg = *vuggy sílica*, LPX = Luz Polarizada nicóis cruzados.

A análise de lâmina delgada da amostra trouxe com mais detalhe as características desse mineral. A barita ocorre como cristais tabulares que apresentam cores de birrefringência de baixa ordem, os cristais estão em volta de um "vuggy", feição de sílica residual, assim como cristais de rutilo vermelhos envoltos por uma matriz de quartzo microcristalino (Fig. 34b).

Em outro ponto (CPC44) foi observado uma rocha que se assemelhava a um quartzito, composta praticamente por quartzo (Fig. 34c). O estudo petrográfico da amostra revelou que nos interstícios dos cristais de quartzo ocorrem pequenos cristais prismáticos de alunita (Fig. 34d). A rocha apresenta a textura de sílica residual (*vuggy quartz*), com poros tendo entre 0,1-0,3 mm. Os "vuggys" perfazem um total de 10% da rocha, sendo circundados por cristais de tabulares de 0,06 mm de alunita.

Ocorrência de jarosita, sílica + rutilo e Silica Cap

Em algumas amostras, como a CPC36 e CPC84 foi observada a ocorrência de jarosita juntamente a alteração argílica dominada por alunita e sílica (Fig. 35a). A ocorrência desse mineral pode estar associado ao produto de intemperismo de sulfetos de ferro ou derivado de evento hidrotermal *steam-heated*, formado em ambientes com condições ácida (Pontual *et al.*, 2008b), podendo ter importante implicação na interpretação do sistema hidrotermal de Chapi Chiara.

Confirmando o que já havia sido observado na amostra CPC38, mas agora sem a presença de barita, ocorre a associação mineral de quartzo microcristalino e rutilo dominando a composição da amostra CPC39 (Fig. 35b1). O mesmo também ocorre nas amostras CPC34 e CPC41. O rutilo pode ser identificado devido ao relevo alto, cor amarelada a avermelhada tanto em LPP como LPX. Em análise com luz refletida e nicóis cruzados, o rutilo apresenta reflexões internas amarelas e amarronadas (Fig. 35b2). Dessa forma, devido a identificação desse mineral na associação com quartzo e alunita, pode-se adicioná-lo na lista da associação mineral do domínio de alteração argílica avancada.

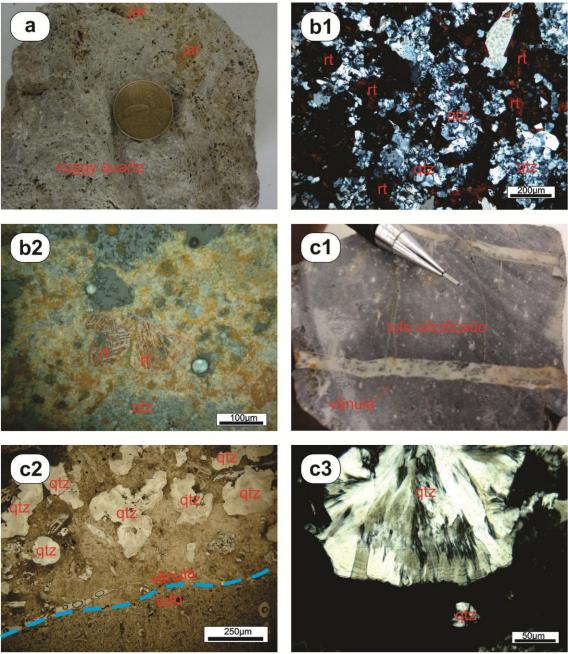


Figura 35 – a) detalhe da amostra CPC84 com a textura *vuggy quartz* e presença de jarosita; b1) fotomicrografia da amostra CPC39 com a associação mineral de quartzo microcristalino e rutilo dominando a amostra (LPX); b2) cristais de rutilo exibindo as reflexões internas amareladas e amarronadas (LRX); c1) detalhe do tufo silicificado cortado por vênulas; c2) limite entre a vênula formada principalmente por grandes cristais de quartzo com hábito coloforme e o tufo silicificado; c3) detalhe do cristal de quartzo que preenche a vênula, com hábito coloforme. Abreviações utilizadas: jar = jarosita, rt = rutilo, qtz = quartzo, LPX = Luz Polarizada nicóis cruzados, LRX = Luz Refletida nicóis cruzados.

(i) Domínio da Silicificação

Na unidade denominada de tufo silicificado (*sílica cap*) são encontradas porções seccionadas por vênulas de até 0,5 cm, preenchido por material branco amarelado (Fig. 35c1). Na Figura 35c2 pode ser observado o limite entre a vênula formada principalmente por grandes cristais de quartzo com hábito coloforme e o tufo

silicificado. O hábito coloforme é mais frequente em depósitos epitermais de baixa sulfetação, onde os depósitos normalmente estão associados a veios mineralizados e com quartzo com esse tipo de hábito. Na Figura 35c3 um detalhe do cristal de quartzo que preenche a vênula. A assembléia mineral deste domónio de alteração hidrotermal é dominada por (sílica + caulinita).

Mineralização no prospecto aurífero de Chapi Chiara

A presença de mineralizações associadas à alteração hidrotermal nas amostras analisadas é muito escassa, ficando restrita a duas pequenas ocorrências.

Uma relacionada a unidade de brechas hidrotermais, apresenta arsenopirita (FeAsS) de forma restrita. São cristais euédricos, geralmente na forma de losangos de até 0,5 mm. (Fig. 36a).

A segunda ocorrência está ligada à vênula de quartzo que secciona o tufo silicificado. Neste caso o mineral presente é pirita (FeS₂), ocorrendo de forma disseminada no veio, apresenta cristais de até 0,1 mm (Fig. 36b).

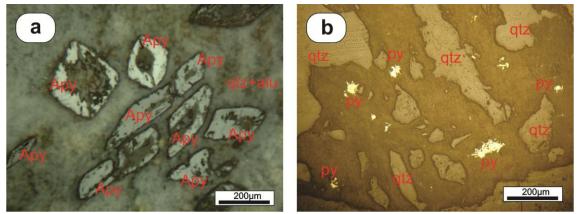


Figura 36 – Mineralizações. a) arsenopirita que ocorre localmente em amostra da brecha hidrotermal. (LRX); b) pirita associada a vênula na unidade de tufo silicificado (LRP). Abreviações utilizadas: Apy = arsenopirita, qtz = quartzo, alu = alunita, py = pirita, LRX = Luz Refletida nicóis cruzados, LRP = Luz Refletida nicóis paralelos.

Discussão e Conclusões Gerais

Neste estudo foram definidos os tipos de alteração hidrotermal e sua distribuição espacial na área do prospecto aurífero de Chapi Chiara, na região sul do Peru. Foram identificados três domínios distintos de alteração hidrotermal denominados de I, II e III e caracterizados por conter predominância, respectivamente, de alteração argílica, alteração argílica avançada e silicificação.

No Domínio I a alteração argílica afeta os derrames andesíticos, depósitos piroclásticos e o domo dacítico, onde substitui preferencialmente os fenocristais dessas rochas. A assembléia de alteração hidrotermal é composta por montmorilonita + caulinita ± sílica ± jarosita ± alunita ou montmorilonita + sílica ± caulinita ± alunita.

A alteração argílica avançada no Domínio II é observada principalmente na zona sudoeste da área, onde ocorre essencialmente nas brechas hidrotermais. Essa alteração caracteriza-se pela assembléia de alunita + dickita + sílica \pm rutilo \pm jarosita \pm diásporo \pm gipso, alunita + caulinita \pm sílica, e caulinita + sílica \pm alunita \pm montmorilonita, além de mostrar textura de sílica residual (vuggy sílica).

A silicificação que marca o Domínio III abrange apenas uma pequena porção da área, no extremo leste, onde afeta principalmente as unidades de tufos. Nessas rochas, a assembléia da alteração é marcada pela associação sílica + caulinita, interpretada nesse trabalho com um capeamento de sílica (sílica cap) do sistema hidrotermal.

As assembléias de alteração nos diferentes domínios são características de sistemas epitermais de alta sulfetação, formados pela interação de fluídos ácidos e oxidados com rochas vulcânicas e vulcanoclásticas (Fig. 37). Nesses sistemas, a presença de alunita como principal mineral de alteração hidrotermal no domínio de alteração argílica avançada indica condições de pH ácidas, enquanto que a dickita indica temperaturas acima de 200°C para o sistema hidrotermal. No entanto, devido à ocorrência, ainda que local, de diásporo e rutilo pode-se inferir temperaturas próximas dos 300°C (Hedenquist *et al.*, 1996) (Fig. 37). A presença de barita preenchendo cavidades (*vugs*) nas brechas hidrotermais pode estar associada a uma fase de alteração argílica avançada tardia e hipógena, em partes mais profundas do sistema hidrotermal (Hennig *et al.*, 2008).

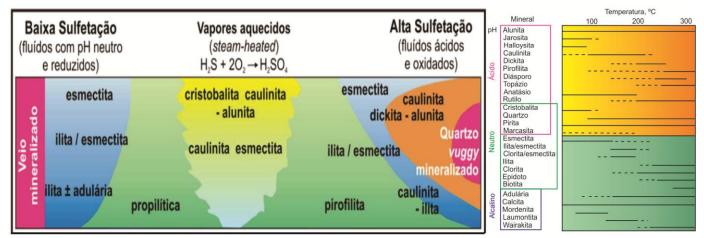


Figura 37 - Distribuição esquemática da alteração hidrotermal associada com depósitos de baixa e alta sulfetação. Temperaturas de estabilidade de minerais hidrotermais comuns em ambientes epitermais, organizando-os segundo sua estabilidade com relação ao pH (modificado de Hedenquist et al., 1996).

Implicações para a exploração mineral

Em depósitos epitermais de Au-Ag de alta sulfetação descritos na literatura, as mineralizações estão hospedadas principalmente em brechas hidrotermais silicificadas com cavidades preenchidas por sílica (textura *vuggy sílica*), circundadas por extenso halo de alteração argílica avançada (Hedenquist *et al.*, 1996; Sillitoe & Hedenquist, 2003, Taylor, 2007). Desta forma, eventuais programas de exploração deveriam documentar cuidadosamente as características geológicas e temporais das áreas de alteração argílica avançada expostas, além de executar programas de perfuração para delimitar a continuidade deste domínio de alteração hidrotermal e da ocorrência das brechas hidrotermais, principais rochas hospedeiras da mineralização aurífera.

Os sistemas epitermais de alta sulfetação podem estar relacionados a sistemas de Cu-Au-pórfiro, tal como o clássico exemplo de Lepanto nas Filipinas (Hedenquist *et al.*, 1998), não devendo-se descartar a possibilidade de encontrar na região do prospecto de Chapi Chiara, sistemas Cu-Au do tipo pórfiro contemporâneos em profundidade.

Comparação com outros depósitos epitermais de alta sulfetação

Os dados obtidos neste estudo mostram que o prospecto aurífero de Chapi Chiara apresenta características semelhantes aos de depósitos epitermais de alta sulfetação caracterizados mundialmente (Hedenquist *et al.*, 1998, 1996, Taylor, 2007), tais como: a) andesitos como rocha vulcânica associada; b) halos de alteração argílica (montmorilonita-caulinita) e argílica avançada (sílica-alunita-dickita); c) sílica maciça

granular e sílica residual "*vuggy silica*"; d) ausência de carbonatos na assembléia da alteração hidrotermal; e) presença de barita tardia.

Comparando os resultados obtidos para a caracterização dos tipos de alteração hidrotermal em Chapi Chiara com os descritos para os depósitos de Canauhire (Santos et al., 2011) e Cerro Millo (Hennig et al., 2008), observa-se que a alteração hidrotermal caracterizada neste trabalho tem maior correspondência com a observada em Cerro Millo. No entanto, algumas diferenças são observadas: a) em Cerro Millo, a mineralização está hospedada em andesitos de idade Mioceno Inferior, que difere dos descritos em Chapi Chiara que são Mio-Pliocênicos; b) alteração argílica avançada em rochas piroclásticas, enquanto que em Chapi Chiara é encontrada principalmente em andesitos.

O baixo conteúdo de pirita e outros sulfetos, como enargita, em Chapi Chiara é um ponto que difere não somente do depósito de Cerro Millo, mas também do modelo proposto para os depósitos epitermais de alta sulfetação (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Esta questão permanece em aberto e aguarda o progresso das atividades de exploração na área.

Para concluir, semelhante à Ducart (2007), ressalta-se aqui a importância da utilização de espectroscopia de reflectância como uma ferramenta muito útil na exploração mineral para a identificação e mapeamento de minerais de alteração hidrotermal. No caso do prospecto de Chapi Chiara, o uso dessa ferramenta permitiu identificar e mapear de forma rápida e eficaz os principais minerais da assembléia de alteração hidrotermal, tais como alunita, caulinita, dickita, montmorilonita, diásporo e jarosita.

Referências Bibliográficas

- Acosta, J.; Quispe, J.; Rivera, R.; Valencia, M.; Chirif, H.; Huanacuni, D.; Rodríguez, I.; Villareal E.; Paico, D.; Santisteban, A. 2010 *Mapa metalogenético del oro en el Perú 2010*. Disponível em: <www.ingemmet.gob.pe>. Acessado em 20 de março de 2012.
- Carlotto, V.; Cerpa, L.; Acosta, H.; Rodriguez, R. 2009 Evolución tectónica y metalogenética de la Litosfera del Sur del Perú: Resultado de la acreción de bloques alóctonos. Perumin 29ª Convencion Minera. Disponível em:
- http://www.convencionminera.com/perumin_cms/upload/archivos/TT-178%20Final.pdf. Acessado em 7 de março de 2012.
- Clark, R.N.; Swayze, G.A.; Wise, R.; Livo, E.; Hoefen, T.; Kokaly, R.; Sutley, S.J. 2007 *USGS digital spectral library splib06a*: U.S. Geological Survey, Digital Data Series 231.
- Cullity, B.D. 1978 *Elements of X-ray diffraction*. 2.ed. Addison-Wesley Publishing Company, INC., 555p.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. 1966 *Minerais constituintes das rochas uma introdução*. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 558p.
- DNPM Departamento Nacional da Produção Mineral. *Sumário Mineral* / Ministério de Minas e Energia; Lima, T.M.; Neves, C.A.R. (coord.) Brasília: DNPM/DIPLAM, 2011.
- Ducart, D.F. 2007 Alteração hidrotermal do prospecto aurífero Cerro La Mina, Los Menucos, Patagônia, Argentina: geologia, sensoriamento remoto e isótopos estáveis. Tese de Doutoramento, Universidade Estadual de Campinas, 173 p.
- Fisher, R.V. 1961 *Proposed classification of volcaniclastic sediment and rocks*. Geological Society of America Bulletin, Vol. 72: 1409-1414.
- Gansser, A. 1973 Facts and theories on the Andes: Journal of the Geological Society, v. 129, pp. 93-131.
- Hedenquist, J.W; Izawa, E.; Arribas, A.R.; White, N.C. 1996 *Epithermal Gold Deposits: Styles, Characteristics, and Exploration.* The Society of Resource Geology: Resource Geology Special Publication number 1, 70 p.
- Hedenquist, J.W.; Arribas, A.R; Reynolds, J.T. 1998 Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits. Philippines. Economic Geology, 93: 373-404.
- Hennig, D.; Lehmann, B.; Burgess, R.; Tak, M.A.N. 2008 Geology, geochemistry and 40Ar/39Ar ages of the Cerro Millo epithermal high-sulfidation gold prospect, southern Peru. Ore Geology Reviews, 34(3): 304-316.
- INGEMMET Instituto Geologico Minero y Metalurgico 2011 Mapa Geológico del cuadrángulo de Pichacani, escala 1:100.000. Disponível em: http://www.ingemmet.gob.pe>. Acesso em 15 de maio de 2012.
- Lecaros, W.L.; Moncayo, O.P.; Vilchez, L.V.; Fernández, A.S. 2000 *Memória explicativa del mapa geologico del Peru*. Escala 1:1.000.000. Boletin n° 136, Série A: Carta Geológica Nacional. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Lima, 1a ed., 73 p.

- Mamani, M.; Wörner, G.; Sempere, T. 2009 Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): tracing crustal thickening and magma generation through time and space. Geological Society of America Bulletin, 122(1-2): 162-182.
- Marocco, R.; Del Pino, M. 1966 *Geología del cuadrángulo de Ichuña*. Boletin n° 14, Série A: Carta Geológica Nacional. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Lima, 57 p.
- Morche, W. & Santos, A. 2009 Chucacapa Regional Geology: Regional mapping and geological synthesis. Report for Minera Gold Fields Peru SA. Lima. 95p.
- Moreira, M.A. 2003 Fundamentos de Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação. Viçosa, UFV. 307p.
- Neves, S.P. 2008 Dinâmina do manto e deformação continental: uma introdução à geotectônica. 2ª Ed. Editora Universitária da UFPE. Recife. 168p.
- Palácios, O.M.; De la Cruz, N.; Klinck, B.A.; Allison, R.A.; Hawkins, M.P. 1993 Geologia de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca sur del Peru. Editorial Allamanda S.R.L., Lima, Peru, 258 p.
- Pontual, S.; Merry, N.; Gamson, P. 2008 *Spectral interpretation Field manual*. GMEX. Spectral Analysis guides for mineral exploration. AusSpec International Ltd., vol. 1, 3^a Ed., 189 p.
- Pontual, S.; Merry, N.; Gamson, P. 2008b *Epithermal alteration systems*. GMEX. Spectral Analysis guides for mineral exploration. AusSpec International Ltd., vol. 4, 3^a Ed., 62 p.
- Quispe, J.; Carlotto, V.; Acosta, J.; Macharé, J.; Chirif, H.; Rivera, R.; Romero, D.; Huanacuni, D.; Rodriguez, R. 2008 *Mapa metalogenético del Perú 2008*. In: Congresso Peruano de Geología, 14: 2008, Lima. Anais. Lima: 2008, C-27. Resumo expandido em CD-ROM.
- Ramos V.A. 1999 Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. Episodes, 22(3): 183-180.
- Sánchez, A.F.; Lecaros, W.L. 1995 Rocas Igneas. In: Palácios O.M., Sánchez A.F., Herrera F.R. (Eds.) *Geologia del Peru*, Boletin 55, Série A: Carta Geológica Nacional. Firmat S.A. Editores &Impresores, Lima, 1ª ed., 87-130.
- Santos, A.; Baumgartner, R.; Gaibor, A.; Dusci, M.; Azevedo, F.; Gradim, R.; Dunkley, P.; Den Bôer, D.; Valer, R.; 2011 *Geology and mineralisation of the Au-Cu-Ag Canahuire epithermal deposit, Chucapaca Project, southern Peru*. In: Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA), 11 Biennial Meeting, Antofagasta, Abstracts, 4p.
- Sillitoe, R.H. 1993 *Epithermal models: genetic types, geometrical controls and shallow features*. In: Kirkham, R.V.; Sinclair, W.D.; Thorpe, R.I; Duke, J.M (Eds.). Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada, Special Papers 40, p. 403-417.
- Sillitoe, R.H. & Hedenquist, J.W. 2003 Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits. Society of Economic Geologists. Especial Publication No 10. 30p.
- Skoog, D.A; Holler, F.J; Nieman, T.A. 2002 *Princípios de análise instrumental* (5ª ed.). Bookman, Porto Alegre. 836p.

- Streckeisein, A. 1967 *Classification and Nomenclature of Igneous Rocks*. N.Jb. Miner Abh.,107(2): p: 144-214.
- Taylor, B.E. 2007 *Epithermal gold deposits*, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 113-139.
- TerraSpec Explorer 2011. Real-time spectroscopic technology for field-portable, qualitative mineral analysis. Disponível em: http://www.asdi.com/products/terraspec-explorer-qualitative-mineral-exploration-instrument. Acesso em 15 de junho de 2012.
- Thompson, A.J.B.; Hauff, P.L.; Robitaille, A.J. 1999 *Alteration mapping in exploration:* application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. SEG Newslleter, 39:16-27.
- Thompson, A.J.B. & Thompson, J.F.H. 1996 *Atlas of alteration. A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals*. Mineral Deposits Division GAC, British Columbia, 119 p.
- Wernick, E. 2004 Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. Editora Unesp. São Paulo. 655p.
- White, N.C. & Hedenquist, J.W. 1995 *Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration*. Society of Economic Geologists Newsletter, No. 23, pp. 1, 9-13
- White, N.C. & Poizat, V. 1995 *Epithermal deposits: Diverse styles, diverse origins?* in: Mauk, J.L., and St George, J.D., eds., Pacrim Congress 1995, Auckland, Proceedings: Parkville, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 623–628.

 $ANEXO\ A-Mapa\ dos\ pontos\ amostrais\ com\ os\ rótulos\ do\ principal\ mineral\ hidrotermal\ reconhecido$

