UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

POS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

Carlos Humberto Tapia Calle

ESTUDO DE MINERALIZAÇÕES DE TIPO CU-PÓRFIRO DO SUL DO PERU POR MEIO DE SENSORIAMENTO REMOTO E AEROMAGNETOMETRIA.

Tese apresentada ao Instituto de Geociências como parte dos requisitos para obtenção do título Doutor em Ciências.

Orientador: Prof. Dr. Álvaro Penteado Crósta
Co-orientador: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

Este exemplar corresponde à redação final da tese defendida por Carlos Humberto Tapia Calle e aprovada pela Comissão Julgadora em 18/11/2002

ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

Outubro - 2002

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRA
SEÇÃO CIRCULANT

UNIDADE BC
Nº CHAMADA T/UNICAMP
T162e
V ____ EX ____
TOMBO BC/ 51697
PROC. 16-837-02
C ☐ D ☒
PREÇO R$ 11,00
DATA 02-12-02
Nº CPD ____

CM00176943-8

IB ID 271614

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA DO IG - UNICAMP

Tapia Calle, Carlos Humberto
T162e Estudo e mineralizações de tipo Cu-pórfiro do sul do Peru, por meio de sensoriamento remoto e aeromagnetometria / Carlos Humberto Tapia Calle.- Campinas,SP.: [s.n.], 2002.

Orientadores: Álvaro Penteado Crósta, Carlos Roberto de Souza Filho
Tese (doutorado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Sensoriamento remoto. 2. Espectrometria. 3. Alteração Hidrotermal. 4. Cobre – minas e mineração. 5. Andes, região. I. Crósta, Álvaro Penteado. II. Souza Filho, Carlos Roberto de. III. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências IV. Título.

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

AUTOR: Carlos Humberto Tapia Calle

ESTUDO DE MINERALIZAÇÕES DE TIPO CU-PÓRFIRO DO SUL DO PERU POR MEIO DE SENSORIAMENTO REMOTO E AEROMAGNETOMETRIA.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Álvaro Penteado Crósta

Aprovada em: 18 / 11 / 2002

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Álvaro Penteado Crósta - **Presidente**
Profa. Dra. Elisabete Maria Pascholati
Prof. Dr. Icaro Vitorello
Prof. Dr. Miguel Cardozo
Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Campinas, 18 de novembro de 2002

200251312

"... Pues ni las largas barbas, Clea, ni el llevar mantos filósofos, ni los vestidos de lino ni un afeitado total hace devotos de Isis; sino que es Isíaco verdaderamente aquel que, cuando recibe por vía legal de la tradición lo que se enseña y practica en relación con esas divinidades, examina e investiga profundamente qué hay en ello".

(Plutarco, "Sobre Isís y Osiris". 252.3C.)

A mi madre por su paciencia sin fin.
A mi esposa e hijo por el inconmensurable amor y apoyo.

AGRADECIMENTOS

A minha mãe sem restrições.

A minha nova família Márcia e Evzen Phardin pelo apoio e amor.

Ao CNPq pela bolsa de doutorado.

Ao Prf. Dr. Álvaro P. Crósta pela orientação e discussão do trabalho

Ao Prf. Dr Carlos R. de Souza F. pela co-orientação e discussões.

Ao Dr. Álvaro Tobar (Minera Mantos Blancos-Chile) pelo apoio financeiro.

Ao Dr. Miguel Cardozo pela sua participação e incentivo.

Ao Ing. Hugo Rivera, em representação do INGEMMET pelos dados geofísicos e Landsat TM.

Aos professores Drs. da Instituição (UNICAMP-DGRN) pelas sugestões e amizade, especialmente a Roberto P. Xavier e Elisabete Pascholati pelas críticas e sugestões.

Ao Prof. Icaro Vitorello pelas sugestões na qualificação.

Aos. geólogos das Minas de Cuajone e Toquepala: Pepe Valdivia, Jose Valle, Carlos Aguirre, Edgardo Cuadros, pelas sugestões.

Aos amigos de apartamento: Heitor Maia, Hector Barrueto pelos bons momentos e acolhida, valeu.

Ao Colega Renato Neder e família pela amizade.

Ao colega Fernando Tallarico pelo apoio, discussões e amizade.

Ao pessoal de Brasília: Marcelo Blumm e Augusto Pires.

Aos funcionários do IG que de uma ou outra forma colaboraram no presente trabalho: Valdirene Pinotti, Jô, Juarez, Laércio, Valdenir, Paulo, Ricardo, Moacir, Mauricia, Edinalva, Cristina.

Aos funcionários da biblioteca.

Aos camaradas latinos Jorge Coniglio, Bienvenido Palácio, Rigoberto Prieto, Dieguinho, pelos momentos de diversão e amizade.

A meus amigos colombianos: Marlio, Carmen e Jereson pelo apoio a minha família.

À amiga Patrícia Swalf, pelas discussões e amizade.

As meninas da instituição Silvia, Regla, Mireya, Irian, Solange, Catarina, Mercedes, Ingrid.

Aos colegas do IG: Juliano, Clauzionor, Dailto, Ricardo, Marcelo Bendelak.

Ao colega César Gomes pelas discussões e críticas do trabalho.

As meninas do DPCT: Cristina, Lobo, Alejandra, Rubia e Sir William pelas reuniões.

Aos colegas geólogos peruanos Carlos Silva, Wilfrido Segura pelo apoio.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO

1.1. localização. 3

1.2.Vias de Acesso. 4

1.3. Aspectos Fisiográficos. 5

1.4. Hidrografia. 5

1.5. Clima e vegetação. 5

1.6.Objetivos. 6

1.7.Organização da tese. 6

2. ASPECTOS GEOLÓGICOS

2.1. Geologia Regional. 9

2.1.1.Rochas Pré-cambricas. 9

2.1.1.1. Complexo Basal da Costa ou Maciço de Arequipa. 10

2.1.1. Mesozóico – Cenozóico. 10

2.2.Geologia Local. 13

2.2.1.Grupo Toquepala. 13

2.2.2. Formação Moquegua. 19

2.2.3. Vulcânico Huaylillas. 19

2.2.4.Formação Capillune. 20

2.2.5.Vulcânico Barroso. 20

2.2.6.Depósitos Quaternários. 23

2.2.7.Rochas Intrusivas. 23

2.2.7.1. Batólito da Costa e da Caladera. 23

2.2.7.1.1.Diorito. 24

2.2.7.1.2.*Latito Porfirítico.* 24

2.3. Características dos depósitos de Cu-Porfiro de Cuajone, Quellaveco e Toquepala. 25

2.4.Arcabouço estrutural da Área. 27

2.5.Considerações Finais. 30

3. ASSINATURA GEOFÍSICA DE DEPÓSITOS TIPO PÓRFIRO NOS ANDES SUL PERUANOS: RESULTADOS DO PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE DADOS AEROMAGNÉTICOS REGIONAIS

3.1.Introdução. 33

3.2.Aquisição dos dados Geofísicos. 33

3.3.Métodos de Pré-processamento e Processamento dos dados. 34

3.3.1.Background. 34

3.3.2.Métodos de Interpolação. 36

3.3.2.1. Krigagem (Krigging). 36

3.3.3.Remoção do IGRF. 37

3.3.4.Temperatura Curie. 37

3.3.5.Representação dos dados. 38

3.3.6.Métodos de Filtragem de dados Magnéticos. 38

3.3.6.1.Transformada de Fourier. 39

3.3.6.2.Espectro de Potência. 40

3.4. Resultados. 43

3.4.1. Campo Magnético Anômalo. 43

3.4.2. Espectro de Potência. 47

3.4.3. Continuação para cima. 48

3.4.4. Sinal Analítico. 49

3.4.5. Derivadas Horizontais e Verticais. 49

3.4.6. Mapa de Domínios Magnéticos. 57

3.4.7. Mapa de Lineamentos. 65

3.4.8. Perfis Magnéticos. 65

3.4.Conclusões. 71

4. ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS LANDSAT-TM NA EXPLORAÇÃO DE DEPÓSITOS TIPO CU-PÓRFIRO DOS ANDES PERUANOS

4.1. Introdução e Objetivos. 75

4.2. Sensores Remotos e sua Aplicação na Exploração de Depósitos de Cu-Pórfiro. 79
4.3. Técnicas de Processamento de Imagens na Exploração de Depósitos do Tipo Cu-Porfiro. 82
4.3.1. Análise por Principais Componentes para Identificação de Minerais de Alteração. 83
4.4. Técnicas de Processamento de Imagens Hiperespectrais para Exploração de Depósitos de Tipo Cu-Pórfiro. 89
4.4.1. Caracterização Espectral dos Minerais de Referência. 91
4.4.2. Correção atmosférica da Imagem Landsat TM. 92
4.4.3. Processamento Hiperespectral das Imagens TM para Mapeamento da Alteração Hidrotermal no Depósito de Quellaveco. 95
4.4.4. Minimum Noise Fraction. 95
4.4.5. Índice de Pureza de Pixels (PPI). 96
4.4.6. Spectral Angle Mapper (SAM). 97
4.4.7. Spectral Feature Fitting (SFF). 101
4.5. Resultados Obtidos com as Técnicas de Processamento Multi e Hiperespectrais no Mapeamento de Minerais de Alteração Hidrotermal. 105
4.6. Conclusões. 109

5. INFRARED SPECTROSCOPY OF HYDROTHERMAL ALTERATION ZONES AT THE QUELLAVECO PORPHYRY-COPPER DEPOSIT, SOUTHERN PERU: IMPLICATIONS FOR REGIONAL EXPLORATION IN THE ANDES

5.1. Introduction. 115
5.2. Tectonic Setting. 117
5.3. Geology of the Quellaveco Region. 117
5.3.1. Toquepala Group. 117
5.3.2. Toquepala Formation. 118
5.3.3. Huaylillas Volcanic. 118
5.3.4. Barroso Volcanic. 118

5.3.5. Intrusive Rocks. 118
5.3.6. Quellaveco Porphyry Copper Deposits. 119
5.4. Hydrotermal Alteration. 119
5.5. Methods. 121
5.5.1. Reflectance Spectroscopy. 121
5.5.2 X Ray Difraction (XRD). 122
5.5.3. Fluid Inclusions. 122
5.6. Materials. 123
5.7. Results and Discussions I: Spectral and X ray Analysis. 124
5.8. Results and Discussions II: Microthermometric determination. 127
5.9. Conclusions 128

CONCLUSÕES 157
REFERENCIAS
ANEXOS 173

INDICE DE FIGURAS

INTRODUÇÃO

Figura 1.1. Mapa de localização da área. 3

Figura 1.2. Mapa de acesso às minas. 4

II. ASPECTOS GEOLÓGICOS

Figura 2.1. Esboço geológico regional e área do levantamento aérogeofísico. 11

Figura 2.2. Mapa geológico local (Moquegua). 15

Figura 2.3. Coluna geológica de Moquegua. 17

Figura 2.4. Vista panorâmica do *pit* de Cuajone. 21

Figura 2.5. Esboço tectônico da área de estudo. 29

Figura 2.5b. Análise interpretativa de lineamentos (PC1),Landsat TM. 29

III. ASSINATURA GEOFÍSICA DE DEPÓSITOS TIPO PÓRFIRO NOS ANDES SUL PERUANOS: RESULTADOS DO PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE DADOS AEROMAGNÉTICOS REGIONAIS

Figura 3.1. Espectro de energia. 41

Figura 3.2. Campo magnético anômalo. 45

Figura 3.3. Espectro de potência da área de estudo. 48

Figura 3.4. Continuação para cima. 51

Figura 3.5. Sinal analítico. 53

Figura 3.6. Derivada horizontal X. 55

Figura 3.7. Derivada horizontal Y. 59

Figura 3.8. Segunda derivada vertical. 61

Figura 3.9. Mapa de domínios magnéticos. 63

Figura 3.10. Mapa de lineamentos X, Y. 67

Figura 3.11. Perfis magnéticos e topográficos. 69

IV. ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS LANDSAT-TM NA EXPLORAÇÃO DE DEPÓSITOS TIPO CU-PÓRFIRO DOS ANDES PERUANOS

Figura 4.1. Curvas de assinatura espectral de alguns minerais típicos de alteração hidrotermal (VIS – SWIR). 82

Figura 4.2. Principal componente de Hy. 85

Figura 4.3. Principal componente de Fe. 85

Figura 4.4. Somatória das principais componentes Hy + Fe. 87

Figura 4.5. Técnica Crósta (RGB). 87

Figura 4.6. Espectros das assembléias minerais Ilita; Ilita+esmectita; alunita+caulinita (VIS-SWIR). 92

Figura 4.7. Espectros das assembléias minerais Ilita; Ilita+esmectita; alunita+caulinita (resolução do TM). 92

Figura 4.8. Espectro da mina de Quellaveco: (a) sem correção atmosférica; (b) com correção atmosférica. 93

Figura 4.9. Autovalores do *Mínimo Noise Fraction* (MNF). 96

Figura 4.10. Resultado da técnica do índice de pureza do pixel PPI. 99

Figura 4.10a. PPI de Cuajone. 99

Figura 4.10b. PPI de Quellaveco. 99

Figura 4.10c. PPI de Toquepala. 99

Figura 4.10d. PPI do Alvo Sul. 99

Figura 4.11. Esboço do ângulo espectral. (SAM). 97

Figura 4.12. Continuo removido das curvas espectrais da figura 4.6. 101

Figura 4.13. Continuo removido das curvas espectrais da figura 4.7. 102

Figura 4.14. Resultado do Spactral Angle Mapper SAM. 103

Figura 4.14a. SAM de Cujaone. 103

Figura 4.14b. SAM de Quellaveco. 103

Figura 4.14c. SAM de Toquepala. 103

Figura 4.14d. SAM do Alvo Sul. 103

Figura 4.15. Resultado do Spectral Feature Fiting SFF. 107

Figura 4.15a. SFF de Cuajone. 107
Figura 4.15b. SFF de Quellaveco. 107
Figura 4.15c. SFF de Toquepala. 107
Figura 4.15d. SFF do Alvo Sul. 107

V. INFRARED SPECTROSCOPY OF HYDROTHERMAL ALTERATION ZONES AT THE QUELLAVECO PORPHYRY-COPPER DEPOSIT, SOUTHERN PERU: IMPLICATIONS FOR REGIONAL EXPLORATION IN THE ANDES

Figura 5.1. Mapa de localização e distribuição de placas tectônicas. 135
Figura 5.2. Mapa geológico simplificado da área de estudo. 137
Figura 5.3. Perfil esquemático SE-NW do depósito de cobre pórfiro de Quellaveco. 139
Figura 5.4. Mapa de Alteração da mina de Quellaveco e localização das amostras. 141
Figura 5.5. Curvas espectrais da zona de alteração argílica avançada. 143
Figura 5.6. Curvas espectrais ao longo do perfil SS´da mina de Quellaveco. 145
Figura 5.7. Analise de difração de raios X (XRD) das amostras do perfil SS´da Mina de Quellaveco. 147
Figura 5.8. Perfil da profundidade de absorção da ilita a 2.2 μm. 149
Figura 5.9. Mapa de isovalores da profundidade de absorção da ilita a 2.2μm. 151
Figura 5.10. Perfil esquemático das áreas de alteração da mina de Quellaveco. 153
Figura 5.11. Perfil de temperatura de homogeneização total (Tht) vs salinidade das amostras do perfil FF´da mina de Quellaveco. 155

INDICE DE TABELAS

II. ASPECTOS GEOLÓGICOS

Tabela 2.1. Datações do Batólito da Costa, segmentos Arequipa e Toquepala. 24

Tabela 2.2. Características gerais dos depósitos tipo cobre pórfiro do sul do Peru: Cuajone, Quellaveco e Toquepala. 26

IV. ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS LANDSAT-TM NA EXPLORAÇÃO DE DEPÓSITOS TIPO CU-PÓRFIRO DOS ANDES PERUANOS

Tabela 4.1. Principais minerais indicadores de alterações hidrotermais em ambientes de tipo cobre pórfiro. 76

Tabela 4.2. Principais características de alguns sensores remotos utilizados na prospecção mineral. 80

Tabela 4.3. Matriz de auto-vetores das bandas 1,4,5 e 7 do TM. 84

Tabela 4.4. Matriz de auto-vetores das bandas 1, 3, 4 e 5 do TM. 89

Tabela 4.5. Seqüência de processos para o processamento com técnicas hiperespectrais. 95

V. INFRARED SPECTROSCOPY OF HYDROTHERMAL ALTERATION ZONES AT THE QUELLAVECO PORPHYRY-COPPER DEPOSIT, SOUTHERN PERU: IMPLICATIONS FOR REGIONAL EXPLORATION IN THE ANDES

Tabela 5.1. Argilominerais para identificar halos de alteração hidrotermal em sistemas porfiríticos. 155

Tabela 5.2. Amostras de difração de raios X ao longo o perfil FF'da mina de Quellaveco. 155

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

ESTUDO DE MINERALIZAÇÕES DE TIPO CU-PORFIRO DO SUL DO PERU POR MEIO DE SENSORIAMENTO REMOTO E AEROMAGNETOMETRIA.

RESUMO

TESE DE DOUTORADO

Carlos Humberto Tapia Calle

Os Andes são conhecidos por hospedarem um grande número de depósitos minerais, dentre os quais se destacam os do tipo cobre pórfiro. Este é ocaso da porção sul do Peru, onde se localizam três dos mais importantes depósitos deste tipo: Cuajone, Quellaveco e Toquepala. Estes depósitos estão localizados dentro do Oróclino da Bolívia, inseridos nos domínios da zona de cisalhamento de Incapuquio, feição estrutural que controla esse conjunto de mineralizações, que possuem idades em torno de 60 Ma.

Este trabalho fez uso de dados aerogeofísicos (magnetometria) regionais, imagens multiespectrais orbitais de sensoriamento remoto e dados de espectrometria de reflectância para caracterizar, regional e localmente, as mineralizações de cobre pórfiro do Sul do Peru. O objetivo do trabalho foi o de contribuir para o entendimento das características geológicas destes depósitos e o de avaliar a extração de informações a partir de dados de sensoriamento remoto e aerogeofísica, que possam auxiliar nos trabalhos de exploração regional.

A análise dos dados geofísicos (aeromagnéticos) indica o posicionamento das áreas mineralizadas em zonas controladas por estruturas distensionais de direção E-W, associadas à tectônica transpressiva regional, de direção NW-SE. As mineralizações posicionam-se numa crosta continental de 60 km de espessura, estando associadas a valores de intensidade magnética entre 0-70nT, aqui interpretados como sendo ocasionados pela perda de magnetização dos minerais constituintes das rochas devido a processos de aquecimento por intrusões ígneas e por esforços tectônicos.

O emprego de imagens multiespectrais de sensores remotos propiciou a caracterização espectral dos halos de alteração hidrotermal associados aos depósitos de cobre pórfiro, revelando um zoneamento dos minerais que os compõem. Possibilitou ainda a identificação uma área com assinatura espectral muito semelhante às zonas mineralizadas, denominada de Alvo Sul. Para tal, foram utilizadas técnicas de processamento que permitiram a extração da informação espectral relacionada às assembléias minerais típicas de alteração hidrotermal dos tipos filica e argílica, apesar da reduzida resolução espectral do Landsat-TM.

A espectrometria de refletância na porção do espectro infravermelho de ondas curtas possibilitou a identificação detalhada dos minerais produzidos pelos processos de alteração hidrotermal. Este é o caso da ilita tipo 2M, cuja resposta espectral serviu como indicador do zoneamento da alteração no depósito de Quellaveco.

Os resultados obtidos atestam a importância e a viabilidade do uso integrado de dados de sensoriamento remoto multiespectral e aerogeofísicos de baixa resolução na definição de áreas potenciais para mineralizações do tipo cobre pórfiro na região Andina.

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

STUDY OF CU-PORPHYRY MINERALIZATION IN SOUTHERN PERU USING REMOTE SENSING AND AIRBORNE MAGNETIC DATA.

ABSTRACT

Ph.D. Thesis

Carlos Humberto Tapia Calle

A large number of mineral deposits are known in the Andes, including Cu-porphyry deposits. Among these, Cuajone, Quellaveco and Toquepala are some of the most important in the southern portion of Peru. They are located in the domain of the Bolivian Orocline, within the Incapuquio shear zone, a structure that controls the mineralization, of about 60 Ma.

Airborne magnetic data, multispectral remote sensing images and reflectance spectroscopy were employed in order to characterize the Cu-porphyry deposits of southern Peru. The objective was to contribute toward the understanding of the geological characteristics of these deposits and to assess the use of remote sensing and low resolution geophysical data for regional exploration in the Andes.

Airborne geophysics indicated that distensional structures of E-W direction control the occurrence of ore bodies, in association with the regional transpressive tectonics in the NW-SE direction. The mineralization occur on a continental crust 60 km deep, associated with magnetic intensities in the range 0-70 nT, which are interpreted as being caused by the loss of magnetization by ferromagnetic minerals due to heating processes linked to the emplacement of igneous intrusions and tectonic movements.

The use of multispectral remote sensing data led to the spectral characterization of hydrothermal alteration haloes associated with the Cu-porphyry deposits, revealing their mineral zoning. It also enabled the identification of a spectrally anomalous area, very similar to the mineralized ones, hereby named Alvo Sul. To achieve these results, image processing techniques were employed in order to extract the spectral information related to the mineral assemblages typical of hydrothermal alteration processes, such as phyllic and argillic, despite the low spectral resolution of Landsat-TM.

Reflectance spectroscopy in the SWIR allowed the detailed identification of minerals produced by hydrothermal alteration, such as illite 2-M, that was useful as an indicator of alteration zoning in the Quellaveco deposit.

The results obtained testify the importance and viability of the integrated use of airborne geophysical data and remote sensing in order to define potential areas for Cu porphyry in the Andes.

I. INTRODUÇÃO

1.1. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada na região sul do Peru, a cerca de 80 km do Departamento de Tacna. Ela está situada na porção norte do *trend* de mineralizações cupríferas do Chile e ao longo das fronteiras de Chile, Bolívia e Peru e está associada à Inflexão de Arica, sendo caracterizada por apresentar mineralizações de tipo cobre pórfiro.

A área compreende seis folhas topográficas na escala de 1:100.000 e é delimitada pelas coordenadas 17° a 17° 30′ de latitude sul e 69° 30′ a 71° de longitude oeste (Figura 1.1).

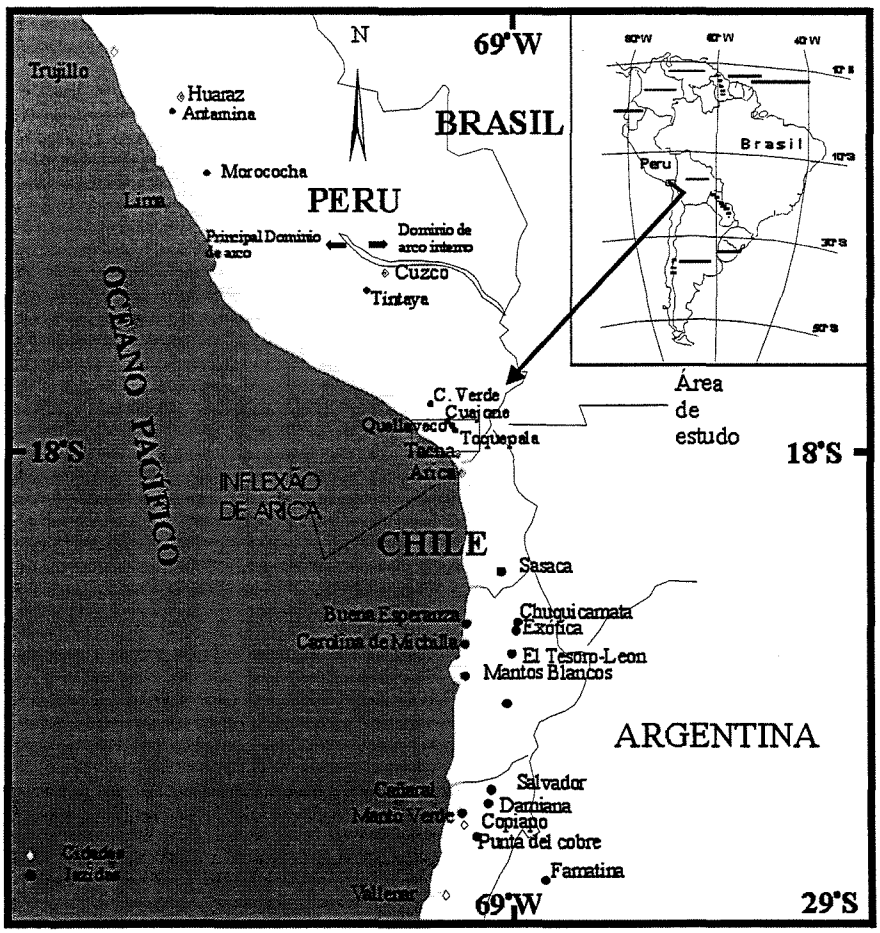


Figura 1.1: Mapa de localização da área de estudo com os principais depósitos porfiríticos do sul de Peru e Norte de Chile (Camus *et al.* 1996).

As folhas topográficas correspondem às localidades de Toquepala, Tarata, Maure, Locumba, Pachía e Palca, sendo as duas últimas localizadas nos limites políticos de Peru, Chile y Bolívia.

1.2. VIAS DE ACESSO

A área de estudo, abrangendo a região que contém os depósitos de cu-pórfiro de Cuajone, Quellaveco e Toquepala, pode ser alcançada por meio de duas vias de acesso terrestre e também por via aérea. A primeira das vias terrestres parte do km 120 da Rodovia Panamericana Sul, ao sul de Lima, seguindo por cerca de 38 km em sentido noroeste até a cidade de Moquegua. Neste ponto encontra-se o depósito de cobre pórfiro de Cuajone. A partir deste ponto, pode-se continuar pela estrada interna da empresa de mineração até os outros dois depósitos do mesmo tipo, denominados Quellaveco e Toquepala. À distância entre os três depósitos é de aproximadamente 20 km entre cada um.

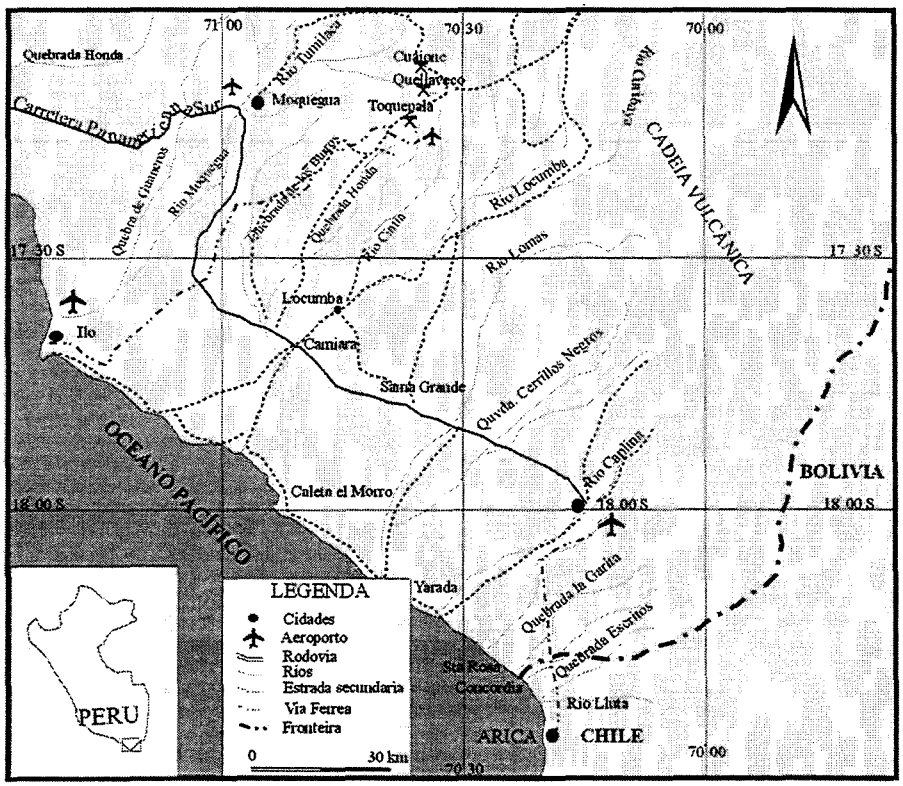


Figura 1.2 Mapa de acesso às unidades mineiras de Cuajone, Quellaveco e Toquepala.

O segundo acesso terrestre é pela km 1200 da Rodovia Panamericana Sul, ingressando pela localidade de Pampa Alta no sentido do povoado de Locumba, durante 80 km, até

depósito de Toquepala. Continuando em sentido inverso, é possível chegar às minas de Quellaveco e Cuajone.

A via aérea é pelo aeroporto da cidade de Ilo, situada no litoral peruano sul, prosseguindo por via terrestre até Moquegua ou Locumba.

1.3. ASPECTOS FISIOGRÁFICOS

Os traços físicos da região de estudo são muito variados. Na porção meridional encontram-se terrenos planos e áridos, formando parte do Lhano Costeiro. No extremo nordeste encontra-se a cadeia de cones vulcânicos da Cordilheira Ocidental e, entre ambos, desenvolve-se um terreno semi-árido, muito dissecado e de forte inclinação, correspondente à vertente do Pacífico da margem andina.

As altitudes médias são, para o Lhano Costeiro de 1.000 a 2.200 m, para o flanco andino de 2.000 a 4.000 m, alcançando, nos terrenos mais elevados correspondentes aos cones vulcânicos da Cordilheira Ocidental, os 5.100 m.

1.4. HIDROGRAFIA

A região é drenada pelos rios Moquegua e Locumba (ambos de regime sazonal), que atravessam a região no sentido NE-SW e deságuam no Pacífico. Existem ainda os rios Sama e Caplina que drenam os terrenos na direção paralela à costa do Oceano Pacífico. A maioria destes rios têm um incremento de águas nos períodos de chuva, permanecendo completamente secos em outros períodos do ano.

1.5. CLIMA E VEGETAÇÃO

O clima é marcadamente diferente nas diversas unidades fisiográficas. Na porção meridional, que corresponde à Faixa da Costa (Lhano Costeiro), é desértico, sem precipitações, exceto a leve garoa de inverno, ocasionada pela nebulosidade que chega aos lhanos.

As condições climáticas do Flanco Andino e da Zona de Cones Vulcânicos variam segundo a altitude, de moderadamente temperado até o frio intenso pela noite, atingindo

alguns graus abaixo de zero nas áreas mais elevadas. Em geral a vegetação existente é esparsa e de baixa estatura, típica de ambientes desérticos e secos. Nas localidades mais elevadas encontram-se pastos característicos da região Andina.

1.6. OBJETIVOS

A inexistência de trabalhos atualizados de geologia quanto de geofísica aplicada (sensores remotos, magnetometria), limitam as possibilidades de entender o comportamento dos eventos tectônicos e magmáticos que contribuíram na formação do arcabouço geológico da região e a localização de novos alvos minerais. Estes fatores serviram como fundamento para realizar novas interpretações.

Os objetivos específicos desta pesquisa são:

- Entender e conhecer melhor o comportamento tectono-estrutural que favorece à colocação de depósitos minerais de tipo cobre pórfiro em zonas de subduçao.
- Caracterizar a relação existente entre os depósitos minerais, as respostas aeromagnetométricas e identificar a profundidade aparente das anomalias magnéticas.
- Identificação e mapeamento das áreas de alteração hidrotermal na região sul do Peru, a partir de dados geológicos, aerogeofísicos e de sensoriamento remoto.
- Caracterização dos halos de alteração em depósitos de tipo cobre pórfiro.
- Entender qual a relação existente entre as assembléias dos minerais de alteração às zonas mineralizadas, usando dados espectrométricos de campo e laboratório.
- Tentar diferenciar assembléias mineralógicas usando técnicas de mapeamento hiperespectral.

1.7. ORGANIZAÇÃO DA TESE

A elaboração das teses no IGE, UNICAMP é feita na forma de tese ou artigos, respeitando as normas das revistas a serem submetidos. No presente caso, os quatro capítulos iniciais correspondem: (i) Introdução; (ii) Aspectos Geológicos; (iii) Assinatura Geofísica dos Andes sul peruanos; (iv) Sensores remotos, estão no formato de tese e o capítulo (v) de espectrometria, está elaborado segundo as normas da revista *Economic Geology*.

II. ASPECTOS GEOLÓGICOS

2.1. GEOLOGIA REGIONAL

Clark et al.(1990), Cobbing (1982) e Sánchez (1995) consideram que as rochas sedimentares não tiveram um rol muito importante na formação de depósitos minerais na região, sendo por isto dado maior ênfase nos processos magmato-tectônicos. A Cordilheira Andina, na porção sul do Peru e norte de Chile, apresenta uma clara subdivisão fisiográfica que compreende a Cordilheira Ocidental/Altiplano e a Cordilheira Oriental, sendo que estas, por sua vez, caracterizam a Inflexão de Arica, também conhecida como Oróclino da Bolívia (Figura 1.1).

Clark *et al.* (1983, 1990), baseados na natureza das assembléias petroquímicas das rochas ígneas, distinguem o domínio de arco vulcânico, um dos mais significativos eventos magmáticos pós-paleozóicos dos Andes Centrais (figuras 1.1 e 2.1).

A Cordilheira dos Andes está situada na borda do Pacífico oriental, tendo se formado dentro do continente, tipificando-se portanto uma cordilheira intracontinental (Dalmayrac 1988). Ela tem, em conseqüência, um substrato siálico que desenvolve um papel essencial em sua estrutura, tanto tectônica quanto magmática.

O substrato ensiálico corresponde a terrenos metamórficos (que foram em parte graníticos-tonaliticos) do Proterozoico Tardio.

2.1.1. Rochas Pré-cambrianas

Rochas de idade pré-cambriana formam o embasamento cristalino do território peruano, sendo constituídas por complexos de rochas metamórficas e ígneas, no qual se destacam corpos graníticos alcalinos e, em menor proporção, corpos básicos e ultrabásicos (Palácios 1995). O mesmo autor sugere que estas rochas se agrupam em duas séries, a mais antiga localizada na Cordilheira da Costa (600–2000 Ma.) (Cobbing *et al.* 1977; Shackleton 1979) e a mais jovem na Cordilheira Oriental (600-640 Ma.), formando o núcleo da Cordilheira (Figura 2.1) (Dalmayrac 1980). A continuação será descrita a mais antiga, localizada no Maciço de Arequipa.

2.1.1.1. *Complexo Basal da Costa ou Maciço de Arequipa*

As rochas metamórficas deste Maciço receberam vários nomes. Inicialmente, Hayt (unp. report. 1960), as denominou Complexo de Lomas, nome alterado por Bellido & Narvaez (1960) para Complexo Basal da Costa. Já Cobbing (1982) denominou-as de Gnaisse Paracas, que foi posteriormente alterado por Cobbing & Pitcher (1979) para Maciço de Arequipa..

Entre as localidades de Paracas (Nazca) e Mollendo (Arequipa) existem afloramentos descontínuos desta unidade, compreendendo blocos falhados, levantados e abatidos. Ele é constituído por gnaisses migmatíticos, xistos, filitos, anfibolitos e quartzitos cinzas a verdes; também se reconhecem diques pegmatíticos, compostos por agregados de ortoclásio-biotita-quartzo e ou ortoclásio-muscovita-quartzo (Palácios 1995).

Cobbing *et al.* (1977) obtiveram uma idade de 1811 +/- 39 Ma (Rb/Sr em rocha total) na localidade de Ocoña e afirmam que este complexo é similar àqueles do núcleo transamazônico das Guianas, Brasil, Uruguai e Argentina. Também sugerem que o Maciço de Arequipa foi parte integral do núcleo transamazônico e que o cinturão andino é ensiálico, pelo menos no Peru. Shackleton (1979), analisando sete amostras de fácies granulito, proveniente das localidades de Mollendo e Quilca, obteve uma idade de 1918 +/- 33 Ma (Rb/Sr em rocha total).

2.1.2. Mesozóico - Cenozóico

Durante o Mesozóico e Cenozóico houve o desenvolvimento do Ciclo Andino, começando com a deposição em ambiente geossinclinal e finalizando num grande soerguimento, entremeado por períodos de sedimentação e deformação. (Palacios 1995).

Figura 2.1: Esboço geológico regional da costa peruana (arco vulcânico, Cordilheira Oriental), representando desde o Pré-cambriano até Cenozóico: 1) Maciço de Arequipa; 2) Batólito da Costa; 3) Batólito da Caldera; 4) Vulcanismo da Cordilheira; 5) Vulcanismo recente 6) Bacias de Casma e Rio Grande. As linhas tracejadas demarcam o levantamento aerogeofísico do Peru. É mostrada a localização das principais jazidas do tipo cobre pórfiro do sul do Peru e norte do Chile (modificado de Petersen & Vidal 1996).

As rochas ígneas intrusivas do Arco Sul Peruano foram colocadas durante o Mesozóico e Cenozóico, com alguns intervalos de calma (Pitcher *et al.* 1985; Stewar *et al.* 1974). Este Arco experimentou uma gradação para o continente durante o Triásico Inferior – Paleoceno. Simultaneamente, na porção norte de Chile, existe uma migração do Arco para leste, ocorrida no Jurássico Inferior (Farrar *et al.* 1970; Clark *et al.* 1976).

A migração em grande escala do Arco Principal no sudeste peruano tem lugar no Oligoceno tardio (Clark *et al.* 1990; Bonhomme *et al.* 1985; France 1985). Informações mais recentes assinalam que o maior deslocamento do Arco ocorreu há 28.5 Ma, (Clark & Mc Nutt 1982). Este evento do Oligoceno é restrito às vizinhanças do Oróclino da Bolívia, sendo resultado da justaposição dos litotipos ígneos do Arco no segmento peruano da Cordilheira Oriental.

2.2. GEOLOGIA LOCAL

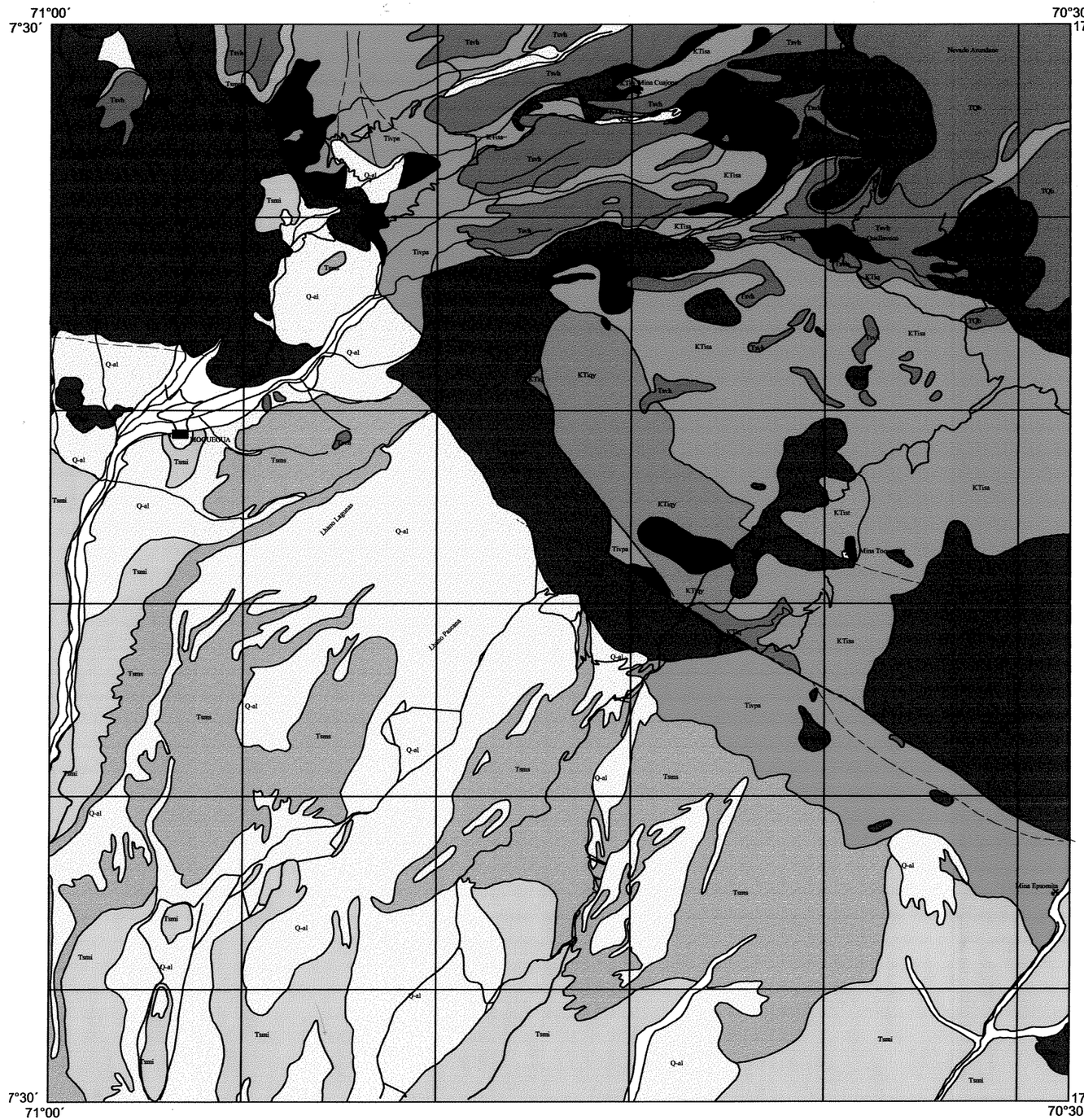
2.2.1. Grupo Toquepala

A Figura 2.3 traz a coluna estratigráfica da região de Moquegua, segundo Bellido (1963), representativa da área de estudo. Este autor confere a denominação de Grupo Toquepala a um conjunto de rochas vulcânicas com intercalações de clásticos grosseiros que afloram ao longo da margem andina, desde o Cerro da Caldera (Arequipa) até a fronteira com Chile. As unidades superiores deste Grupo estão presentes nas minas de Toquepala, Cuajone e Quellaveco. Richard & Courtright (1958) e Lacy (1958) dividiram este grupo nas Formações Toquepala, Ignonoya, Paralaque e Quellaveco.

Na base destas formações há uma seqüência de derrames, brechas de fluxo e piroclásticos dacíticos, andesiticos e riolitos, pertencentes à Formação Toquepala, que é sobreposta discordantemente pelos conglomerados e arenitos da Formação Ignonoya. Logo após há uma seqüência de derrames de dacitos, andesitos e piroclásticos conglomeráticos do Vulcânico Paralaque, atingindo acima de 2000 m de espessura.

Na porção superior do Grupo Toquepala há a presença de um conjunto de rochas vulcânicas, paralelas à Cordilheira dos Andes e com 12 km de largura, denominadas de Vulcânico Quellaveco ou Quartzo-Pórfiro de Quellaveco (Richard & Courtright 1955). Esta seqüência vulcânica é dividida em Porfiro Quellaveco, Série Toquepala, Série Alta, Riolito Yarito e Riolito Tinajones.

Mapa Geológico da folha de Moquegua



REPÚBLICA DO PERU

MINISTÉRIO DE ENERGIA E MINAS
COMISSÃO CARTA GEOLÓGICA NACIONAL

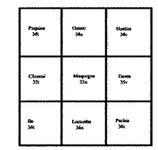
Eleodoro Bellido e Cesar Landa

- 5 0 5 10 km

ESCALA 1 : 250,000

N

Declinação magnética
de 7´para oeste, cada ano.



- Rios e drenagens
- Contatos
- Estradas
- Falhas
- Cidades e povoados
- Minas em exploração
- Minas abandonadas

	SÉRIE	GRUPO	FORMAÇÃO E ROCHA		R. INTRUSIVAS
QUATE.	Recente		Q-al	Depósitos Aluviais e Fluviais	
	Pleistoceno			Moreanas do Quaternário	
			TQb	Vulcânico Barroso	
			Tsch	Formação Capillune	
TERCIÁRIO	Superior		Tsch	Vulcânico Huaylillas	
			Tsms	F. Moquegua Superior	
			Tsmi	F. Moquegua Inferior	
	Inferior			Riolito Tinajones	Chim.vulcânica
		GRUPO TOQUEPALA	KTqy	Riolito Yarito	Dacito monzo nito de quartzo
			KTisa	Série Alta	Granito
			KTist	Série Toquepala	Diorito a granodiorito
			KTqy	Pórfiro Quellaveco	
CRETÁCEO	Superior		Tivpa	Vulcânico Paralaque	
				Formação Ignonoya	
				Formação Toquepala	

Discordância
Discordância
Discordância
Discordância
Discordância
Discordância
Discordância
Discordância
Discordância

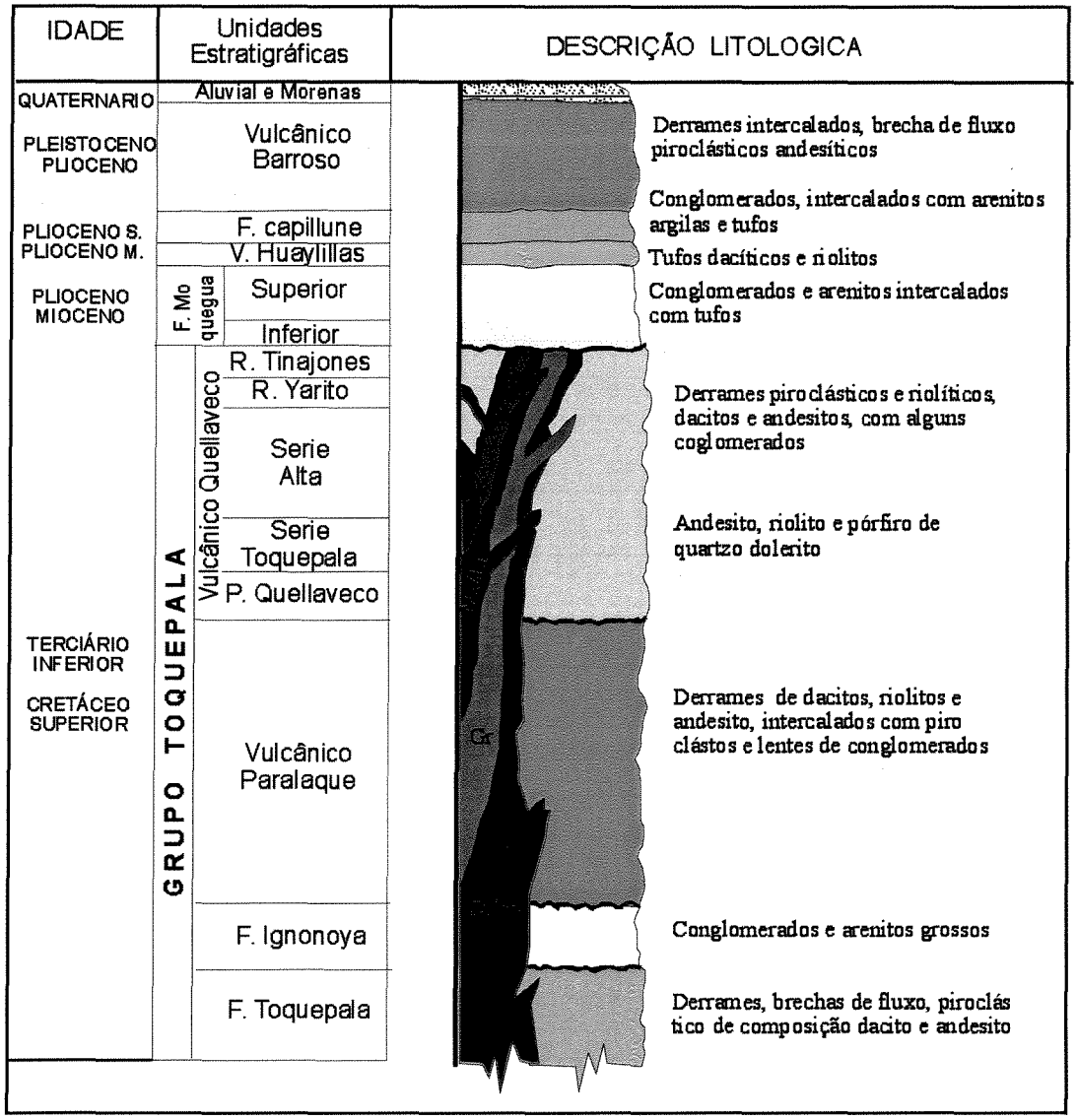


Figura 2.3 Coluna estratigráfica da localidade de Moquegua (Bellido 1965).

O Pórfiro Quellaveco é composto de derrames maciços de riolito. Acima deste temos a Série Toquepala, que aflora nas vizinhanças dos depósitos de cu-pórfiro e é composta de riolitos, andesitos porfiríticos e doleritos. Sobrepondo esta temos a Série Alta, composta de derrames dacíticos e priroclastos. Acima destas formações temos os riolitos Yarito e Tinajones, que também afloram nas vizinhanças dos depósitos. A espessura média desta seqüência vulcânica e de quase 2.000 m.

2.2.2. Formação Moquegua

Esta formação foi depositada numa área compreendida entre o Batólito da Costa e o sopé da frente Andina. Ela se sobrepõe de modo levemente discordante ao Grupo Toquepala e ao Batólito da costa (na porção sul).

Adams (1908) considera a Formação Moquegua, como de origem continental. Ela está dividida em duas unidades: *i)* Moquegua Inferior, composta principalmente por uma seqüência de arenitos a arcóseos e tufos, intercalados com arenitos e argilas, atingindo espessuras médias de 350 m (Bellido & Narvaez 1960; Narvaez 1964). Toda esta seqüência apresenta camadas e veios de gipso; *ii)* Moquegua Superior, composta de arenitos e arenitos conglomeráticos, secundariamente intercalados a arenitos tufáceos e argilas, atingindo espessura média de 300 m.

2.2.3. Vulcânico Huaylillas

Esta unidade aflora nas vizinhanças do rio Torata, na margem ocidental do país e norte de Chile, sobrepondo as minas de Cuajone Quellaveco e Toquepala. Ela é constituída por uma seqüência de conglomerados, tufos, traquitos, vitrófilos (Manrique & Plazolles. 1975; Wilson & Garcia 1962) (Figuras 2.2, 2.3 e 2.4). Mendivil (1965), baseado na posição estratigráfica, atribui-lhe idade do Mioceno – Plioceno. Clark *et al.* (1990b) datou um ignimbrito, nas vizinhanças de Quellaveco, obtendo uma idade K/Ar de 18.4 +/- 0.6 Ma.

A seqüência inicia-se com um conglomerado riolítico de clastos angulares e arredondados, de tamanhos variados, recobertas pelo Tufo Salmão, que por sua vez cobre discordantemente as intrusivas e as rochas hospedeiras. Acima desta seqüência existe uma camada de traquitos de cor marrom com bandamento de fluxo.

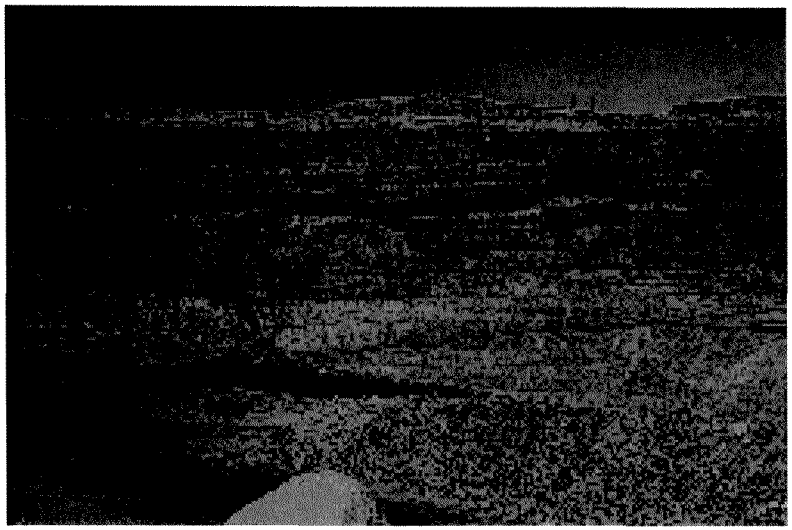
Clark *et al.* 1990b obteve idade K/Ar de 14.2 +/- 0.4 e 8.9 +/- 0.6 Ma, para o Vulcânico Chuntacala, cuja posição estratigráfica é considerada acima do Vulcânico Huaylillas e abaixo da Formação Capillune. France *et al.* (1984), Satchwell (1983) e Valdivia (2001, comunicação pessoal) consideram o Vulcânico Chuntacala como uma etapa tardia da Formação Huaylillas.

2.2.4. Formação Capillune

Esta formação encontra-se sobreposta de maneira discordante ao Vulcânico Huaylillas, composto principalmente por conglomerados, arenitos, argilas e tufos, com sedimentação continental-lacustre. Esta formação se encontra em situação sedimentar semelhante ao Vulcânico Barroso. Clark *et al.* (1990b) lhe atribui uma idade 8.5 Ma. No entanto, Concha & Valle. (1999) o consideram como Plioceno Superior devido à natureza dos sedimentos e sua posição estratigráfica.

2.2.5. Vulcânico Barroso

Wilson & Garcia (1962) descrevem uma série de rochas vulcânicas continentais, incluindo andesitos, traquitos e traquiandesitos, que conformam a Cordilheira do Barroso, uma seqüência de cones vulcânicos. Elas ocorrem na porção nordeste da folha de Moquegua, continuando de forma paralela à margem andina e à costa do Pacífico. Os cones vulcânicos atingem altitudes médias de 4.500 m. Na folha de Moquegua estes são representados pelos vulcões Arundane e Chuquicamata. As rochas vulcânicas têm características subaéreas e, com base em observações estratigráficas, suas idades são atribuídas ao Terciário Superior–Quaternário.



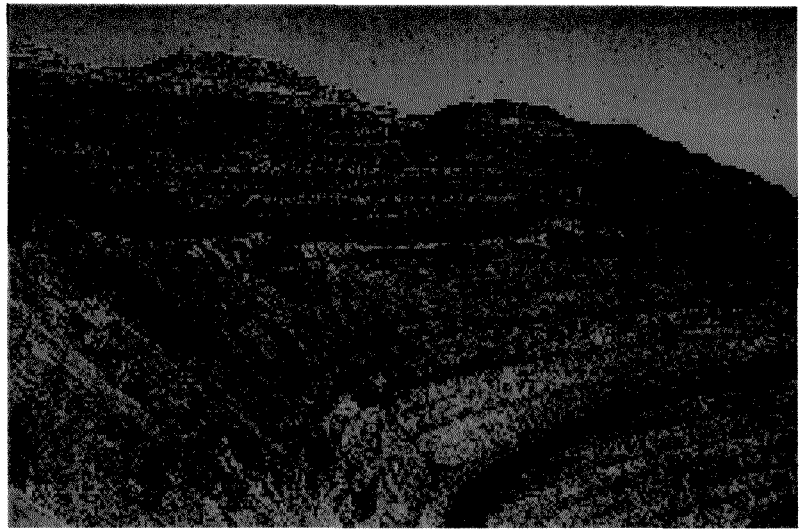


Figura 2.4, Vista sudeste do pit principal da mina de Cuajone: 1. Formação Barroso e Capillune; 2. Vulcânico Huaylillas (representado pelo Tufo Salmão); 3. porção lixiviada do minério. Nota-se também o leve mergulho horizontal das camadas em direção sul.

2.2.6. Depósitos Quaternários

Os depósitos quaternários encontram-se nas cabeceiras dos rios, vales inclinados e nas vizinhanças dos cones vulcânicos. Estes são representados por morenas aluviais e coluviais de diferente composição e tamanho.

2.2.7. Rochas Intrusivas.

No fim do Paleozóico, o magmatismo migrou no sentido oeste, ficando estabelecido durante o Mesozóico na zona da Cordilheira Ocidental. Desta forma a atividade vulcânica tem sido contínua desde o Triásico até o presente, associada freqüentemente com o plutonismo no núcleo do arco vulcânico marginal, sendo que o foco migratório da atividade continua para leste (Sánchez 1995) (figuras 2.1 e 2.2).

A posição das rochas intrusivas na área de estudo, está sendo controlada pela localização atual dos cones Vulcânicos e estas situam se na Cordilheira Ocidental dos Andes, paralelas à margem continental, dentro do Batólito da Costa.

2.2.7.1. Batólito da Costa e Batólito da Caldera

O Batólito da Costa consiste de uma intrusão múltipla de quase 1000 plutões interligados (Cobbing 1982; Sánchez.1995) e ocupa o núcleo da Cordilheira Ocidental. Possui comprimento de 1.600 km no Peru, paralelo à costa do Pacífico, com cerca de 65 km de largura. O Batólito se estende desde o Equador até o Chile, alcançando um comprimento total de 2.400 km.

Cobbing (1977, 1982) e Sánchez (1995) descrevem o Batólito da Costa como uma cadeia de plutões de litologia similar, divididos em 5 grandes segmentos: Piura, Trujillo, Lima, Arequipa e Toquepala. A Tabela 2.1 descreve de modo geral as datações e composições do Batólito da Costa, nos seus segmentos de Arequipa e Toquepala, localizados no âmbito da área de estudo.

Tabela 2.1 Algumas datações do Batólito da Costa, segmentos de Arequipa e Toquepala, baseados nos dados de Cobbing (1982)* e Clark *et al.* (1990)**.

	Segmentos	Unidade	Descrição	Idade
Batólito da Costa	**Arequipa**	Tiabaya	tonalito-granodiorito	80 Ma *
		Incahuasi	Monzodiorito	95-80 Ma *
		Pampahuasi	Tonalito	95-80 Ma *
		Linga	monzodiorito-granodiorito	97 Ma *
		Patap	Gabro	102 Ma *
	Toquepala	Cerro Verde	granodiorito, monzonito	58 Ma *
		Toquepala-Cuajone	quartzo monzodiorito	58.7 Ma +/- 1.9 Ar/Ar **
		Ilo	Diorito	158.4 Ma +/- 4.9 Ar/Ar **

O Batólito da Caldera forma parte do Batólito da Costa a partir de Arequipa, no segmento de Toquepala, e, é composto por uma seqüência de rochas vulcano-plutônicas dispostas paralelamente à costa do Pacífico (região sul do país) e representa o principal hospedeiro das mineralizações tipo cobre pórfiro, com idade atribuída ao Eoceno Inferior (Petersen & Vidal 1996).

2.2.7.1.1. Diorito.

Na vizinhança do depósito de Cuajone ocorrem vários *stoks* de composição diorítica, com forma irregular alongada na direção N-S, com dimensões de 700 x 350 m, cortando as rochas do Grupo Toquepala. É possível ver também alguns corpos intrusivos de composição diorítica-granodiorítica na vizinhança dos outros depósitos (Quellaveco e Cuajone), o que poderia indicar continuação deste em subsuperfície (mingling) (Concha & Valle 1999).

Recentemente Park (1998) obteve idade de 66.7 +/- 1.7 Ma para estes corpos, a partir de amostras provenientes das Quebradas de Chuntacala e Torata.

2.2.7.1.2. Latito Porfirítico.

Este corpo encontra-se na mina de Cuajone e tem direção predominante NW-SE, com aproximadamente 2.5 km de comprimento e 700 m de largura. Ele se encontra intensamente alterado na porção sudeste. Estrada (1975), McBride

(1977), Zweng (1984), Beckinsale (1985), Clark (1990) e Park (1998) obtiveram idades variando de 52 a 57 Ma (Eoceno Inferior).

Baseado na ocorrência, quantidade de mineralização e nas alterações, presume-se a existência de três pulsos magmáticos, que estariam conformando o corpo intrusivo:

i) O primeiro pulso magmático está localizado no setor sudeste do afloramento, na cava atual da mina de Cuajone. Esta intrusão teria sido a responsável pela mineralização.

ii) O segundo pulso magmático, conhecido como *Barren Latite Porphiritic* (BLP), encontra-se em dois setores da mina, alongados na direção NW.

iii) As rochas do terceiro pulso encontram-se na porção NW do depósito, no vale do rio Torata, possuindo forma arredondada e um diâmetro aproximado de 800 m.

2.3. CARACTERISTICAS DOS DEPÓSITOS DE CU-PÓRFIRO DE CUAJONE, QUELLAVECO E TOQUEPALA.

A Tabela 2.2 apresentada a seguir contém uma síntese das principais características geológicas, da mineralização e das reservas de minério dos três depósitos do tipo cobre pórfiro da área de estudo: Cuajone, Quellaveco e Toquepala

Tabela 2.2 Principais características dos depósitos de cobre pórfiro do sul do Peru (baseado em Petersen & Vidal 1996, Clark *et al.* 1990b*; Zimmermann & Kihien 1983**; Ritchard & Courtright 1958; Zweng 1984***; McBride 1977 [(1)]; Kihien 1979 [(2)]; Tobar 1997 [(3)]).

Depósito	Características Gerais	Rochas Encaixantes	Tipos de Alteração	Mineralização	Idade	Reservas
Cuajone	Tipo Cu-Mo pórfiro*	Rochas do Grupo Toquepala.	Potássica, propílica e filica.	Cu–Mo associada a brechas, stockworks e veios associados a falhas NNW e E-W.	51 [(1)]	500 Mt de 0.9 % Cu
Quellaveco	Tipo Cu-Mo pórfiro*,**	Rochas do Grupo Toquepala.	Potásica, argilica e filica (associada à mineralização primária)	Relacionado a um complexo intrusivo multifase, *stockworks* e diques	54 [(2)],**	2 Bt > 1% Cu [(3)]
Toquepala	Tipo Cu-Mo pórfiro ***, associado à Falha Incapuquio (NNW)	Rochas do Grupo Toquepala.	Fílica pervasiva *	Associada a três pulsos intrusivos***, veios e *stockworks*.	56 [(3)]	700 Mt de 0.8 % Cu

2.4. ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA ÁREA.

A partir do processamento digital de imagens multiespectrais Landsat/TM, utilizando a imagem da 1ª. componente principal, e dos dados aeromagnéticos, foi possível caracterizar o arcabouço estrutural da área de estudo e inferir o controle das jazidas de cobre pórfiro de Quellaveco, Cuajone e Toquepala. Este controle se dá por meio de uma estrutura de caráter regional, denominada de Sistema de Falhas Incapuquio-Atacama, ou Zona de Cisalhamento de Incapuquio, que atravessa toda a região e prossegue em direção sul, adentrando a região norte do Chile (Figura 2.5). Este sistema é de natureza transcorrente e de caráter sinistral, com direção geral NNW, sendo paralelo à margem ocidental da Cordilheira Andina. Ele exibe zonas de dilatação, ou fraturas de distensão internas, representando zonas de debilidade estrutural. Estas zonas representam o provável conduto para a ascensão do magma, materializado na forma de corpos pórfiros intrusivos, aos quais se associam as mineralizações.

A análise integrada dessas informações estruturais exibidas na Figura 2.5 com os dados aerogeofísicos regionais mostra que existe uma boa correlação espacial entre as áreas de baixos valores magnéticos (ver Capítulo III) e as zonas de alteração hidrotermal obtidas a partir da imagem Landsat-TM. Igual correlação pode ser observada entre as feições estruturais de sub-superfície, reveladas pela magnetometria, e os lineamentos interpretados a partir das imagens TM (PC1). Os detalhes sobre essas áreas serão apresentados e discutidos nos capítulos subseqüentes.

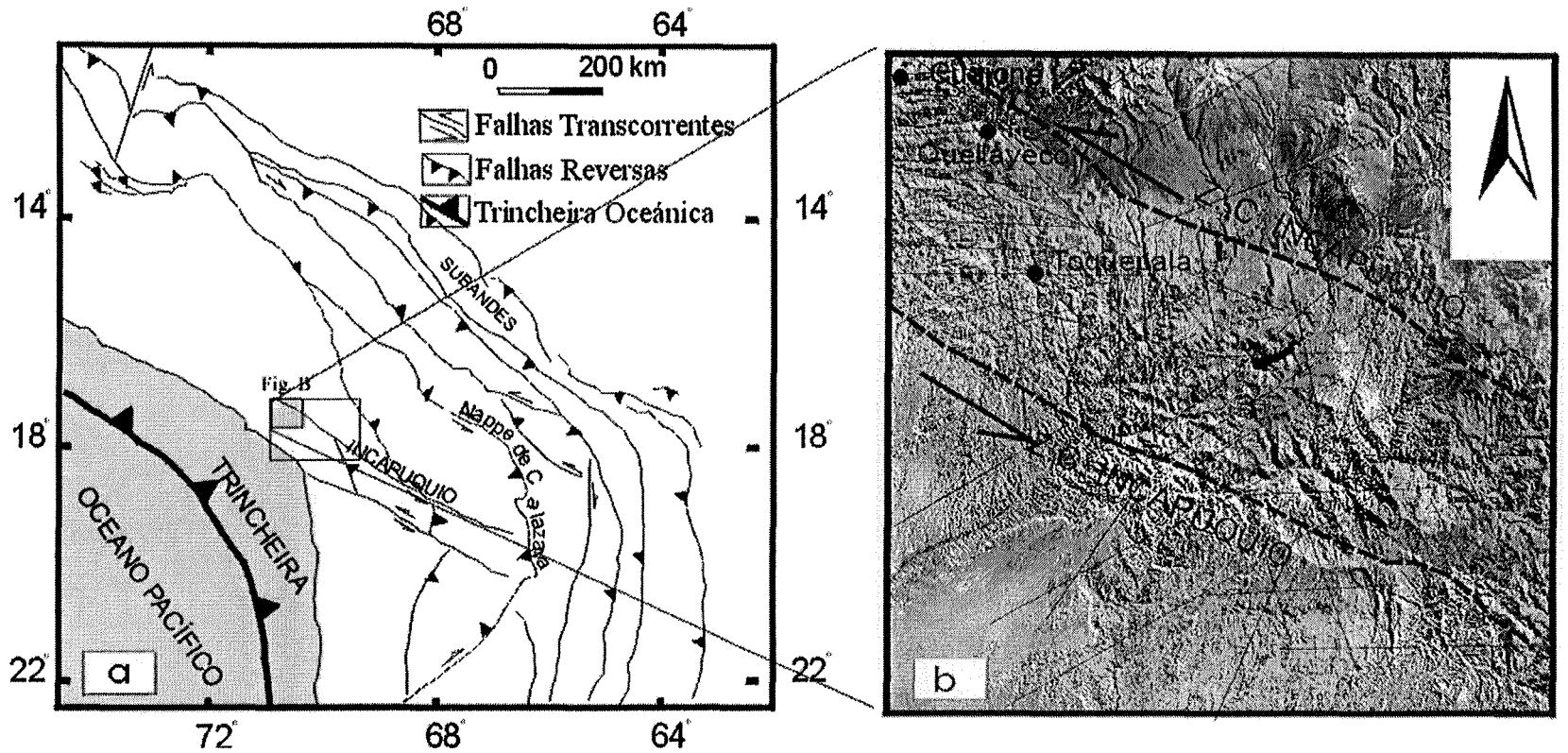


Figura 2.5 (a) Esboço tectônico da área de estudo, mostrando a Inflexão de Arica e a Zona de Cisalhamento de Incapuquio (ZCI); (b) Lineamentos extraídos da primeira componente principal (PC1) das Imagens Landsat-TM, com a localização dos depósitos de Cuajone, Quellaveco e Toquepala, em associação com a ZCI. Linhas tracejadas representam os traços principais que delimitam a zona de cisalhamento e as linhas contínuas as principais estruturas da área.

2.5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os depósitos porfiríticos de Cuajone, Quellaveco e Toquepala estão genéticamente relacionados á colisão das placas continental Sul-Americana e oceânica de Nazca. Esta colisão gerou um campo de tensão localmente oblíquo que produziu uma zona de cisalhamento rúptil sinistral com orientação originalmente mais próxima a E-W do que a atual. Dentro desta zona de cisalhamento foram geradas fraturas extensionais orientadas aproximadamente ENE-WSW as quais alojaram o magma que deu origem às mineralizações. Posteriormente estas estruturas sofreram um processo de rotação, devido ao contínuo achatamento local da Cordilheira Andina, e passaram a ocupar as posições atualmente observadas.

III. ASSINATURA GEOFÍSICA DE DEPÓSITOS TIPO PÓRFIRO NOS ANDES SUL PERUANOS: RESULTADOS DO PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE DADOS AEROMAGNÉTICOS REGIONAIS

3.1. INTRODUÇÃO

Os Andes sul-americanos compreendem uma feição conhecida como Oróclino da Bolívia, localizado entre o limite sul do Peru e norte de Chile. O surgimento desta feição é relacionado à colisão entre as placas de Nazca (oceânica) e Sul-americana (continental) (Thorpe *et al.* 1981; Dalmayrac *et al.* 1980; Burchfield *et al.* 1981; Jordan *et al.* 1983; Chinn & Isacks 1983; Megard 1984; Lyon-Caen *et al.* 1986, Jaillard *et al.* 2000). A evolução do oróclino provocou movimentos transcorrentes entre blocos rochosos, anti-horários no sul do Peru e horários no norte do Chile (Beck 1988; Isacks 1988; Dewey & Lamb 1992; Riley, *et al* 1993; Creager *et al.* 1995; Taylor *et al.* 1998; Ramos & Aleman 2000). Associados também ao seu desenvolvimento, estão ainda diversos depósitos de cobre pórfiro e epitermais, objetos deste estudo.

Considerando as similaridades destes depósitos no que tange a idade da mineralização (66 –56 Ma), a tonelagem (10.2 Mt), os teores médios de Cu (0.5%) e a ambiência geológica, é plausível supor que foram gerados por mecanismos mineralizantes comuns e, portanto, devem possuir uma assinatura geofísica análoga.

Este capítulo apresenta os resultados da investigação geofísica destes depósitos, que tem por objetivos: (i) estudar as possíveis assinaturas geofísicas regionais dos depósitos do tipo cobre pórfiro do sul do Peru, com base em dados aeromagnetométricos; (ii) procurar entender o comportamento das variações de intensidade magnética das rochas em profundidade e sua relação com a colocação de depósitos minerais; 3) avaliar o arcabouço estrutural dos depósitos com base na interpretação de feições magnéticas.

3.2. AQUISIÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS

Entre agosto de 1974 e novembro de 1975, a empresa *Aero Service* e o Serviço Aerofotográfico Nacional (SAN) do Peru realizaram um levantamento magnetométrico aerotransportado de algumas regiões do Peru, sob a supervisão do Instituto de Geologia e Mineria (INGEOMIN), sob gerenciamento do Ministério de Energia e Minas da República do Peru. O projeto foi realizado com o objetivo de fornecer subsídios às atividades de exploração mineral, em áreas especificamente selecionadas pelo seu potencial e por suas

facilidades para a realização de levantamentos aéreos. Foram levantados 36.662 quilômetros lineares de dados magnéticos de alta sensibilidade (0.02 gama de resolução) e 31.168 quilômetros lineares de baixa sensibilidade (0.5 gama de resolução). Os dados de alta resolução magnética foram levantados pela *Aero Service Division (Western Geophysical Company of America)*, usando uma aeronave bimotor Douglas A-26 equipada com: um magnetômetro de fluxo ótico (vapor alcalino); um gravador análogo retilíneo de 10"; uma escala de quadro análoga de 20 gama; um quadro de velocidade análoga de 1:30.400 e um incremento digital de gravação de 0.02 gama; um altímetro *Mineapolis Honeywell* (radar altímetro) e um altímetro barométrico Rosemount de 5'e 2'per CT, respectivamente.

Os dados de alta resolução cobrem três áreas independentes (Figura 2.1): a Cordilheira Ocidental, a Faixa da Costa e a área denominada Tingo Maria. O presente estudo se concentra nos dados levantados na Faixa da Costa, particularmente na sua porção sudoeste, que tem aproximadamente 45 km de largura. Esta parte do levantamento foi feita a altitudes entre os 3.500 m e 5.100 m, acomodando diferenças de cota existentes no terreno. Nesta área foram adquiridos 19.178 quilômetros lineares de dados, com as linhas de vôo orientadas segundo N 30°E, espaçadas de 2km aproximadamente, e, linhas de amarração N 60° W espaçadas a cada 20 km aproximadamente (Friedberg 1975).

3.3. MÉTODOS DE PRÉ-PROCESSAMENTO E PROCESSAMENTO DOS DADOS GEOFÍSICOS

3.3.1. *Background*

Os estudos geológicos de superfície, coadunados àqueles de sub-superfície, são fundamentais para a compreensão do arcabouço geológico de uma região. Neste sentido, os métodos geofísicos desempenham um importante papel.

Dentre os métodos mais comuns, destacam-se: i) magnético, que pode fornecer informações sobre o comportamento magnético das rochas, estruturas, profundidade de corpos; ii) gravimétrico, que fornece informações sobre a densidade das rochas e subsídios para interpretação de sua proveniência; iii) elétrico, que fornece informações

sobre a resistividade dos corpos; iv) gamaespectométrico, que fornece informações sobre os litotipos em superfície, a partir das concentrações de Urânio, Tório e Potássio (Allis 1990; Robinson & Çoruh 1988).

A magnetização é a propriedade física que determina as características magnéticas das rochas, tais como intensidade e direção do campo magnético. Ela é o resultado da presença de minerais magnéticos na composição das rochas e pode ser classificada em: *(i)* magnetização induzida, provocada pelo campo magnético atual da Terra e; *(ii)* magnetização remanescente ou remanente, ligada a historia geológica da Terra (Nagata 1961).

O campo magnético é caracterizado pela formação de um padrão complexo de anomalias dipolares, que não depende somente da profundidade da fonte e do momento magnético da massa, mas também do ângulo formado entre o raio, que é a distância do ponto de observação da anomalia à fonte, e o eixo do dipolo (Dobrin & Savit 1988; Gerkens 1989).

O estudo destas anomalias (magnetometria) revela o comportamento magnético das rochas crustais (Irvinne & Smith 1990) e tem um papel importante na compreensão dos eventos tectono-magmáticos que moldaram o arcabouço geológico-estrutural da margem do Pacífico do continente sul-americano (Taylor *et al.* 1998; Dewey & Lamb 1992; Creager *et al.* 1995, Riley *et al.* 1993; Isacks 1988). Estes eventos originaram mudanças composicionais, estruturais e na intensidade magnética das rochas, que podem assim ser evidenciadas e interpretadas com a ajuda deste método (Allis 1990).

Com relação ao uso direto de métodos magnéticos na prospecção de depósitos epitermais do tipo pórfiro, algumas considerações podem ser feitas. Os minerais magnéticos mais importantes encontrados nas zonas adjacentes a esse tipo de depósito são a magnetita e a pirrotita. Nos casos de ocorrência de processos de lixiviação extrema e de oxidação, é possível encontrar também a maghemita e a hematita. A pirrotita, apesar de possuir apenas 1/5 da susceptibilidade magnética da magnetita, ocorre em geral em concentrações suficientes para gerar anomalias magnéticas.

Barton *et al.* (1977) e Giggenbach (1981) sugerem que o comportamento da magnetita é um tanto ambíguo, dependendo do ambiente mineralizado em que seja encontrada. Em ambientes epitermais (temperaturas de $\leq 300^{\circ}$ C) é um dos primeiros

minerais a serem substituídos pelo cloreto de Fe, depois do vidro vulcânico. Em contraste Browne (1978) e Heald *et al* (1987) sustentam que a magnetita é estável e produto de alteração secundária em ambientes de maior temperatura.

3.3.2. Métodos de Interpolação

O processamento de dados geofísicos, visando a extração de informações geológicas, deve ser precedido necessariamente de uma avaliação quanto à presença de valores anômalos ou erráticos, que compreendem os picos (*spikes*), efeito pepita (*nugget*) e quanto à distribuição espacial e densidade de amostragem. Desta avaliação, é possível selecionar o método de interpolação mais adequado (Davis 1986).

Para que se possa representar dados aerogeofísicos na forma de superfícies contínuas é necessário ordená-los em malhas regulares, com valores distribuídos em células unitárias, cuja dimensão, idealmente, não deve exceder 1/8 do espaçamento entre as linhas de vôo (Vasconcelos *et al.* 1990). Uma vez ordenados, os valores de cada célula devem ser obtidos por interpolação, feita a partir dos valores dos dados originais espacialmente mais próximos e segundo determinados métodos.

Como os dados geofísicos (aeromagnetométricos) são considerados variáveis regionalizadas, dois métodos são considerados os mais apropriados: krigagem e *spline*. Optou-se, neste trabalho, pelo uso do método de krigagem, a seguir descrito, para a geração de malhas regulares dos dados magnéticos sob investigação.

3.3.2.1. Krigagem (Krigging)

A krigagem é um método geoestatístico bastante flexível, desenvolvido por Krige (1966). O método tenta expressar as tendências direcionais contidas nos dados, evitando o efeito tipo 'olho_de_boi' (Cressie 1990). Muitos fatores foram incorporados à krigagem: (i) o variograma, que é usado para determinar os valores das vizinhanças, ponderando os valores das mesmas e atribuindo o valor à cela (nó) (Isaks & Srivastava 1989; Geosoft 1996); (ii) o tipo da deriva, que pode estar ausente nos casos de krigagem ordinária (na maioria dos casos) e linear ou

quadrática para casos específicos; (iii) o efeito pepita, que é o valor de um dado que destoa dos demais (Keckler 1994). Este método pode ser isotrópico ou anisotrópico, de acordo com a distribuição dos pontos observados (Hansen 1983; Keckler 1994), sendo indicado para distribuições aleatórias, mas pode ser aplicado a um conjunto de dados obtidos ao longo de linhas (krigagem anisotrópica).

3.3.3. Remoção do IGRF

O IGRF (*International Geomacnetic Reference Field*) é uma representação teórica do campo magnético terrestre, devido à contribuição magnética do núcleo terrestre. Já que essa contribuição interfere na interpretação dos valores magnéticos de interesse ao mapeamento geológico, geofísico e na exploração mineral, ele deve ser subtraído dos dados.

Nos levantamentos aeromagnéticos, em áreas pouco extensas como no presente caso, é possível calcular um único valor representativo do IGRF, através de um cálculo de regressão linear. Este valor é calculado para o centro da área e posteriormente é subtraído de todos os valores medidos, obtendo-se assim o campo magnético anômalo.

Após a remoção do IGRF, o campo resultante pode ser considerado como proveniente das fontes crustais, isto é, aquelas situadas acima da superfície Curie. Este campo resultante recebe a denominação de campo anômalo. Nele estão representadas as assinaturas das rochas da área de estudo, constituindo o foco principal de interesse em estudos com dados aeromagnetométricos.

3.3.4. Temperatura Curie

A distribuição de temperatura e pressão na litosfera terrestre afeta uma grande variedade de propriedades das rochas, como as magnéticas. Estas são afetadas a tal ponto que, os minerais ferromagnesianos que a compõem perdem a magnetização permanente como resultado de ultrapassar um dado valor de temperatura, conhecido como Temperatura Curie (*Tc*), que no caso da magnetita pura é de 580° C (Nagata 1961). No caso dos depósitos minerais formados por processos magmáticos, como é o

caso dos depósitos do tipo cobre pórfiro, os processos de aquecimento associados à sua formação podem eventualmente ultrapassar esse valor, causando a desmagnetização de alguns minerais. Nesse sentido, a Tc pode ser usada como um critério para a localização de áreas favoráveis à ocorrência desse tipo de depósito.

3.3.5. Representação dos dados

Após a seleção do método de interpolação, resta encontrar a forma de apresentação gráfica mais adequada para os dados. As formas possíveis incluem mapas de curvas de isovalores, perfis rebatidos (para dados de padrão linear), blocos diagramas e superfícies contínuas na forma de imagens digitais. Estas últimas podem ser representadas em tons de cinza, falsa cor ou em relevo sombreado. Finalmente, existem também combinações destas várias formas.

As representações em mapas de curvas de isovalores apresentam dificuldades na visualização das feições ou anomalias geofísicas, motivo pelo qual tem se dado preferência ao uso de imagens digitais. Estas podem ser definidas como representações bidimensionais de determinadas propriedades físicas ou de campo medido, em função de sua posição espacial (coordenadas Xi, Ij), sendo esta representação feita através de valores digitais. Os valores digitais, inteiros e discretos, são mostrados através de níveis de cinza ou cores. Cada nível de cinza ou cor representa uma pequena área limitada pelas dimensões da cela unitária ou *pixel* de uma malha de distribuição regular. As imagens geofísicas assim organizadas podem ser realçadas por meio de uma grande variedade de técnicas de processamento digital de imagens, das quais se destacam, no caso das imagens magnéticas, os filtros no domínio espacial e no domínio de freqüência.

3.3.6. Métodos de Filtragem de dados Magnéticos

A aquisição dos dados aeromagnéticos é geralmente influenciada por uma grande quantidade de fenômenos, naturais ou não, tais como as tormentas elétricas, influência do campo magnético e ruído. A presença de ruído de alta freqüência é normalmente corrigida durante o levantamento geofísico. Todavia, nem todas as componentes de alta

freqüência indesejáveis são eliminadas. A aplicação de filtros serve para reduzir ou eliminar estes efeitos.

Com a filtragem, tenta-se separar efeitos superficiais (compactação, intemperismo, contatos geológicos, feições estruturais, etc.), geralmente representados por feições de alta freqüência, dos efeitos profundos (espessura da crosta, feições geológicas regionais, profundidade de desmagnetização), representados por feições de baixa freqüência. Há também os efeitos intermediários, que em aplicações em prospecção mineral podem estar relacionados à presença de depósitos com características magnéticas anômalas (Luiz & Silva 1995).

Um dos principais problemas na aplicação de filtros aos dados magnéticos é a superposição de freqüências. Isto ocorre, por exemplo, quando feições geológicas de diferentes dimensões e profundidades contribuem com freqüências semelhantes, não permitindo a separação dessas feições (Dobrin & Savit 1988).

A filtragem pode ser aplicada tanto no domínio do espaço como no domínio da freqüência. No primeiro, o filtro é aplicado ponto a ponto, onde cada valor é ponderado segundo o filtro escolhido em relação à vizinhança, através de um operador móvel. No segundo caso, o processo é realizado sobre um espectro de potência dos dados e o resultado é transformado de volta ao domínio do espaço. Os filtros no domínio de freqüência utilizam, em sua maioria, a Transformada Rápida de Fourier (FFT) e modelos estatísticos específicos.

3.3.6.1. Transformada de Fourier

Em 1807, o físico francês Jean Baptiste Joseph Fourier (1768-1830), estudando genericamente as formas de ondas, mostrou que qualquer padrão periódico de onda, por mais complicado que seja, pode ser representado como uma combinação de movimentos harmônicos simples. Essa combinação é referida como *análise harmônica*, podendo ser expressa por uma função periódica, chamada *Série de Fourier* ou *desenvolvimento de Fourier* (ver detalhes em Spiegel 1976; Hsu 1984).

Existem diversos tipos de transformadas eficientes, mas a Transformada Rápida de Fourier (FFT) é ainda a mais usada para converter dados no campo do espaço para o campo das freqüências (Gunn 1975).

O uso da FFT nos dados geofísicos para a estimativa do formato dos corpos reproduz, com grande aproximação, as formas dos mesmos, desde que as anomalias encontradas em dados magnéticos sejam causadas por corpos de forma arbitrária, com magnetização constante. Essas anomalias podem ser expressas como uma convolução entre uma função da propriedade física e a função de Green (que depende da geometria da fonte e dos pontos de medida) (Gunn 1975).

3.3.6.2. Espectro de Potência

A Figura 3.1 ilustra o **espectro de energia** de uma função [$f(x)$], $|F(k)|^2$, que é expresso na equação da energia total como:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |F(k)|^2 \, dk$$

onde $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ é o número de onda e λ é o comprimento de onda (Hsu 1984; Blakely 1996).

Essa função pode ser facilmente estendida a funções de duas variáveis, x e y (para um relativo número de onda e direção). Assim sendo, os termos k e λ são representados respectivamente por k_x, k_y e λ_x, λ_y (Blakely 1996).

A partir desse espectro, pode-se estimar a profundidade para as fontes causativas (Spector & Grant 1970):

$$h = -s/(4\pi)$$

onde:

h: profundidade

s: declividade do logaritmo de potência do espectro

Analisando-se a Figura 3.1, observa-se quatro faixas distintas dentro do espectro. Uma primeira, com números de onda acima da freqüência de Nyquist (alta freqüência, cujo cumprimento de onda é menor que o espaçamento entre dois pontos

de amostragem e não podem ser detectados. Esta freqüência máxima pode ser estimada e o comprimento de onda é exatamente 2Δ, onde Δ é a distância entre observações sucessivas, Davis 1986).

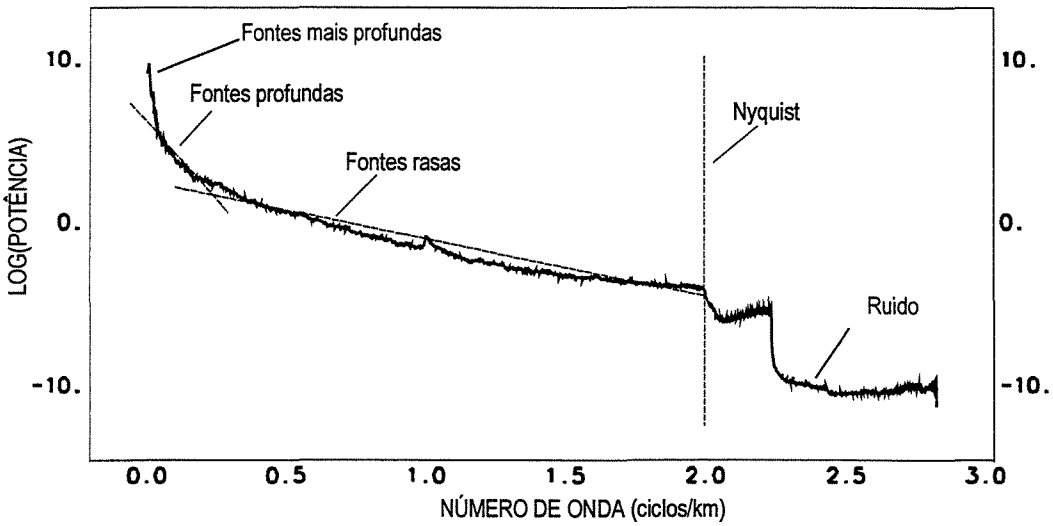


Figura 3.1: Espectro de energia (baseado em Spector & Grant 1970).

As outras três faixas representam as partes mais interessantes do espectro, onde estão localizadas as fontes magnéticas rasas e profundas. É através da filtragem que podemos separar cada uma dessas fontes, utilizando para isto os valores do número de onda associados às mesmas (Prieto 2001).

Winograd (1978) sugere que previamente à aplicação de filtros no domínio de frequência, é necessário: (i) remover uma superfície de tendência, geralmente de primeira ordem; (ii) expandir a malha em pelo menos 10% do seu tamanho; (iii) preencher a parte expandida com valores periódicos extrapolados da malha original, a fim de evitar o efeito de borda; (iv) verificar a forma do espectro gerado para determinar qual (ais) filtro (s) será (ão) utilizado (s).

Os principais filtros aplicados após esta preparação dos dados são descritos a seguir:

a) Derivada horizontal: é um filtro do tipo passa-alta usado para realçar os gradientes horizontais, geralmente representando possíveis fontes das anomalias magnéticas (rasas e/ou profundas). Esse filtro produz um realce direcional de

eventuais estruturas existentes. A representação matemática desse filtro no domínio da freqüência é dado por:

- Derivada na direção X: $L(u) = (ui)^n$
- Derivada na direção Y: $L(v) = (vi)^n$

sendo n a ordem de diferenciação .

b) Derivada vertical: este filtro, também do tipo passa-alta, amplifica a informação representada pelos comprimentos de ondas curtos (alta freqüência), em detrimento dos comprimentos longos. Geralmente a primeira e a segunda derivadas acentuam os gradientes nas bordas de corpos magnéticos rasos (Davis 1986). A representação matemática desse filtro é a seguinte:

$L(r) = r^n$,

onde $r = \sqrt{u^2 + v^2}$ e n é a ordem de diferenciação.

c) Continuação para cima: é considerado um filtro que minimiza as altas freqüências. Por este motivo, é usado para remover ou minimizar os efeitos de fontes rasas e ruídos, realçando a presença de fontes profundas, incluindo informações regionais. A continuação para baixo tem o efeito contrário (Geosoft 1996). Esse filtro é representado pela fórmula:

$L(r) = e^{-hr}$,

onde h é a distância, em metros, para continuação da anomalia em relação ao plano de observação.

d) Sinal analítico: Nabighian (1972, 1984) descreveu pala primeira vez a noção do sinal analítico de anomalias magnéticas. O sinal analítico é independente da direção de magnetização da fonte. A amplitude do sinal analítico é relacionada à amplitude de magnetização. Roest *et al.* (1992) concluiu que a amplitude do sinal analítico pode ser derivada de três gradientes ortogonais do campo magnético total, através da expressão:

$$|A(x,y)| = \sqrt{\left(\partial M/\partial x\right)^2 \left(\partial M/\partial y\right) \left(\partial M/\partial z\right)}$$

onde M é a anomalia de campo magnético observado e $\partial M/\partial x$; $\partial M/\partial y$ e $\partial G/\partial z$, a derivada horizontal em X, em Y e derivada vertical, respectivamente.

Nabighian (1972) posicionou os picos do sinal analítico sobre os limites dos corpos magnéticos (a maneira de uma parede limítrofe) e, para uma interpretação qualitativa, pode ser preferível ter uma função que produza altos sobre acima dos lados do corpo magnético. No domínio da freqüência isto pode ser representado pela seguinte equação:

$$L(u,v) = 1/\sqrt{u^2 + v}$$

onde u e v são cumprimentos de onda nas direções X e Y, respectivamente (Bhattacharyya 1966; Grant & West 1965).

3.4. RESULTADOS

3.4.1. Campo magnético anômalo

O mapa do campo magnético anômalo da área de estudo (Figura 3.2), obtido após da remoção do IGRF, serviu como base para a aplicação de diversos filtros, buscando realçar o comportamento magnético das rochas sob investigação e sua associação a depósitos minerais.

Visto que o levantamento aeromagnético foi feito em altitude média acima de 3.000 m, não é possível identificar estruturas de pequenas dimensões e corpos superficiais (< 2 km) a partir destes dados. Sendo assim, ressalta-se que as respostas magnéticas passíveis de caracterização estão associadas a corpos mais profundos e estruturas de dimensões quilométricas.

A intensidade do campo magnético anômalo em toda a área de estudo é bastante variável, apresentando valores entre -503 nT e 315 nT. Na porção sudoeste do mapa, ocorre uma faixa paralela à margem continental, denominada de Planície da Costa, à qual se associam os valores mais baixos de contraste magnético (-503 nT). Esta faixa, topograficamente a mais baixa da área de estudo, é composta por uma pilha de sedimentos quaternários, erodidos a partir do Batólito da Costa e da Cadeia de Cones Vulcânicos.

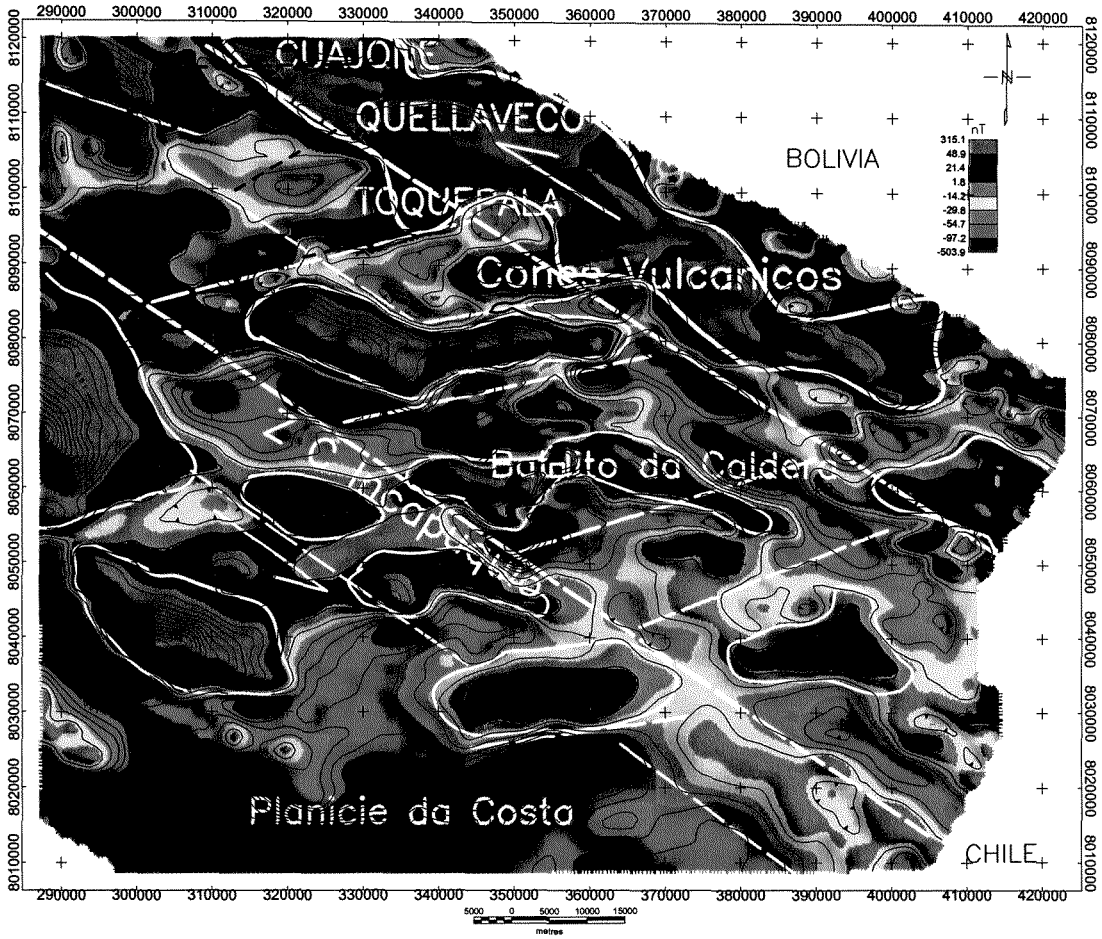


Figura 3.2 Mapa do campo magnético anômalo do sul do Peru, mostrando a localização dos depósitos de cobre porfirítico. Linhas continuas representam corpos de maior intensidade magnética; linhas tracejadas brancas representam as zonas de cisalhamento e falhas; linhas tracejadas pretas representam perfis magnéticos e topográficos de leste para oeste. Na porção central da área pode-se observar a ocorrência dos corpos de aparência sigmoidal, resultantes de uma tectônica compressiva cisalhante e sinistral.

A porção central da área de estudo (NNO-SSE) está relacionada à ZCI, marcada por altos e baixos magnéticos (-97 a 48 nT), limitando os Cones Vulcânicos (a leste) e a Planície da Costa (a oeste).

No interior da ZCI, os dados magnéticos evidenciam a presença de lineamentos de direção ENE-WSW, os quais controlam corpos de geometria sigmoidal, apresentando alto contraste nas assinaturas magnéticas com intensidades maiores de 24 nT e menores de - 50 nT.

A porção oriental do mapa, ocupada pela cadeia de cones vulcânicos (disposta paralelamente a Cordilheira dos Andes), concentra os valores mais elevados de intensidade magnética (300 nT) junto a feições semicirculares de valores baixos (< -54 nT).

3.4.2. Espectro de potência

A Figura 3.3 representa o espectro de potência da área de estudo, que pode ser dividido em três partes, relacionadas respectivamente às rochas infra, intra e supracrustais. À medida que o espectro diminui assintoticamente, o ruído passa a dominar o espectro.

Na porção inferior da Figura 3.3 notam-se as profundidades relativas das fontes magnéticas, que permitem deduzir o topo das rochas infracrustais entre 50-70 km (~ 0.09 rad/km); das intracrustais entre 30-50 km (~0.3 rad/km), e das supracrustais (fontes mais rasas) entre 8-15 km (0.7 rad/km).

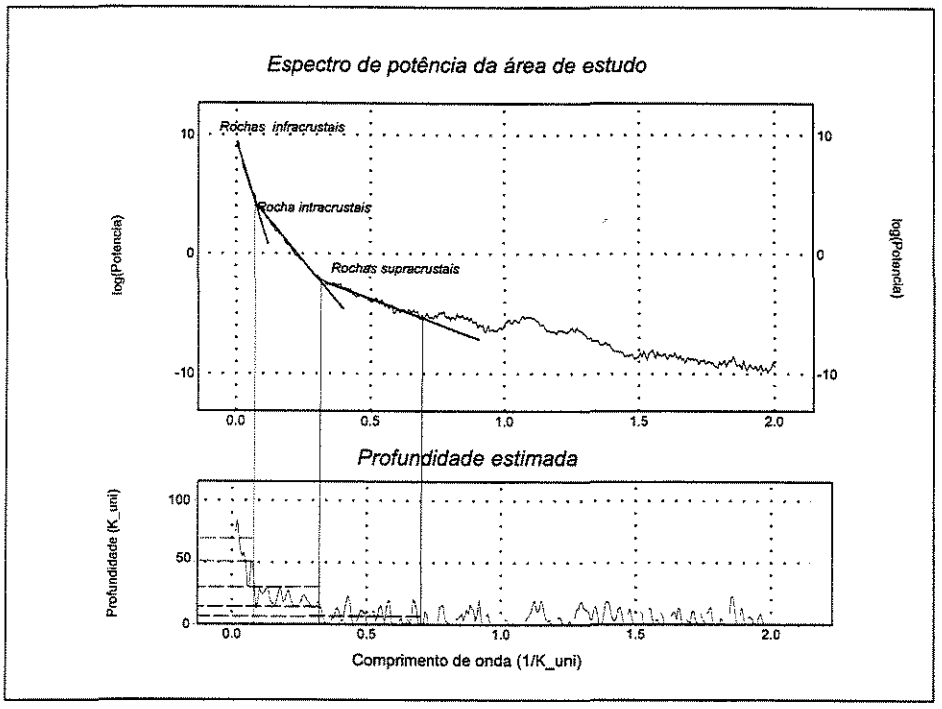


Figura 3.3 Espectro de potência do campo magnético anômalo, onde é possível observar as profundidades estimadas das fontes magnéticas da área de estudo.

3.4.3. Continuação para cima

A partir do campo magnético anômalo, foi possível elaborar o mapa de continuação para cima até 2.000 metros (Figura 3.4). Neste mapa, três faixas de direção NW-SE, quase paralelas, podem ser identificadas. A faixa mais oriental, onde as a variação da intensidade magnética está entre –26 nT e 186 nT, é vinculada às estruturas vulcânicas recentes (Mioceno-Plioceno), compreendidas na cadeia de cones vulcânicos. No extremo norte dessa faixa é possível ainda observar áreas circulares, de menor susceptibilidade, correspondentes às chaminés das estruturas vulcânicas.

A faixa central da área de estudo é constituída por rochas de grande contraste de intensidade magnética, variando entre –380 nT a 186 nT. Nesse intervalo, os setores de valor mais baixo correspondem a corpos intrusivos de composição diorítica e granodioritica compreendidos no Batólito da Caldera (da Costa); os de maior valor representam as porções básicas deste batólito. O posicionamento e geometria destes

corpos intrusivos, principais hospedeiros dos depósitos de cobre pórfiro do sul do Peru (principalmente no limite da cadeia vulcânica), refletem o comportamento estrutural da ZCI, claramente de caráter direcional sinistral (Figura 3.4) (Tapia *et al.* 1999).

A porção sudoeste da área de estudo, vinculada aos sedimentos aluvionares e terrenos desérticos da Planície da Costa, apresenta valores baixos de intensidade (-380 nT).

3.4.4. Sinal analítico

A Figura 3.5 apresenta os resultados obtidos com a técnica do sinal analítico, que destaca o posicionamento e contornos das fontes magnéticas. Esse resultado permite relacionar as fontes magnéticas: (i) à base das estruturas vulcânicas, na porção leste da área; (ii) aos corpos intrusivos de composição mais básica, na porção central; (iii) às partes inferiores da plataforma continental, na porção oeste (próxima ao litoral), onde existe a influência de rochas de maior intensidade, vinculada a uma seqüência sedimentar atual.

3.4.5. Derivadas Horizontais e Verticais

Os filtros de derivadas horizontais do campo magnético anômalo foram aplicados nas direções X e Y. A Figura 3.6 representa a derivada horizontal em X, na qual estruturas de direção NNW-SSE aparecem em destaque, principalmente na porção central do mapa, onde predominam rochas do Batólito da Caldera. Um outro conjunto de lineamentos, de direção NNE-SSW, corta essas estruturas e se estende continente adentro. Na região de abrangência dos cones vulcânicos, a aplicação deste filtro permite a identificação de algumas estruturas semi-circulares, alinhadas paralelamente à Cordilheira. Ainda neste mapa, destaca-se a marcante relação entre os depósitos de cobre pórfiro e os lineamentos de direção NNW-SSE, bem como os lineamentos menores de direção ENE-WSW.

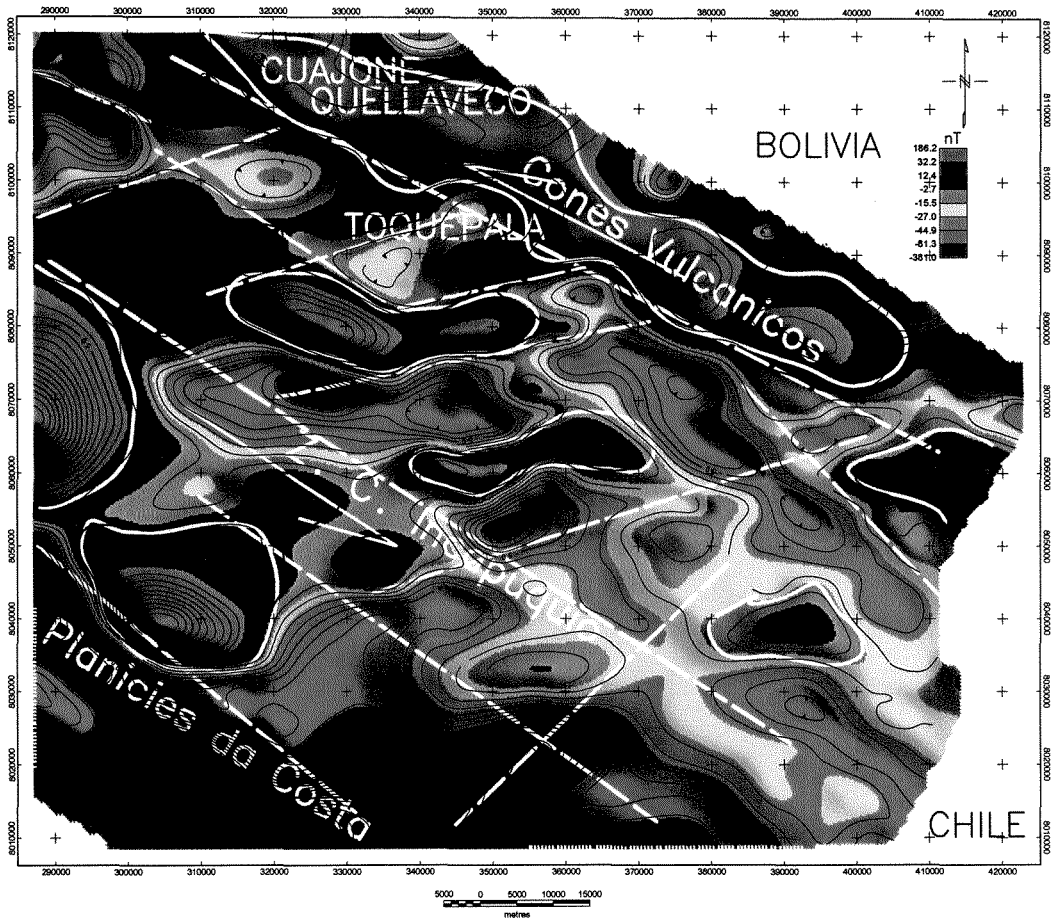


Figura 3.4 Mapa de continuação para cima (2000 m) do sul do Peru. Este mapa expressa o comportamento regional dos lineamentos e corpos magnéticos. As linhas contínuas brancas delimitam os corpos de maior intensidade magnética, destacando o Batólito da Costa (Batólito da Caldeira) e a seqüência de cones vulcânicos.

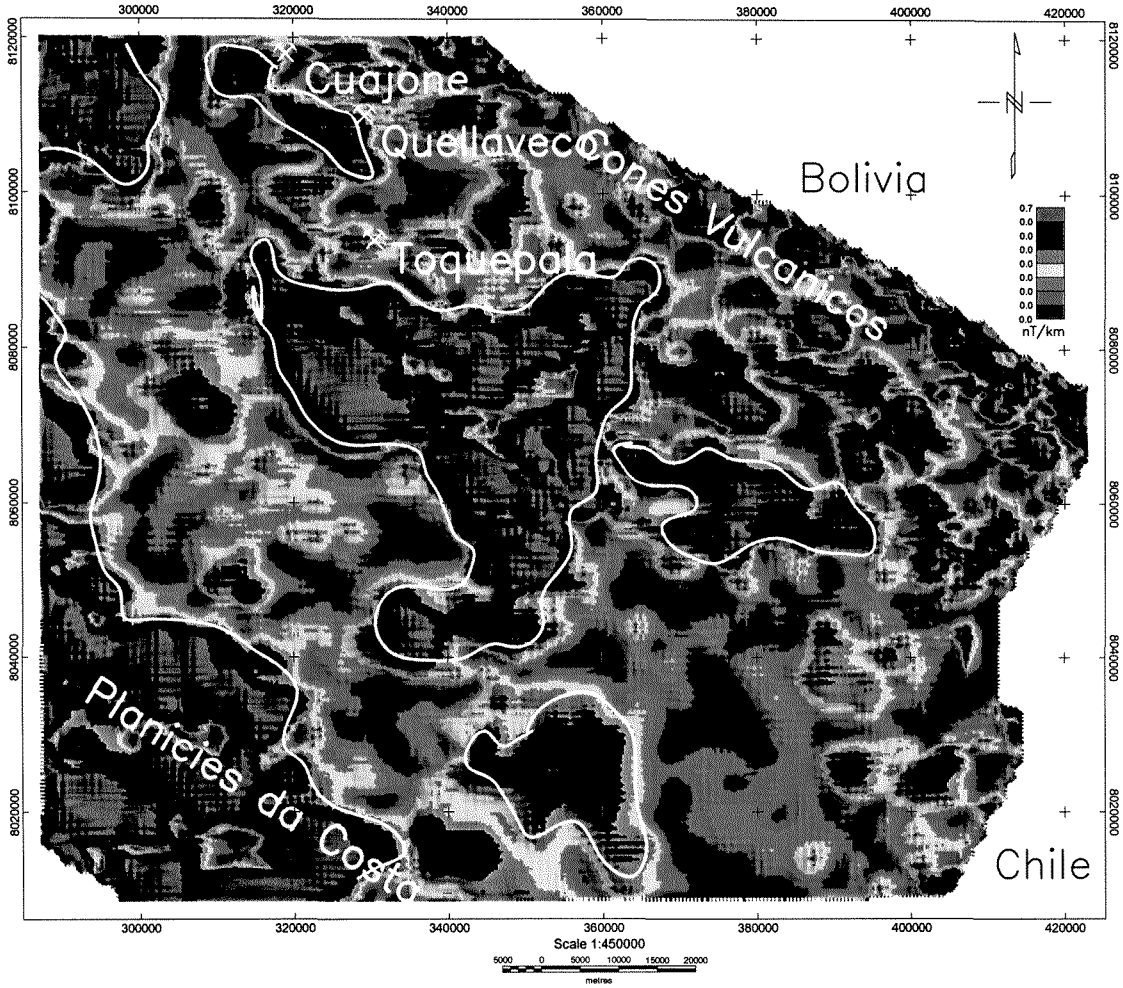


Figura 3.5 Mapa de amplitude de sinal analítico realçando as fontes magnéticas da região, delimitadas em branco.

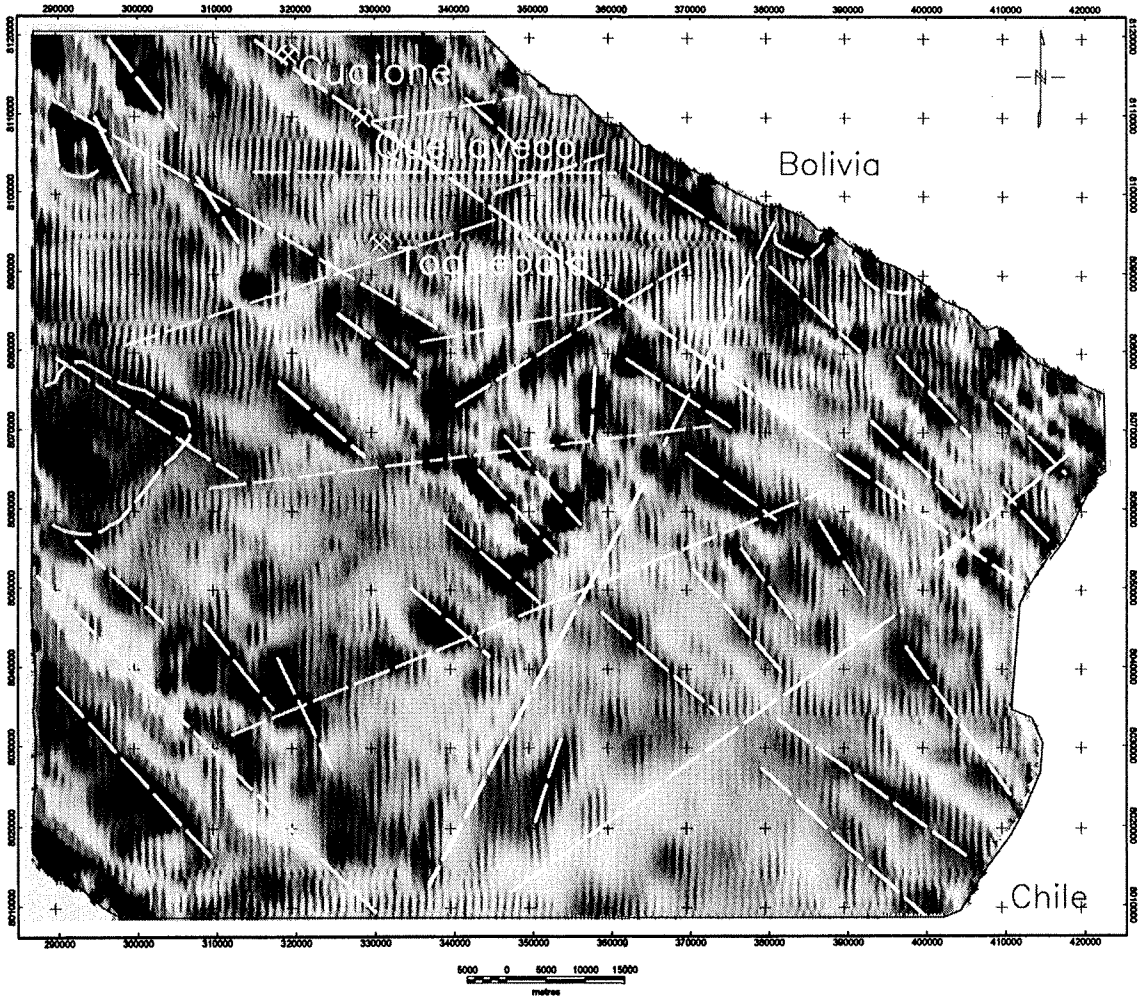


Figura 3.6 Mapa da derivada horizontal em X do campo magnético anômalo (inclinação solar de 45°), com os principais lineamentos interpretados.

O mapa da derivada horizontal em Y (Figura 3.7) mostra um predomínio de estruturas de direção NNW-SSE, paralelas à margem continental. Entretanto, na porção central do mapa (Batólito da Caldera), nota-se ainda uma importante família de estruturas sigmoidais, balizadas lateralmente por extensos lineamentos de direção NNW-SSE. Estruturas de direção ENE-WSW, localizadas na região dos depósitos cobre pórfiro, são muito bem realçadas neste produto.

No mapa correspondente a segunda derivada vertical (Figura 3.8), várias estruturas semi-circulares são relacionadas aos cones vulcânicos (setor NE) e, aparentemente, a estruturas vulcânicas extintas (setor N). Na porção oeste do mapa, nota-se a presença de feições sigmoidais, particularmente no setor NE do Batólito da Caldera. Os lineamentos ENE-WSW são mais nítidos nesse produto e dois deles estão diretamente vinculados aos depósitos de cobre pórfiro de Toquepala e Quellaveco. Na porção central da área existe um baixo magnético associado ao Batólito da Caldera. Esse mapa realça também a porção de maior contraste magnético dentro da Planície da Costa e do Batólito homônimo.

3.4.6. Mapa de domínios magnéticos

O mapa de domínios magnéticos (Figura 3.9) foi obtido a partir de uma classificação estatística do tipo não-supervisionada, envolvendo como variáveis os mapas de campo magnético anômalo, continuação para cima e sinal analítico. Desta classificação resultaram 6 domínios magnéticos principais, codificados em diferentes cores na Figura 3.9.

O primeiro domínio compreende a porção das planícies costeiras (setor S-SW do mapa), associado a valores de mais baixa intensidade magnética (-503 a -97 nT) (cores azul e azul claro). O segundo domínio (azul claro) é relacionado às estruturas concêntricas dos cones vulcânicos (a N-NE), especificamente aos *pipes* dos cones (Figura 3.9).

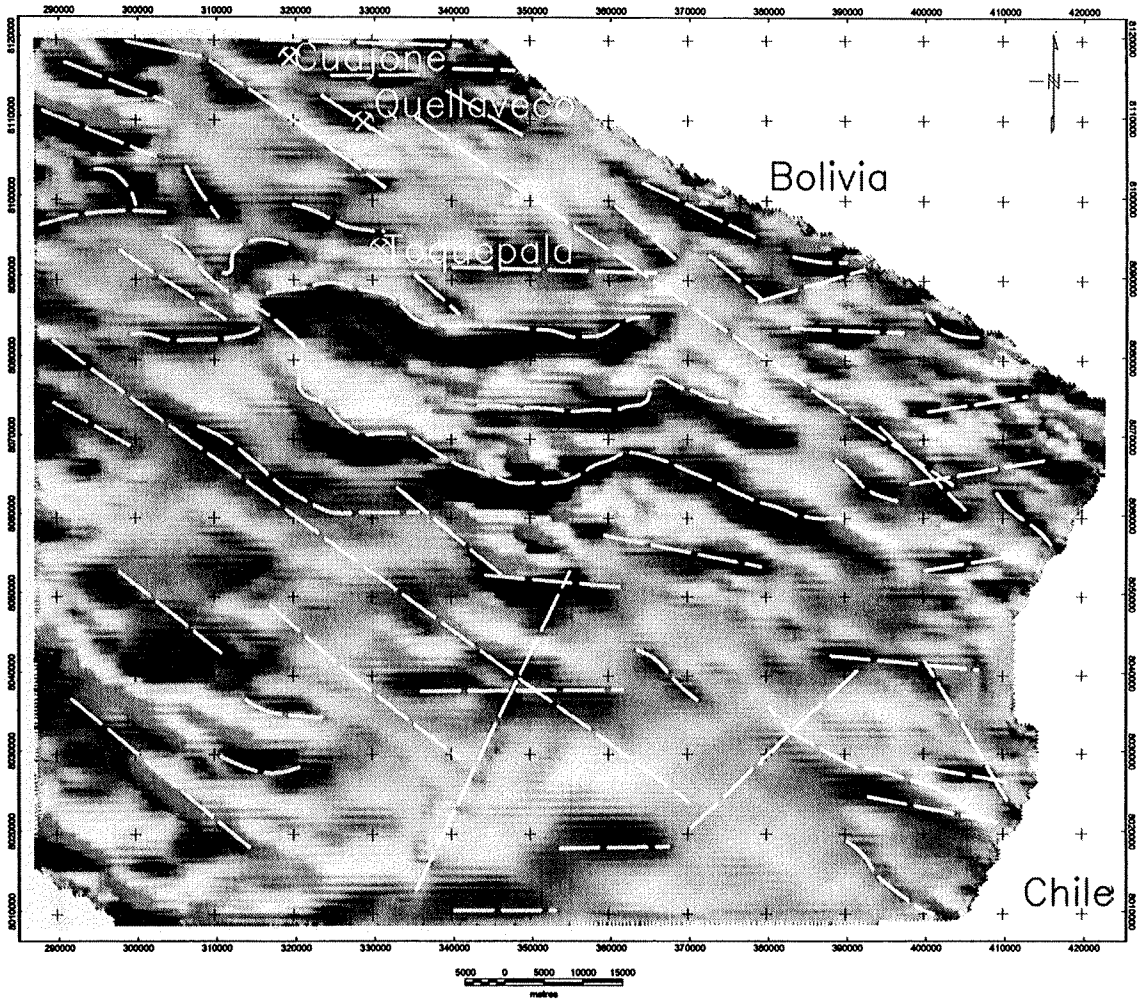


Figura 3.7 Mapa da derivada horizontal em Y do campo magnético anômalo, com os principais lineamentos interpretados. Note a geometria sigmoidal de alguns lineamentos no setor central do mapa.

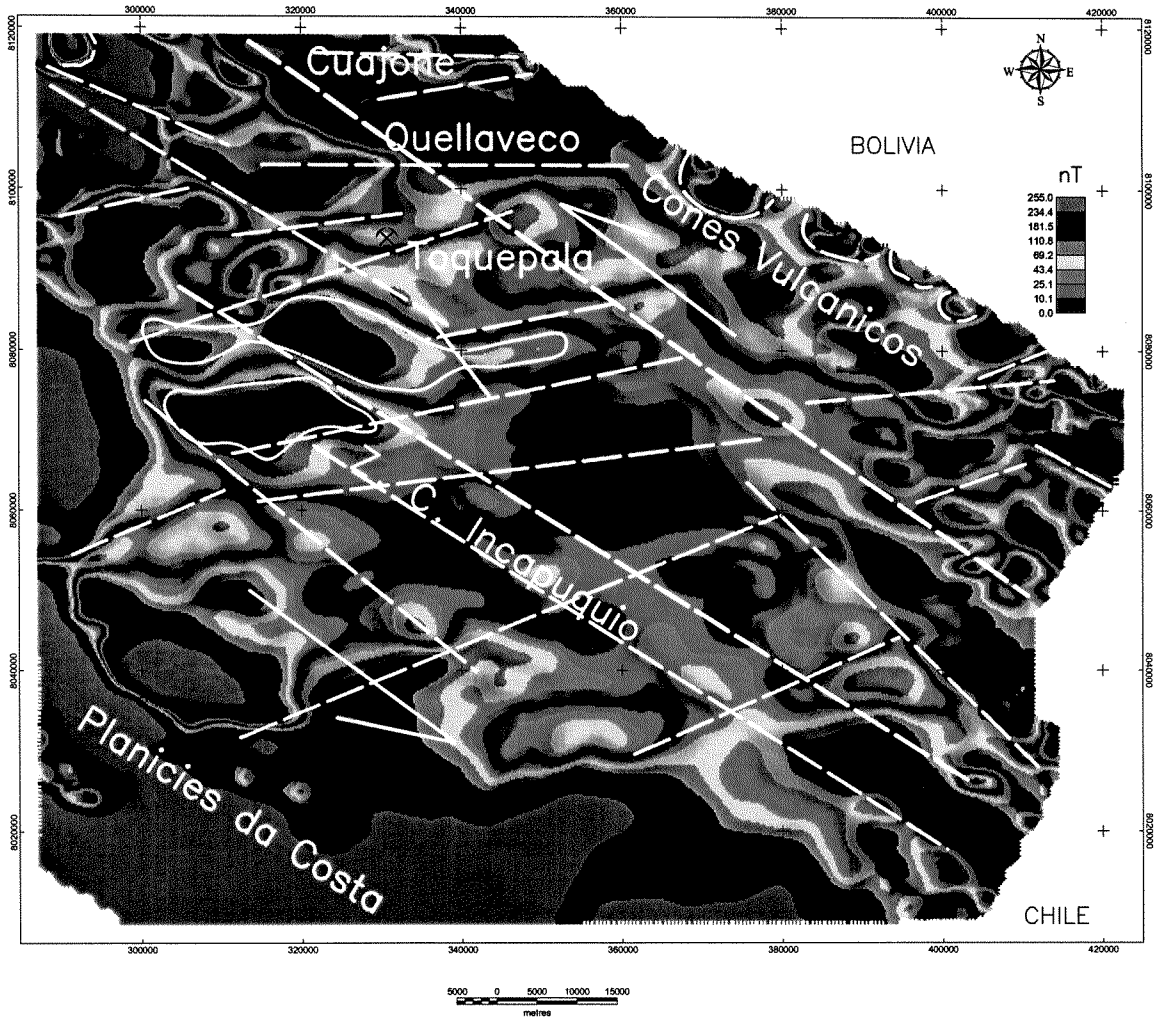


Figura 3.8 Mapa da segunda derivada vertical, com a indicação dos principais lineamentos superficiais e das estruturas concêntricas relativa aos cones vulcânicos na porção N-NE do mapa.

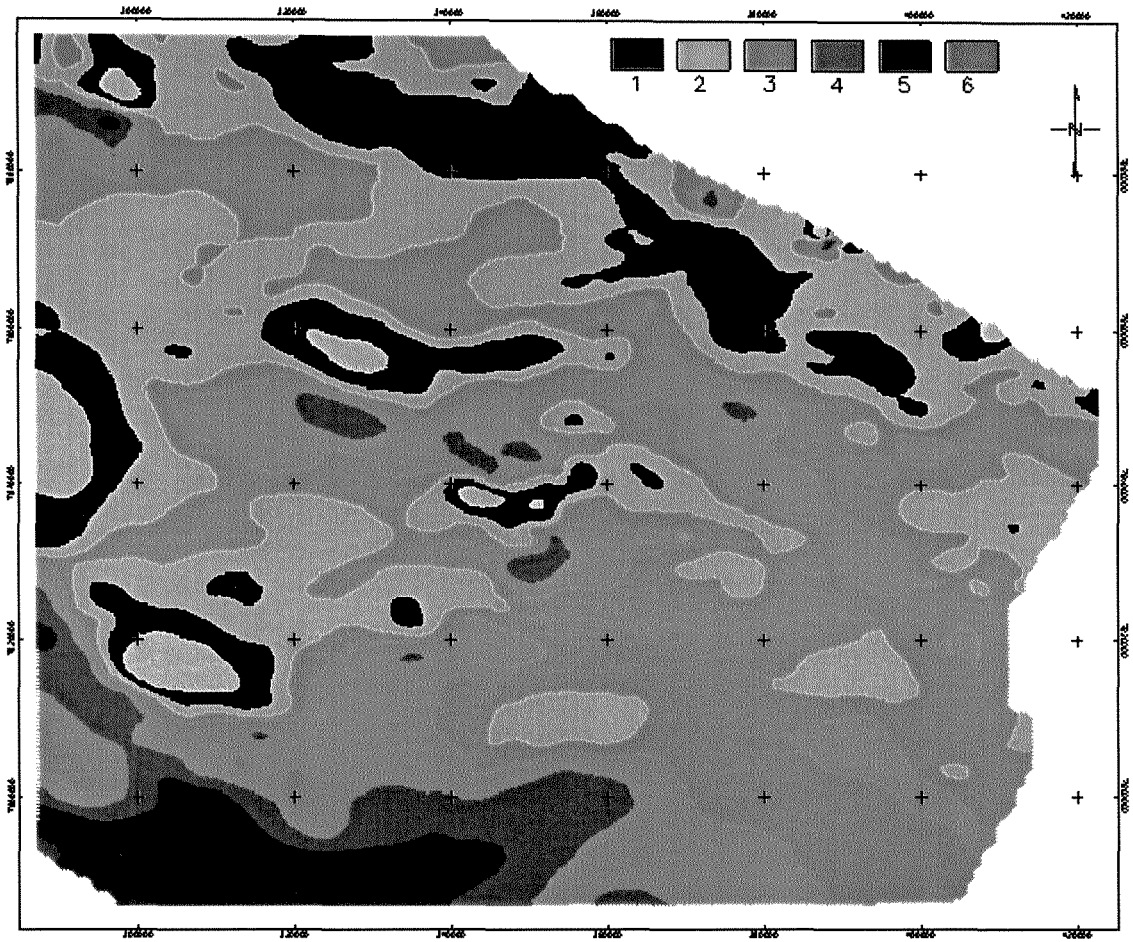


Figura 3.9 Mapa de domínios magnéticos obtido por classificação não supervisionada dos dados do campo magnético anômalo (6 classes). (1) e (2) porção da zona desértica da costa, baixos magnéticos do Batólito e *pipes* dos cones vulcânicos; (3) e (4) corpos do Batólito da Caldera e a zona externa de cones vulcânicos; (5) e (6) porções de corpos de alta intensidade magnética do Batólito e da zona de cones vulcânicos.

O terceiro e quarto domínios (cores verde e laranja) representam a maioria dos corpos intrusivos do Batólito da Costa, da Caldera e os limites dos cones vulcânicos. O quinto e sexto domínios (vermelho e lilás) incluem os corpos com maior intensidade magnética (48.9 – 315 nT), localizados mais próximos à planície da Costa (e dentro da zona de cisalhamento) e de composição mais básica (Figura 3.9).

3.4.7. Mapa de Lineamentos

A Figura 3.10 corresponde a um sumário dos lineamentos extraídos do mapa do campo magnético anômalo, derivada em X, derivada em Y e 2ª derivada vertical.

Nesse mapa, principalmente na sua porção central, observa-se a sobreposição de estruturas tectônicas. Diversas famílias de estruturas importantes são reconhecidas (Figura 3.10): (i) a primeira, de direção NNW-SSE, que controla o posicionamento dos corpos intrusivos e dos cones vulcânicos; (ii) a segunda, de direção ENE-WSW, francamente relacionada aos depósitos de cobre pórfiro; (iii) a terceira, de direção NNE-SSW, que atravessa toda a área de estudo e possivelmente é um reflexo da convergência atual de placas neste setor da América do Sul (setas indicadas na Figura 3.10); (iv) a quarta família, composta por estruturas sigmoidas, que indicam uma movimentação sinistral ao longo da ZCI; estas estruturas sigmoidais são cortadas pelos lineamentos de direção ENE-WSW e NNE-SSW.

3.4.8. Perfis Magnéticos

A Figura 3.11 ilustra os perfis topográfico-geológico e magnético para os depósitos de cobre pórfiro de Toquepala, Quellaveco e Cuajone.

O perfil do campo magnético residual mostra valores relativamente altos sobre os depósitos de Quellaveco e Cuajone (70 nT e 80 nT, respectivamente) e baixos em Toquepala (~ 3nT).

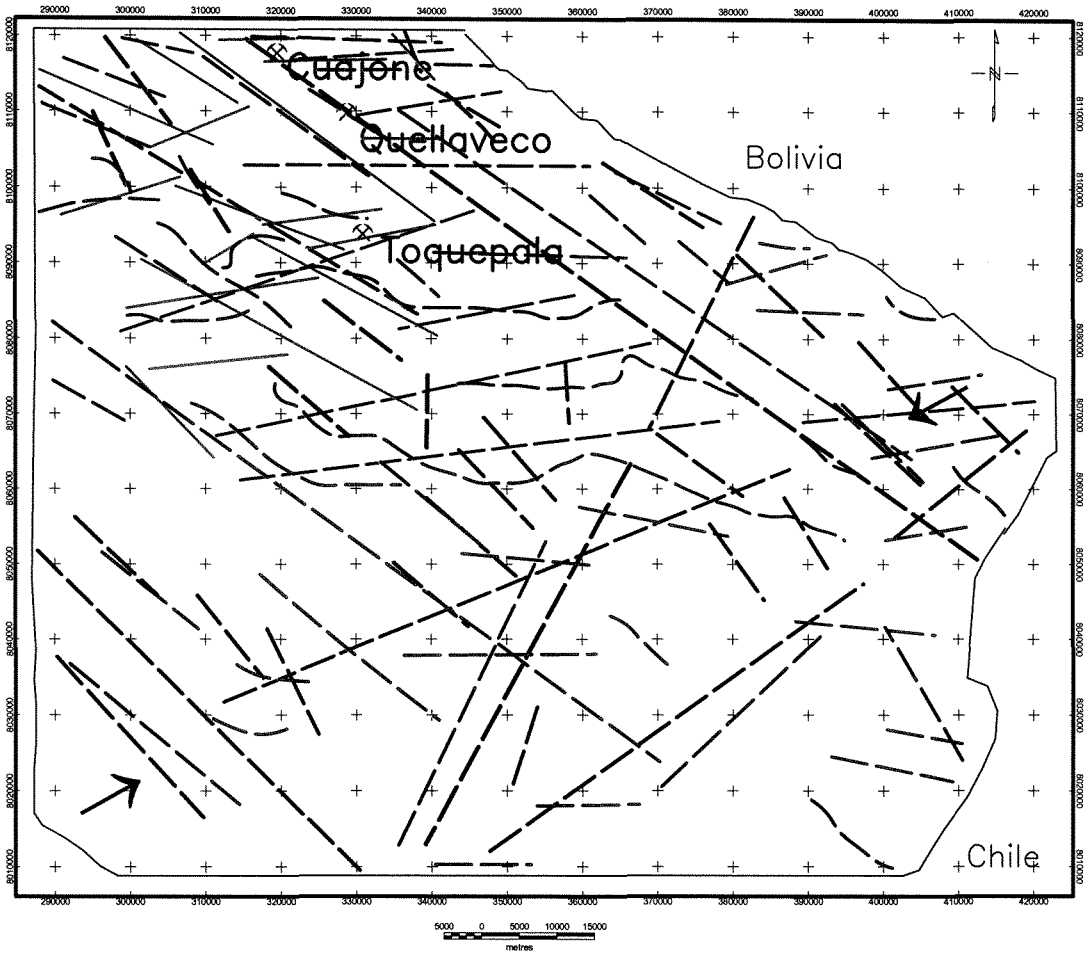
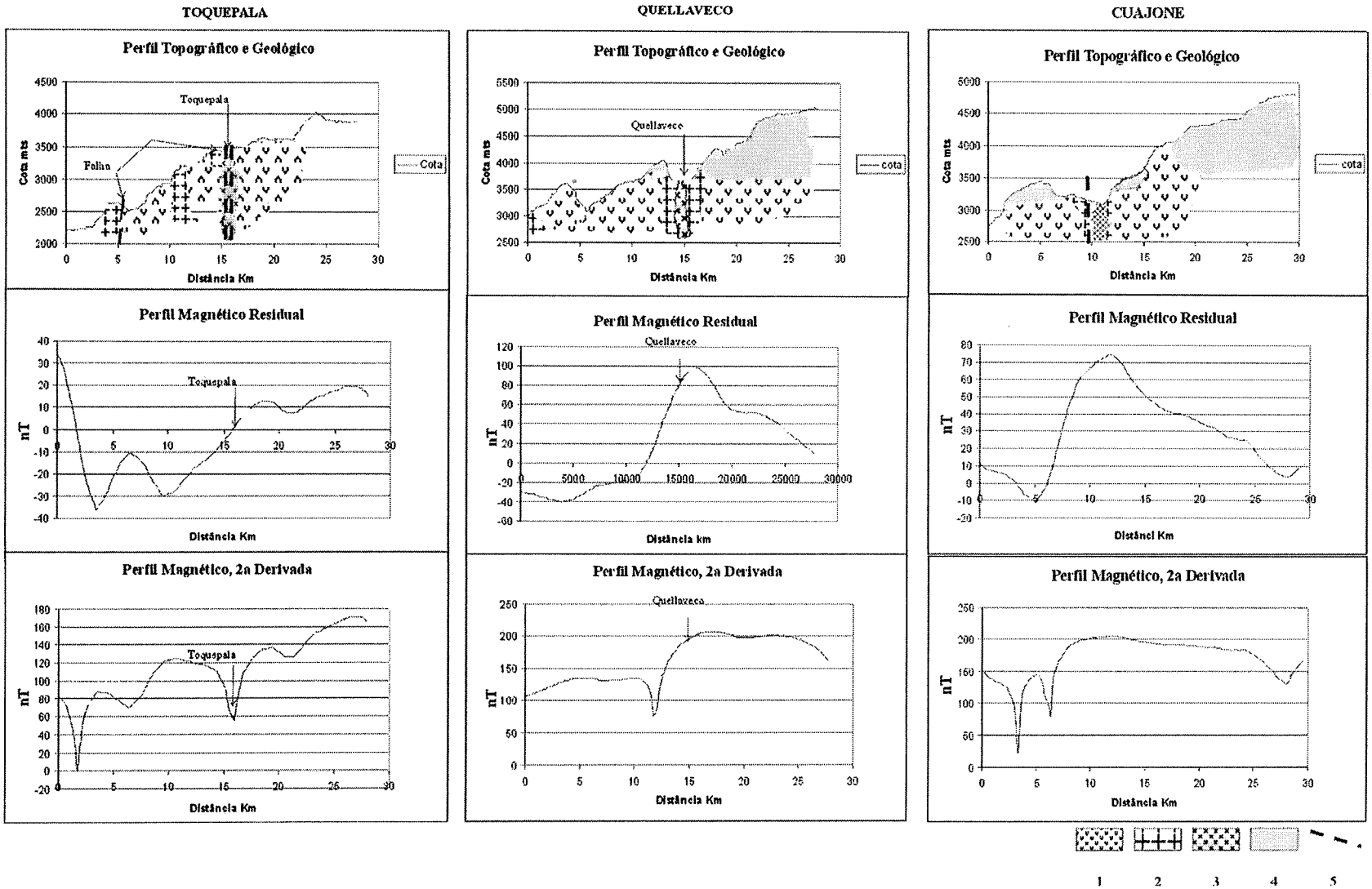


Figura 3.10 Mapa de lineamentos extraídos dos dados magnéticos residuais; derivada em X; derivada em Y; segunda derivada vertical. As setas referem-se à explicação fornecida no texto.

Derivada em X. -------.

Derivada em Y. _____

2da derivada vertical ———



Legenda: 1) Vulcânico Quellaveco; 2) Intrusivos granodioríticos, dioríticos; 3) Corpos mineralizados; 4) Vulcânicas do Terciário e 5) Falhas.
Figura 3.11 Perfis topográfico, geológico, magnético residual, segunda derivada vertical para os depósitos de Toquepala, Quellaveco e Cuajone. Os depósitos de Quellaveco e Cuajone estão posicionados logo na descida da curva magnética (70 nT), perto de estruturas que controlam o seu posicionamento. O depósito de Toquepala está diretamente vinculado a uma zona de falha, localizada num baixo magnético (perfis na Figura 3).

A aplicação da segunda derivada vertical aos dados magnéticos realçou os contrastes magnéticos associados a cada depósito, ao passo que os perfis permitem as seguintes interpretações: (i) o depósito de Toquepala tem uma assinatura geofísica particular, constituindo um baixo magnético, este baixo magnético coincide com estruturas da ZCI, que por sua vez controlou o posicionamento dos corpos intrusivos hospedeiros da mineralização; (ii) o depósito de Quellaveco encontra-se associado a um baixo magnético adjacente, também relacionado à ZCI; (iii) o depósito de Cuajone encontra-se próximo a dois baixos magnéticos vizinhos.

3.5. CONCLUSÕES

Com base nos resultados apresentados em epígrafe, é possível definir a existência de três faixas com distintas características na área de estudo, separadas por lineamentos extraídos dos dados magnéticos. A primeira delas é vinculada aos cones vulcânicos, enquanto a segunda está situada na porção central da área, onde afloram corpos intrusivos dioríticos e granodioríticos compreendidos no Batólito da Caldera. A terceira área é vinculada às Planícies da Costa.

A posição atual do vetor de convergência das placas de Nazca e Sul-Americana tem direção NNE e corta a ZCI (NNW-SSE) logo a sul dos depósitos de cobre pórfiro. Esta direção de compressão é responsável pelo sentido do cisalhamento sinistral (Figura 3.10). As feições sigmoidais limitadas pelos lineamentos ENE no interior da ZCI também indicam sentido sinistral de movimentação (Figura 3.2).

Os depósitos de cobre pórfiro estão localizados no limite leste da ZCI, próximo ao contato com os cones vulcânicos. Os depósitos de Cuajone e Quellaveco são controlados dominantemente por lineamentos NNW. Os lineamentos NNW dentro da ZCI cortam as feições sigmoidais NNE (Figuras 3.2 e 3.4) e os lineamentos NNE. As zonas de intersecção destes lineamentos parecem ter funcionado como sítios favoráveis à intrusão de rochas responsáveis pelas mineralizações (Figuras 3.2; 3.4; 3.8 e 3.10).

O depósito de Toquepala está diretamente associado a uma anomalia magnética negativa, representada por uma estrutura de direção E-W, que também serviu como uma

zona de fraqueza para a colocação de corpos intrusivos associados a esta mineralização (Figura 3.11).

Estas conclusões são coincidentes com aquelas recentemente propostas por Behn *et al.* (2001), no sentido de que a maioria de depósitos de tipo cobre pórfiro do norte do Chile esté associada a lineamentos de direção N-S, combinados com anomalias magnéticas transversais (E-W) e com intervalos de intensidades magnéticas de -20 nT a 80 nT. Isto sugere uma natureza comum para estes depósitos, relacionada a processos tectônicos e intrusivos semelhantes.

Existe a relação entre os depósitos de cobre pórfiro e os baixos magnéticos, ocasionados pela perda da susceptibilidade magnética das rochas, atingidas uma vez alcançada a Temperatura Curie (*Tc*), isto é visível no depósito de Toquepala, cujo baixo magnético está localizado também na vizinhança de uma estrutura.

IV. ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS LANDSAT-TM NA EXPLORAÇÃO DE DEPÓSITOS TIPO CU-PÓRFIRO DOS ANDES PERUANOS

4.1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

As imagens multiespectrais coletadas pelo sensor Thematic Mapper do satélite LANDSAT vêm sendo utilizados na análise e avaliação de áreas potencialmente favoráveis à ocorrência de mineralizações associadas a depósitos minerais do tipo Cu-pórfiro nos Andes Sul-americanos. A abordagem adotada nesse tipo de aplicação segue usualmente os seguintes passos: 1) análise das estruturas geológicas por meio da interpretação dos lineamentos visíveis na imagem; 2) mapeamento das diferentes unidades litológicas presentes; 3) identificação de áreas de ocorrência de assembléias minerais típicas de processos de alteração hidrotermal, por meio do reconhecimento de assinaturas espectrais de minerais e rochas, fazendo uso das regiões do visível (VIS), infravermelho próximo (NIR) e infravermelho de ondas curtas (SWIR) do espectro eletromagnético.

Os tipos de alteração hidrotermal associados aos diferentes modelos de mineralização de cobre e também de ouro em ambientes vulcanogênicos foram descritos por vários autores, dentre eles Hemley & Jones (1964), Beane & Titley (1981) Beane (1982). Como resultado dos processos de alteração hidrotermal, a mineralogia original das rochas vulcânicas sofre processos de transformação, sendo produzidas novas assembléias mineralógicas, as quais são utilizadas para caracterizar os tipos de alteração hidrotermal. Os tipos mais comuns de alteração em ambientes de mineralização do tipo Cu-pórfiro, com os respectivos minerais indicadores são apresentados na tabela 4.1.

Tabela 4.1, Principais minerais indicadores de alterações hidrotermais e assembléias minerais usadas (adaptada de Lowell & Guilbert 1970) na classificação espectral.

Tipo de Alteração	Minerais Indicativos	End-members Utilizados
Potásica	quartzo, ortoclasio, biotita +/- sericita, anhydrita, albita, apatita, magnetita, pirita, calcopitrita, bornita.	Não presente, na área de Quellaveco
Fílica	Quartzo, sericita, ilita +/- pirita.	Ilita
Argílica	quartzo, esmectita, ilita, hydromicas, clorita e pirita +/- caulinita.	Ilita, esmectita
Argílica Avançada	qaurtzo, caulinita, dickita, +/- alunita, ilita (Lowell & Guilbert, 1970).	Alunita, caulinita +/- ilita

Todos esses minerais acima possuem assinaturas espectrais características, ou seja, suas propriedades de reflectância na porção do espectro eletromagnético situada entre o visível e o infravermelho de ondas curtas (SWIR), podem ser utilizadas para identificá-los (Spatz 1997). Portanto, essas assinaturas, desde que medida com a necessária precisão, seja por sensores remotos ou por espectrorradiômetros de alta resolução em campo ou laboratório, podem ser usadas para caracterizar os minerais de alteração presentes e, conseqüentemente, reconhecer os tipos de alteração.

O uso de imagens produzidas por sensores remotos em atividades de exploração mineral em ambientes porfiríticos ocorreu mais intensamente nas últimas duas décadas. Spatz & Taranik (1988) utilizaram dados Landsat TM para a detecção de pórfiros riolíticos / dacíticos associadas a corpos de metais preciosos nas margens de caldeiras vulcânicas no sul do Estado de Nevada (EUA), conseguindo diferenciar alterações argílicas mediante o uso de razões de bandas. Esses autores conseguiram ainda relacionar respostas espectrais nas imagens a variações composicionais de elementos e compostos químicos (Th, Ta, Yb, F, Rb, entre outros). Spatz & Wilson (1994) discriminaram áreas de alteração hidrotermal, na província de British Columbia (Canadá), usando a técnica de análise por principais componentes (PC), e no depósito de Cu-pórfiro de Collahuasi (Chile), por meio de razões entre as bandas do Landsat-TM, separando assembléias minerais compostas por óxido de

ferro e por argilo-minerais formados por alteração hidrotermal. Estes mesmos autores, trabalhando nos depósitos de Cu-pórfiro do sul do Peru (Cerro Verde, Cuajone, Quellaveco e Toquepala), concluíram que a imagem PC5 do Landsat-TM é a que melhor representava as assinaturas espectrais devidas a processos de alteração hidrotermal neste tipo de ambiente árido a semiárido.

Spatz (1996) apresentou uma síntese das técnicas de sensoriamento remoto usadas na identificação de tipos de alteração hidrotermal associados a mineralizações relacionadas a depósitos vulcanogênicos.

Agar & Villanueva (1997) identificaram concentrações de argilominerais e minerais férricos em áreas de alteração hidrotermal nos Andes peruanos, utilizando dados do sensor hiperespectral aerotransportado GER-63 (63 bandas espectrais), discriminando alterações do tipo argílica e propilíticas. Agar & Pavez (1999) utilizaram dados de uma versão mais avançada do mesmo sensor, o GERIS-64 (64 bandas espectrais), na identificação de minerais de alteração, posteriormente corroborados por meio de análises espectrais com espectrorradiômetro de alta resolução feitas em amostras de campo. Logo depois, os mesmos autores utilizaram essas informações no processamento de imagens Landsat-TM, de resolução espectral bem mais reduzida em relação ao GERIS-64, logrando realçar feições espectrais similares em áreas de alteração hidrotermal.

Graças ao elevado número de bandas espectrais dos sensores hiperespectrais, torna-se possível identificar em detalhe a mineralogia dos materiais superficiais. Por esse motivo, essa categoria de sensores tem sido usada com extremo sucesso no mapeamento dos diversos tipos de alteração hidrotermal associados a depósitos metálicos em várias regiões do mundo. Alguns exemplos desse tipo de aplicação são apresentados a seguir.

Huntington & Boardman (1995) utilizaram os dados do sensor aerotransportado AVIRIS, com 225 bandas espectrais continuamente distribuídas no intervalo de 0.4 a 2.5 μm do espectro eletromagnético, para a discriminação de diferentes variedades de muscovita presentes no depósito de Summitville, Colorado usando a técnica de processamento *Mineral Abundance Mapping*. Esses autores relatam também a discriminação de minerais de alteração hidrotermal tais como: alunita, dickita, clorita, ilita, caulinita e montmorillonita.

No trabalho realizado por Crósta *et al.* (1998) no leste de Califórnia, abrangendo os depósitos auríferos de Bodie e Paramount, foram comparadas duas técnicas de

processamento no mapeamento de minerais de alteração hidrotermal a partir de imagem do AVIRIS. Essas técnicas são denominadas *Spectral Angle Mapper* (SAM) e Tricorder e os autores obtiveram melhores resultados com a segunda delas, que permitiu a geração de mapas de abundância de minerais de alteração, tais como Na-montomorillonita, caulinita + esmectita, goetita, hematita e jarosita.

Baugh *et al.* (1998) identificaram um raro mineral de alteração contendo amônia em sua estrutura, a budingtonita, na porção sul das montanhas Cedar (Esmeralda County, Nevada, EUA), utilizando dados do AVIRIS. Essa identificação foi posteriormente convalidada por espectrometria de laboratório e difratometria de raios-X, sugerindo assim que os resultados obtidos com as imagens hiperespectrais podem ser considerados como um mapeamento geoquímico remoto.

Drake *et al.* (1999) comparou duas técnicas de modelagem espectral, *mixture modeling* e *spectral matching,* nas bandas do AVIRIS que cobre a região do SWIR, no Estado de Nevada (EUA). Neste estudo foram mapeadas ocorrências de muscovita, caulinita, gipso e ilita, nas vizinhanças de um depósito aurífero hidrotermal (Nevada, USA), tendo os autores concluído que a técnica *spectral matching* teve desempenho superior à *mixture modeling*, gerando mapas extremamente úteis para o mapeamento e prospecção mineral.

Por outro lado, não existe ainda nenhum sensor do tipo hiperespectral em operação orbital rotineira, sendo os dados atualmente disponíveis coletados por sensores aerotransportados em algumas regiões do planeta e por um sensor hiperspectral orbital, denominado Hyperion, que opera em caráter experimental. Para regiões mais remotas, como os Andes, sensores multiespectrais como o Landsat-TM continuam sendo a mais importante (e, para muitas áreas, ainda a única) fonte de dados de sensoriamento remoto existente. Mais recentemente, entrou em operação um sensor multiespectral de maior resolução, denominado ASTER (*Advanced Spacerborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), mas a sua cobertura geográfica ainda não atinge a mesma abrangência do Landsat-TM. Essa carência de dados de maior resolução espectral reforça a importância de se buscar formas de extrair o máximo possível de informações desse tipo de dado, até que se disponha de um sensor hiperespectral orbital entre em operação rotineira, o que deverá ocorrer num futuro próximo.

O presente trabalho tem como objetivo desenvolver um modelo exploratório para a prospecção de depósitos de Cu epitermais e porfiríticos nos Andes Peruanos, usando todo o

potencial disponível nos dados do Landsat-TM. Para tanto, buscou-se atingir o limite do que é possível extrair em termos de informações espectrais relacionadas a minerais de alteração de interesse na exploração de depósitos do tipo Cu-pórfiro. Utilizou-se como referência, em termos de assinatura espectral, medidas tomadas por meio de espectrometria de reflexão de amostras do depósito de Quellaveco, um dos principais depósitos do tipo Cu-pórfiro do sul do Peru.

Inicialmente foi aplicada às imagens TM a análise por principais componentes, uma técnica de uso clássico no processamento de imagens multiespectrais para exploração mineral. Os resultados serviram para avaliar as condições existentes na área do depósito (presença ou não de alteração, possível mineralogia, grau de exposição, etc.), bem como as características e limitações das técnicas convencionais de sensoriamento multiespectral para essa finalidade. Em seguida, buscando-se atingir o limite acima referido, foi feito uso de técnicas desenvolvidas mais recentemente para o processamento de imagens hiperespectrais, porém aplicando-as às imagens multiespectrais TM, no sentido de caracterizar mineralogicamente as áreas de alteração relacionadas aos depósitos de Cu-pórfiro do sul do Peru.

Um dos minerais de alteração hidrotermal passível de identificação por sensores remotos é a ilita. Trata-se de um mineral usado como *pathfinder* das condições de temperatura associadas a processos de alteração pela circulação de fluidos hidrotermais (Duba & William-Jones 1983; Hauff *et al.* 1991; Kruse & Hauff 1991; Martinez-Alonso *et al.* 1997, 1999; Merry & Pontual 1999). Por esse motivo, a ilita foi selecionada como mineral indicador da mineralização de Quellaveco, tendo sido usada para caracterizar os halos de alteração ali presentes. Para tanto, foi elaborada uma biblioteca espectral a partir de medidas de reflectância de amostras de material alterado, coletadas nas diferentes porções do depósito, a qual foi utilizada como referencia para o processamento dos dados TM utilizando as técnicas desenvolvidas para imagens hiperespectrais.

4.2. SENSORES REMOTOS E SUA APLICAÇÃO NA EXPLORAÇÃO DE DEPÓSITOS DE CU-PÓRFIRO

O uso de imagens de sensoriamento remoto na exploração mineral iniciou-se há várias décadas, tendo atingido atualmente níveis bastante avançados. Atualmente, para ambientes em climas árido e semi-árido, como é o caso dos Andes, o sensoriamento remoto adquiriu

um grau de importância para as atividades de prospecção equivalente àquele já conferidos aos dados geofísicos e geoquímicos. Ao longo das últimas três décadas, observou-se o progressivo aperfeiçoamento tecnológico dos sistemas sensores, com o conseqüente aumento das resoluções espacial e espectral, o desenvolvimento de novas técnicas de processamento e a diminuição do custo das imagens por km^2. Esses desenvolvimentos prosseguem na atualidade, principalmente com os modernos sensores hiperespectrais operados a partir de aeronaves, capazes de identificar detalhadamente a composição química dos materiais superficiais, notadamente os minerais associados a processos de alteração hidrotermal. Porém, para muitas regiões do planeta, não há disponibilidade de imagens desse tipo, restando a alternativa de se usar, da maneira mais otimizada possível, os dados multiespectrais disponíveis, principalmente aqueles do Landsat-TM.

A Tabela 4.2 mostra alguns dos principais sensores usados em atividades de exploração mineral. Sensores mais antigos e de uso mais rotineiro, como o Thematic Mapper dos satélites Landsat 4 e 5, apresentam características de resolução espacial e espectral mais reduzidas, enquanto sensores mais recentes, como o Aster, possuem melhores resoluções espectral e espacial. Já os sensores hiperespectrais, como o Aviris (Tabela 4.2), possuem resolução espectral bastante elevada (com largura de bandas em torno de 0,01 μm) quando comparados aos sensores multiespectrais, uma característica que traz grandes benefícios quando se trata de identificar a composição química/mineralógica dos materiais superficiais.

Tabela 4.2: Características de alguns sensores remotos utilizados na prospecção mineral (modificado de Thompson *et al.* 1999).

Características	Landsat 4, 5 (TM)	Landsat 7 (ETM+)	ASTER	AVIRIS
Região espectral				
VIS- SWIR	0.45 - 2.35 μm	0.45 - 2.35 μm	0.52 - 2.43 μm	0.4 - 2.5 μm
Pancromática	-	0.52 - 0.90 μm	-	-
TIR	10.15 - 12.5 μm	-	8.125 - 11.65 μm	-
Estereoscopia	-	-	Sim (0.76-0.86 μm)	-
Nº Bandas Espectrais	7	8	14	224
Cobertura de terreno				
Leste-Oeste	185 km	185 km	60 km	Variável (entre 2 e 13 km)
Note-Sul	170 km	170 km	60 km	Variável (entre 2 e 13 km)
Resolução Espacial				
VIS	30 m x 30 m	30 m x 30 m	15 m x 15 m	Variável (entre 3 e 20 m)
SWIR	30 m x 30 m	30 m x 30 m	30 m x 30 m	Variável (entre 3 e 20 m)
Pancromática	-	15 m x 15 m	-	-
TIR	120 m x 120 m	60 m x 60 m	90 x 90 m	-

A Figura 4.1 apresenta as curvas espectrais de alguns minerais típicos de processos de alteração hidrotermal, como aqueles encontrados nos ambientes epitermais e porfiríticos, bem como o posicionamento das bandas espectrais dos sensores Landsat-TM, SPOT, ASTER e AVIRIS.

O TM da série Landsat é o sensor de utilização mais ampla em atividades de exploração mineral em todo o mundo. O TM possui 7 bandas espectrais, sendo 6 delas distribuídas entre o visível e o SWIR, todas com 30 metros de resolução espacial. A sétima banda encontra-se na região do infravermelho termal e tem 120 metros de resolução espacial nas versões do TM a bordo do Landsat 4 e 5. No Landsat 7, o sensor *Enhanced Thematic Mapper* (ETM+) possui a banda termal com resolução espacial de 60 metros e uma oitava banda, com 15 metros de resolução espacial e cobrindo o intervalo pancromático, do visível ao infravermelho próximo.

O ASTER (*Advanced Spacerborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) é um sensor de desenvolvimento mais recente, lançado no final de 1999 a bordo do satélite TERRA, como parte do Sistema de Observação da Terra (EOS). Este sensor foi desenvolvido conjuntamente pelos Estados Unidos e Japão, possuindo 14 bandas espectrais: 3 localizadas na região do visível e contando com 15 metros de resolução espacial, 6 no SWIR com 30 metros de resolução e 5 no TIR com resolução de 60 metros. Seu potencial de aplicação em geologia é considerável, em vista principalmente da disponibilidade das várias bandas no SWIR e no TIR, algo até agora inédito dentre os sensores multiespectrais operantes em nível orbital.

Um dos sensores de melhor resolução espacial e espectral construídos até agora é o AVIRIS, que coleta dados em 224 bandas contínuas, distribuídas entre os comprimentos de onda de 0.4 e 2.5 μm. A partir de 1999 esse sensor passou a operar em múltiplas altitudes, o que permite obter resoluções espaciais entre 3 e 20 metros. Com essas características, o AVIRIS permite a identificação não apenas da composição mineralógica dos materiais superficiais, mas também detectar pequenas variações na sua composição química.

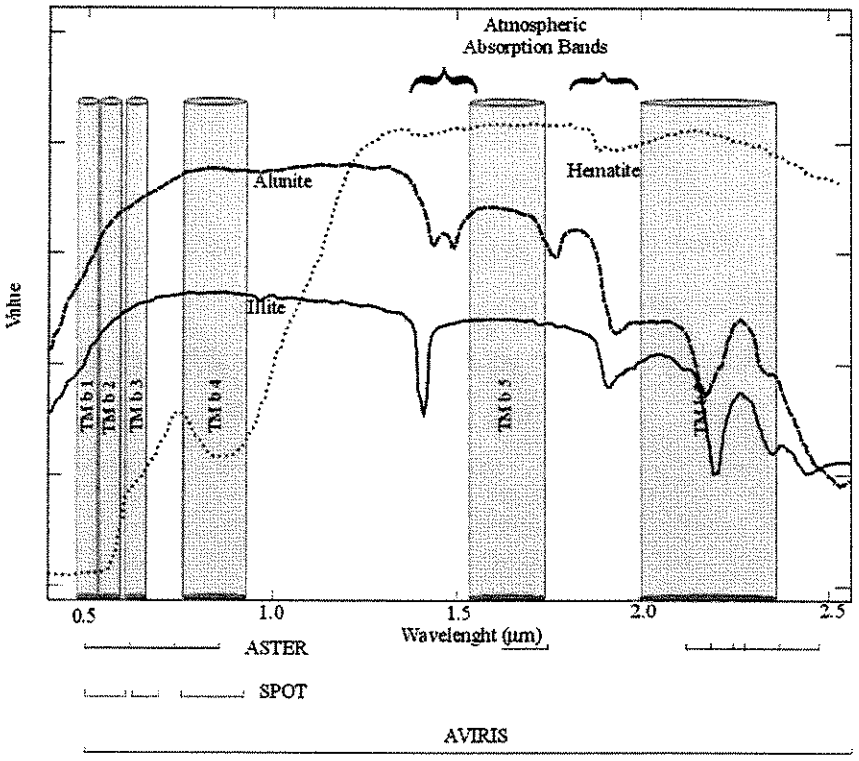


Figura 4.1. Curvas de assinatura espectral entre o visível e o infravermelho de ondas curtas para alguns minerais típicos de zonas de alteração hidrotermal (ilita, alunita e hematita), comparadas com o posicionamento das bandas de sensores multiespectrais como o Landsat- TM, SPOT e ASTER, e do sensor hiperespectral Aviris (modificado de Hauff, 1995).

4.3. TÉCNICAS DE PROCESSAMENTO DE IMAGENS NA EXPLORAÇÃO DE DEPÓSITOS DO TIPO Cu-PÓRFIRO

As primeiras menções ao uso de técnicas de processamento de imagens multiespectrais para fins de exploração mineral datam da década de 70. Com o advento do Landsat-TM na década de 80 esse tipo de aplicação expandiu-se consideravelmente. Dentre os múltiplos exemplos podem ser citados o trabalho de Abrams *et al.* (1983), relativo à prospecção de depósitos do tipo pórfiro, e os de Taranik & Crósta (1988) e Kruse (1989) na prospecção de depósitos de ouro. Outros autores como Crósta & Rabelo. (1993); Bennett (1993); Spatz & Taranik (1994); Spatz (1997); Souza Filho & Drury (1997, 1998) e Tapia *et al.* (1999) descrevem técnicas para identificar áreas de alteração hidrotermal, mapeamento de unidades litológicas e para o realce de estruturas geológicas relacionadas a depósitos minerais. As técnicas de processamento mais amplamente utilizadas por esses autores, e que apresentaram os resultados mais satisfatórios, baseiam-se geralmente no uso de razões de banda e na análise por principais componentes.

No presente estudo optou-se pelo uso de técnicas de processamento de dados hiperespectrais para a identificação de áreas de alteração hidrotermal associadas aos depósitos do tipo Cu-pórfiro. Para fins de avaliação preliminar das condições existentes na área do depósito, foi usada também uma técnica de processamento de dados multiespectrais. Trata-se da análise por principais componentes, cujo uso já se tornou tradicional em atividades de exploração nos Andes. Essas técnicas e seus respectivos resultados são apresentados a seguir.

4.3.1. Análise por principais componentes para identificação de minerais de alteração

Crósta & Moore (1989) desenvolveram a técnica denominada *Feature-Oriented Principal Component Selection* (FPCS) para separar e realçar a resposta espectral devida a minerais usando imagens multiespectrais. Ela se baseia na técnica estatística da análise por principais componentes e tem a vantagem de ser robusta, não requerendo a aplicação prévia de correções atmosféricas ou radiométricas, como é o caso da razão de bandas, outra técnica de uso amplo nesse tipo de aplicação. A técnica foi posteriormente adaptada por Loughling (1991), que a denominou de *Crósta Technique*, para mapear áreas de alteração hidrotermal associadas a mineralizações do tipo epitermal, e vem sendo utilizada extensivamente com sucesso em várias regiões do mundo desde então.

A Análise por Principais Componentes (APC) é uma técnica estatística multivariada que, aplicada a imagens multiespectrais, produz, por meio de combinações lineares das bandas originais, um novo conjunto de bandas não correlacionadas (Singh & Harrison 1985). A variância estatística em imagens multiespectrais é relacionada à resposta espectral dos materiais superficiais, como rochas, solos e vegetação e isto é influenciado pela estatística dimensional dos dados da imagem.

O realce de áreas de alteração hidrotermal por meio da técnica FPCS se dá em duas etapas. Na primeira etapa, as bandas 1, 4, 5 e 7 do Landsat TM são submetidas à APC. Uma análise da matriz de auto-vetores indica qual das novas imagens geradas (PC1, ..., PC4) irá conter a informação espectral relacionada a minerais de alteração (argilas, micas, carbonatos, etc.). Numa segunda etapa, o mesmo procedimento é aplicado às

bandas 1, 3, 4 e 5 do Landsat TM, visando estabelecer qual das PCs irá conter a informação espectral relacionada a óxidos e hidróxidos de ferro.

As tabelas 4.3 e 4.4 trazem as matrizes de auto-vetores para os dois conjuntos de bandas, extraídas da imagem Landsat TM da área de estudo. Na Tabela 4.3, nota-se que a PC com os maiores índices de auto-valores para as bandas 5 e 7, porém com sinais invertidos (denotando a existência de contraste espectral), é a PC4. Isso indica que os pixels dessa imagem PC4 que contêm maiores quantidades de minerais de alteração terão altos valores de níveis de cinza, ou seja, aparecerão em tons claros nessa imagem (Figura 4.2). Esta imagem é então denominada de **Hy**, representando a imagem-índice da ocorrência de minerais de alteração hidrotermal.

Na Tabela 4.4, seguindo o mesmo raciocínio, é possível estabelecer a PC que contém a informação relacionada à presença de maiores quantidades de óxidos/hidróxidos de ferro (indicador da presença de sulfetos oxidados em superfície). Esta é a PC4, uma vez esta é a imagem PC com o maior contraste espectral entre as bandas 1 e 3. A Figura 4.3 mostra a imagem resultante, onde os pixels em tons claros indicam maiores concentrações de óxidos/hidróxidos de Fe^{3+}. Esta imagem é então denominada de **Fe**, representando a imagem-índice da ocorrência de óxidos e hidróxidos de ferro, associados ao intemperismo de sulfetos produzidos por alteração hidrotermal.

Tabela 4.3 Matriz de auto-vetores das bandas 1,4,5 e 7 do TM da área de estudo, utilizada para identificar minerais portadores do íon $O\text{-}H^-$.

	PC1	**PC2**	**PC3**	**PC4**
Banda 1	0.363	-0.828	-0.355	0.237
Banda 4	0.391	-0.277	0.790	-0.382
Banda 5	0.719	0.443	0.057	0.533
Banda 7	0.446	0.203	-0.496	-0.717

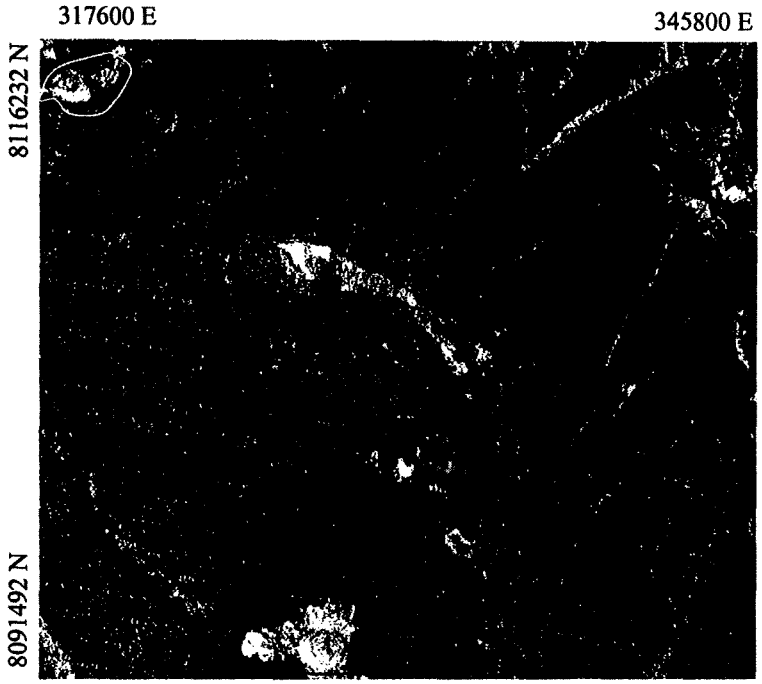


Figura 4.2: PC4 das bandas TM1, TM4, TM5, TM7 (imagem Hy); pixels mais claros representam as maiores concentrações de argilominerais; estão indicadas as áreas mineralizadas (Cuajone, Quellaveco e Toquepala), a falha de Incapuquio e a anomalia denominada Alvo Sul.

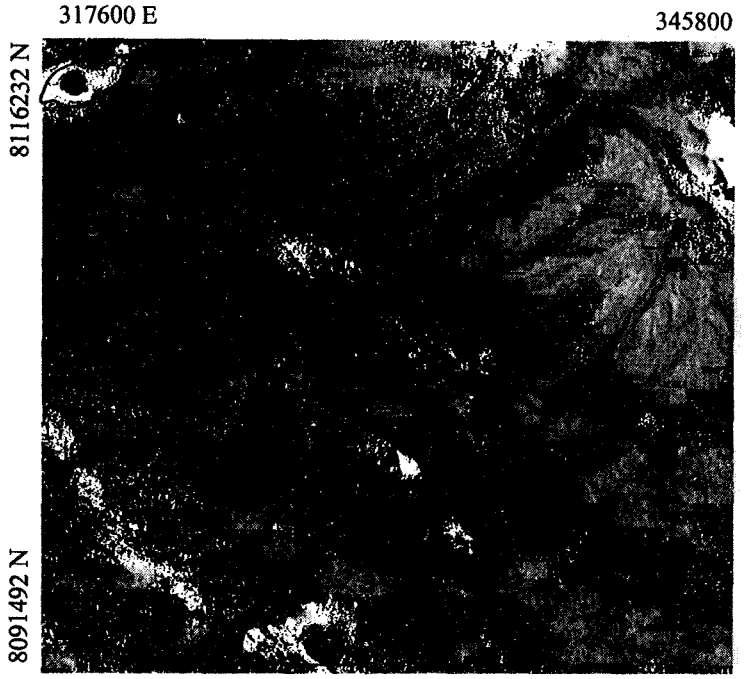


Figura 4.3: PC4 das Bandas TM1, TM3, TM4, TM5 (imagem Fe), pixels mais claros representam as maiores concentrações de minerais com conteúdo de Fe. As quatro áreas serão apresentadas em forma individual algumas das figuras seguintes.

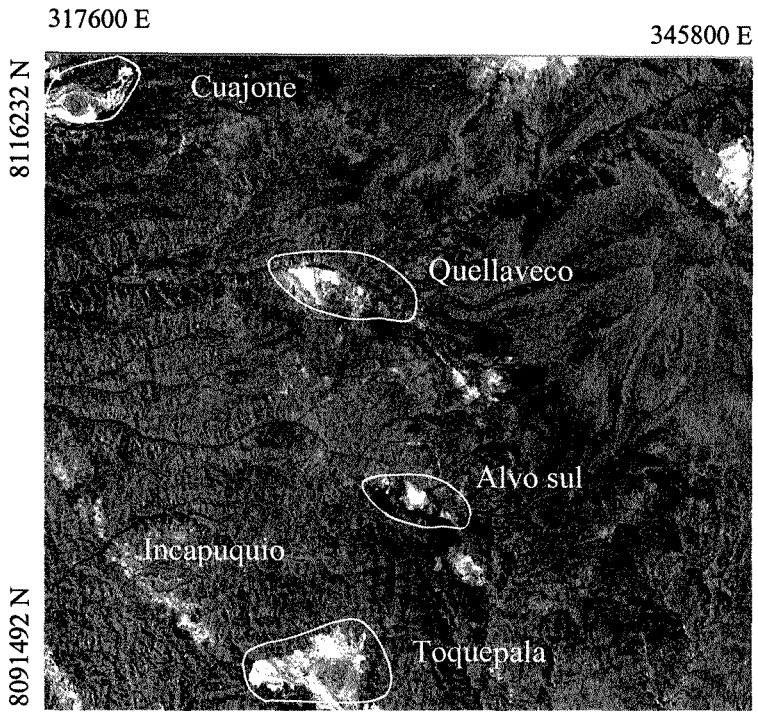


Figura 4.4: Soma das imagens Hy+Fe em tons de cinza, mostrando em tons claros as áreas de coincidência de minerais de alteração (argilominerais e óxidos/hidróxidos de Fe).

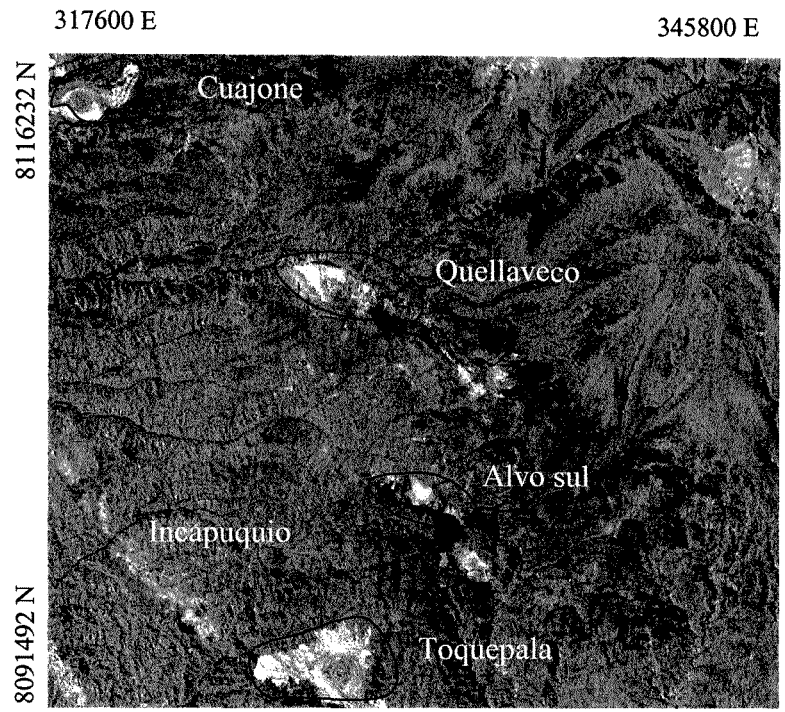


Figura 4.5: desenvolvimento final da técnica FPCS, onde a composição colorida com Hy em vermelho, Fe em azul e Hy+Fe em verde, mostram as áreas potenciais de ocorrência de alteração hidrotermal, nas áreas esbranquiçadas; notar a possível ocorrência de alteração hidrotermal ao longo da falha de Incapuquio e o alvo sul que consta de duas áreas.

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRA
SEÇÃO CIRCULANT

Tabela 4.4 Matriz de auto-vetores das bandas 1, 3, 4 e 5 do TM da área de estudo, utilizados para identificar minerais portadores do íon Fe^{3+}.

	PC1	PC2	PC3	PC4
Banda 1	0.400	-0.614	-0.583	-0.352
Banda 3	0.472	-0.379	0.271	0.749
Banda 4	0.402	-0.096	0.716	-0.562
Banda 5	0.675	0.686	-0.271	0.020

Para se obter uma terceira imagem que permita representar, na forma de uma imagem colorida, as concentrações anômalas desses dois conjuntos de minerais e também os pixels onde há coincidência das mesmas, faz-se necessário um passo adicional. Este consiste na combinação, por adição aritmética, das imagens **Hy** e **Fe**, obtendo-se uma imagem onde os pixels mais claros indicam as maiores concentrações conjuntas de minerais de alteração e óxidos/hidróxidos de Fe^{3+} (Figura 4.4).

A composição colorida com a imagem **Hy** em vermelho (R), **Fe** em azul (B) e a imagem-soma **Hy+Fe** em verde (G) representa o resultado final desta técnica, destacando as áreas de alteração hidrotermal de maior interesse potencial em tons esbranquiçados (Figura 4.5). Deve-se ressaltar nesta figura a notável coincidência espacial das áreas esbranquiçadas com os três depósitos minerais conhecidos na região (Quellaveco, Cuajone e Toquepala), bem como com a área aqui denominada de "Alvo Sul" e com a própria zona ao longo da Falha de Incapuquio. Esta área "Alvo Sul" foi identificada no escopo do presente trabalho, após a aplicação desta técnica FCPS. A presença de ilita, caulinita e alunita como minerais de alteração, levou a considerá-la como um alvo de potencial interesse para prospecção.

4.4. TÉCNICAS DE PROCESSAMENTO DE IMAGENS HIPERESPECTRAIS PARA EXPLORAÇÃO DE DEPÓSITOS DO TIPO Cu-PÓRFIRO

A análise de imagens hiperespectrais permite avaliar em detalhe o comportamento espectral das rochas e minerais, possuindo grande aplicabilidade na identificação de áreas de alteração hidrotermal. Existem diversas técnicas de análise espectral desenvolvidas nos

últimos 5 anos, voltadas para o processamento desse tipo de imagem de sensoriamento remoto.

Comparadas com as técnicas convencionais de análise de imagens multiespectrais, que conseguem chegar, no máximo, até a localização de áreas de ocorrência de minerais de alteração hidrotermal, as técnicas mais modernas de processamento de imagens hiperespectrais conseguem mapear a composições mineralógicas das áreas de alteração hidrotermal com grande nível de detalhe.

O maior obstáculo para esse tipo de aplicação consiste ainda na falta de disponibilidade de imagens hiperespectrais com cobertura global. Atualmente, há apenas um sensor orbital desse tipo em operação, o Hyperion, com 220 bandas espectrais. Embora tenha sido lançado ao espaço em Novembro de 2000 pela NASA, as imagens desse sensor ainda não estão sendo distribuídas à comunidade de usuários. Portanto, as poucas imagens desse tipo disponíveis são aquelas obtidas por sensores aerotransportados, apenas em alguns locais do mundo.

As técnicas desenvolvidas para o processamento de imagens hiperespectrais podem, contudo, ser aplicadas a imagens de menor resolução espectral, como é o caso do Landsat-TM, com algumas vantagens sobre técnicas convencionais como a FPCS. Essas técnicas envolvem principalmente a classificação de pixels ao longo do espectro eletromagnético coberto pelo sensor. Para tanto, faz-se necessário dispor de medidas espectrais dos minerais ou assembléias minerais de interesse, que são utilizadas como padrões de referência a serem utilizados pelas técnicas de classificação.

De modo geral, as técnicas hiperespectrais se baseiam na medida matemática da similaridade espectral entre um conjunto de materiais de referência (por exemplo, minerais de alteração hidrotermal) e os pixels da imagem. A partir disso, são estabelecidos, por meio de um processo de classificação, quais os pixels da imagem com maiores probabilidades de conterem os diversos materiais de referencia selecionados.

A seguir são descritos os diversos passos compreendidos no processo de aplicação das técnicas de processamento hiperespectral, bem como os resultados obtidos em uma sub-área da cena Landsat TM do sul do Peru, abrangendo a região do depósito de Cu-pórfiro de Quellaveco. A escolha dessa área se deu em função da disponibilidade de medidas espectrais de amostras coletadas nesse depósito, que foram utilizadas no processo de

elaboração de uma biblioteca espectral de referencia composta por materiais hidrotermalmente alterados.

4.4.1. Caracterização espectral dos minerais de referência

Embora as características espectrais de cada pixel que compõe as imagens orbitais, que no caso do Landsat TM correspondem a áreas de 30x30 metros, sejam frutos sempre de uma mistura de vários materiais superficiais (solo, rocha, vegetação, água, etc.), é possível trabalhar-se com o conceito de "espectros médios", representando as características espectrais do(s) material(ais) que predominam em superfície. Em regiões áridas, como é o caso da área de estudo aqui abordada, há sempre uma predominância de rochas e minerais, sujeitos a fenômeno de intemperismo em maior ou menor grau, o que facilita o mapeamento de minerais (Potter & Rossman, 1977).

As características espectrais da alteração hidrotermal do depósito de Quellaveco, foram estabelecidas por espectroscopia de reflexão. Visou-se com isso o estabelecimento de critérios espectrais para determinar as áreas de alteração hidrotermal, para distinguir os minerais presentes em cada uma das zonas de alteração e nos depósitos porfiríticos e para gerar uma biblioteca espectral de referencia para este tipo de ambiente metalogenético e de depósito. Essa biblioteca foi elaborada a partir de amostras coletadas nos halos de alteração hidrotermal de Quellaveco, conforme apresentado no capítulo anterior.

Os resultados da análise espectral mostraram que os tipos de alteração hidrotermal presentes no depósito de Quellaveco são: argílica (caracterizada principalmente pelos minerais illita e esmectita), fílica (ilita, sericita) e argílica avançada (alunita e caolinita +/- ilita). É possível encontrar também a presença de óxido de ferro, associado às zonas de alteração fílica e argílica avançada, resultado do intemperismo dos sulfetos presentes nos *stockworks*

Para aplicar os algoritmos hiperespectrais de mapeamento de minerais de alteração foi necessário usar as assembléias minerais obtidas no depósito de Quellaveco, estes minerais (Ilita, Ilita_esmectita, caolinita_alunita) definiram os três halos de alteração descritos anteriormente por Tapia *et al* (2001).

A Figura 4.6 apresenta os espectros dessas 3 assembléias utilizadas na biblioteca espectral. A Figura 4.7 mostra os mesmos espectros, porém convertidos para a resolução espectral do Landsat TM. Os espectros com a resolução do TM foram utilizados posteriormente no processo de classificação usando os algoritmos hiperespectrais, por análise de similaridade com os pixels da imagem.

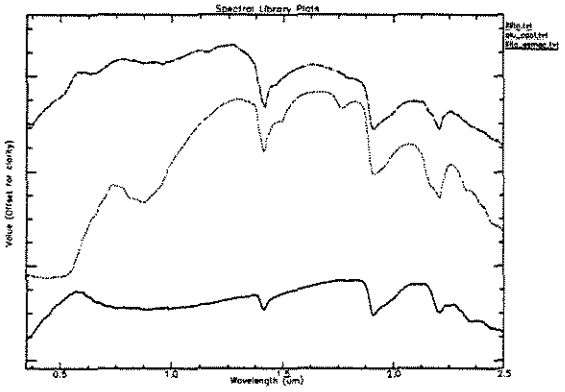


Figura 4.6: Espectros das três assembléias minerais que representam as zonas de alteração de Quellaveco (ilita, ilita + esmectita, alunita +caolinita). As curvas foram espaçadas no eixo da refletância, para melhor visualização.

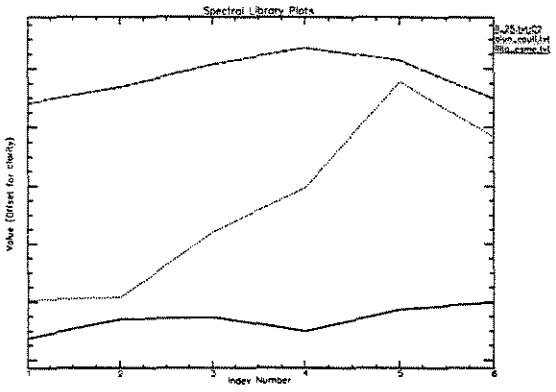


Figura 4.7: Os mesmos espectros da Figura 4.6, porém convertidos para a resolução espectral do Landsat-TM. As curvas foram espaçadas no eixo da refletância, para melhor visualização.

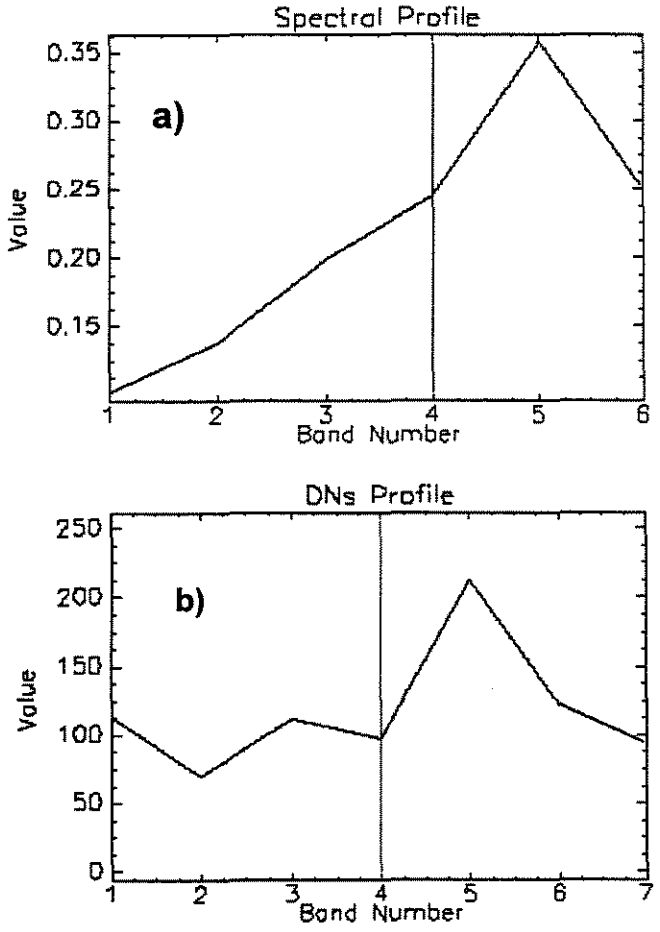
4.4.2. Correção atmosférica da imagem Landsat TM

A relação dos valores de níveis de cinza (DNs) dos pixels das imagens de sensoriamento remoto e a refletância ou a radiância das superfícies observadas é afetada pelas distorções inerentes ao sensor e ao meio físico, incluindo a resolução radiométrica e os efeitos da atmosfera (Zullo, 1994). Para que se possa comparar os valores de níveis de cinza de cada pixel com os valores de reflectância dos materiais de referência medidos em campo ou laboratório, é necessário remover essas distorções. Isto é feito por meio de um processo conhecido como "correção atmosférica", que transforma os DNs dos pixels da imagem original em valores de reflectância aparente.

Foi utilizado para fazer a correção da imagem Landsat-TM da área de estudo o programa "Scoradis", desenvolvido por (Zullo, op. cit.). A Figura 4.8 apresenta o perfil espectral de um pixel (cuja localização é mostrada na imagem à direita da figura), antes

e depois da correção atmosférica. Pode-se notar que o formato do espectro desse pixel, consideradas as 6 bandas refletidas do Landsat TM, muda consideravelmente após o processo.

Uma vez aplicada essa correção, torna-se possível a comparação do espectro de cada pixel da imagem com os espectros dos materiais de referência (neste caso, representados pelas 3 misturas minerais mostradas nas Figuras 4.6 e 4.7), em termos do seus formatos, intensidades e localização das feições de absorção. Essa comparação é feita por meio da aplicação de uma seqüência de técnicas de processamento, exposta a seguir.



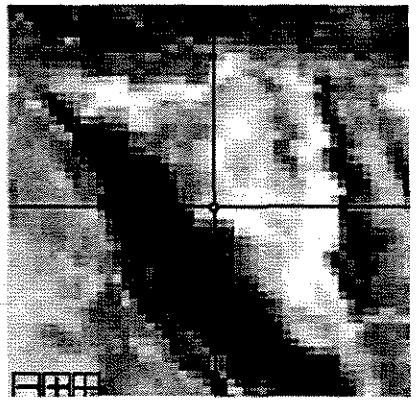


Figura 4.8

a) espectro do pixel indicado na imagem acima (banda 4 da imagem TM da área do depósito de Quellaveco), após a correção atmosférica;

b) espectro do mesmo pixel, sem correção atmosférica.

4.4.3. Processamento hiperespectral das imagens TM para mapeamento da alteração hidrotermal no depósito de Quellaveco

O advento recente de sensores hiperespectrais propiciou o desenvolvimento de novas técnicas de processamento das imagens por ele geradas. Essas técnicas, em contraposição à abordagem qualitativa até então adotada na análise de imagens multiespectrais, dão grande ênfase no processamento quantitativo, mais apropriado ao tipo de informações espectrais de grande detalhe que são a característica mais marcante das imagens hiperespectrais.

Kruse (1999) apresenta a seguinte rotina seqüencial para a aplicação de técnicas de processamento a imagens hiperespectrais, que são detalhadas a seguir.

Tabela 4.5 Seqüência de processos para o processamento com técnicas hiperespectrais (modificada de Kruse, 1999)

	PROCESSOS
1	Correção atmosférica
2	Conversão dos níveis de cinza para refletância aparente
3	Seleção dos *endmembers*
4	Criação de biblioteca espectral
5	Aplicação da técnica *Minimum Noise Fraction* (MNF)
6	Cálculo do *Pixel Purity Index* (PPI)
7	Seleção dos conjuntos de pixels puros por meio da visualização *n* dimensional
8	Classificação pela técnica *Spectral Angle Mapper* (SAM)
9	Remoção do contínuo dos espectros de cada pixel da imagem
19	Classificação pela técnica *Spectral Feature Fitting* (SFF)
11	Análise final das imagens resultantes

4.4.4. "Minimum Noise Fraction"

"*Minimum Noise Fraction*" (MNF) é uma técnica usada para determinar a dimensão espectral inerente aos dados da imagem, remover o ruído dos mesmos e reduzir os processos computacionais necessários às etapas posteriores de processamento (Boardman & Kruse, 1994). Ela é originada da análise por principais componentes (APC), sendo aplicada em duas etapas. A primeira delas se baseia na matriz de

covariância estimada de ruído e o seu objetivo é remover a correlação e re-escalonar o ruído dos dados; as imagens resultantes possuem ruído em variância unitária e não apresentam correlação interbandas. A segunda etapa consiste na aplicação da APC, processo que permite eliminar o ruído.

Um número reduzido de imagens resultantes deste processo é selecionado para a aplicação posterior das demais técnicas. A seleção é feita com base na dimensionalidade espectral inerente dos dados, determinada pelo exame dos autovalores ("eigenvalues") e das imagens associadas (Figura 4.9).

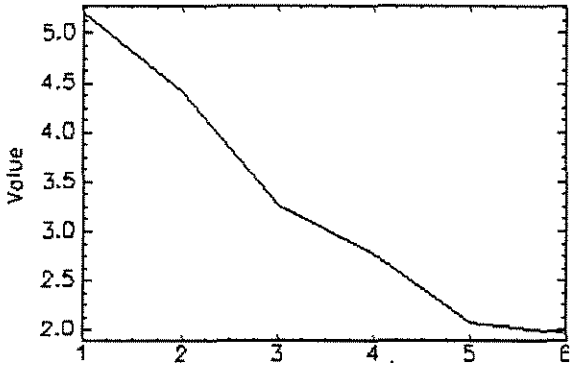


Figura 4.9. Gráfico mostrando os auto-valores (em y) e as bandas transformadas pelo MNF (em x). A diminuição dos autovalores conforme aumentam as bandas MNF mostra que a quase totalidade da informação (sinal) está contida nas quatro primeiras bandas MNF, ao passo que o ruído concentra-se nas duas últimas.

4.4.5. Índice de Pureza de Pixels (PPI)

A técnica PPI é utilizada para identificar, no conjunto de bandas selecionadas pelo processo MNF, quais são os pixels com maior probabilidade de representarem materiais "puros" (em comparação com misturas espectrais mais complexas) (Boardman *et al.* 1995). Ela se utiliza de conceitos de geometria convexa para definir os pixels puros, dividindo a imagem em pixels puros e impuros. Os pixels espectralmente mais puros correspondem geralmente aos *endmembers* que compõem as misturas espectrais encontradas nos pixels. Minerais, incluindo aqueles formados por processos de alteração hidrotermal, constituem *endmembers* típicos, juntamente com água, tipos de vegetação, solos e outros materiais superficiais.

A determinação dos pixels puros da imagem é feita de forma interativa pelo usuário, utilizando *scatergrams* (diagramas de dispersão) multidimensionais, representando as várias bandas sem ruído selecionadas por meio da técnica MNF. Os pixels puros situam-se nas extremidades dos diagramas de dispersão, sendo marcados interativamente pelo usuário. O número total de vezes em que um pixel é marcado

como puro nas várias combinações multidimensionais das bandas MNF é anotado e, ao final do processo, são estabelecidos como pixels mais puros aqueles que obtiverem um maior número de anotações durante o processo interativo.

A Figura 4.10 mostra as porções da cena Landsat-TM onde se situam os três depósitos de Cu-pórfiro da área de estudo, e também da área denominada "Alvo Sul", identificada como espectralmente anômala pela técnica FPCS, com os pixels identificados como puros pela técnica PPI assinalados em verde. O fato de que um número significativo de pixels dessas quatro áreas são identificados como espectralmente puros é indicativo de que nelas encontram-se expostas as assembléias mineralógicas produzidas por processo de alteração hidrotermal, sendo portanto adequadas ao processo de análise por meio das técnicas hiperespectrais.

4.4.6. Spectral Angle Mapper (SAM)

O *Spectral Angle Mapper* (SAM) é uma técnica de classificação supervisionada que compara espectros individuais, provenientes de bibliotecas espectrais (Clark *et al.* 1993) ou de amostras selecionadas medidas em campo ou laboratório, como no caso aqui abordado, com os espectros de cada pixel da imagem, com base numa medida de similaridade denominada "angulo espectral" (Kruse *et al.* 1993).

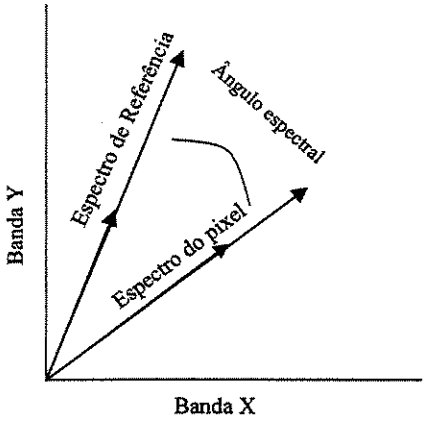


Figura 4.11: Esboço do ângulo espectral comparativo de duas bandas, que compara o espectro de referência e o espectro do pixel

O algoritmo no qual se baseia a técnica SAM determina, para cada pixel, qual o angulo espectral entre o mesmo e os espectros de referencia utilizados. A técnica estabelece a similaridade por meio do cálculo do angulo entre dois vetores, definidos

pelos dois espectros (material de referencia e pixel da imagem), em um espaço de *n* dimensões, sendo ***n*** o número de bandas do sensor (Crósta *et al.* 1998). A Figura 4.11 mostra um exemplo do angulo espectral, para o caso de apenas 2 bandas espectrais. Quanto menor o valor do angulo espectral (calculado em radianos), maior será a similaridade espectral entre o material de referencia e o pixel analisado.

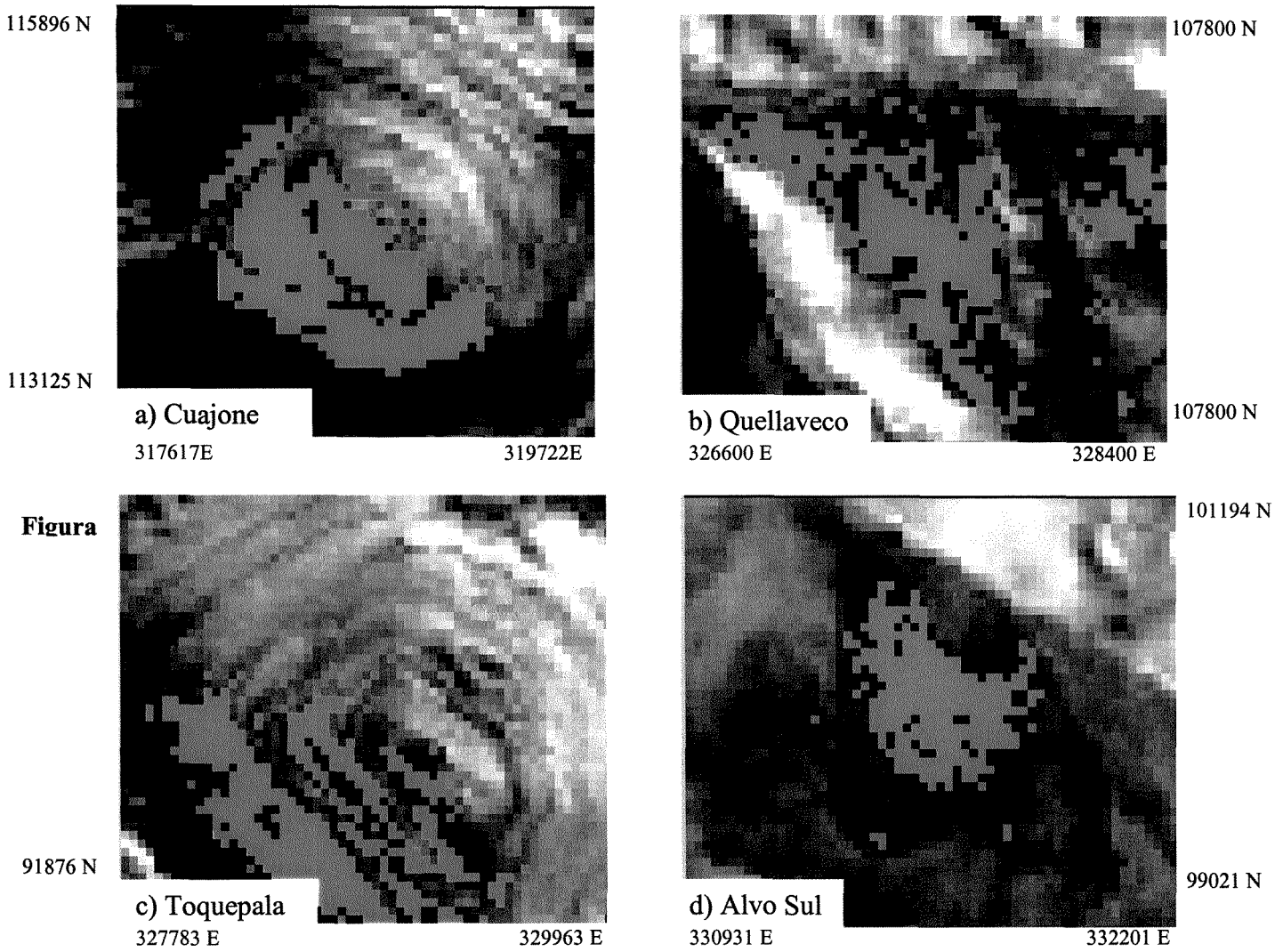


Figura 4.10 : Índice de pureza de Pixels (PPI), selecionados pela escolha dos pixels espectralmente mais puros presentes na imagem; a) vista ampliada da área do depósito de Cuajone; b) depósito de Quellaveco c) depósito de Toquepala; d) Alvo Sul.

A Figura 4.14 apresenta os resultados da aplicação desta técnica para as quatro áreas (Cuajone, Quellaveco, Toquepala e Alvo Sul). Como referencia foi utilizada a biblioteca espectral apresentada nas Figuras 4.6 e 4.7, com ângulo pré-definido de 13 radianos. A composição colorida em RGB representa a ilita em vermelho, alunita+caulinita em verde e ilita+esmectita em azul, sendo as demais cores resultantes de misturas destes três *endmembers*.

4.4.7. Spectral Feature Fiting (SFF)

Spectral Feature Fitting é uma técnica de classificação hiperspespectral supervisionada semelhante à SAM, porém incorporando parâmetros mais detalhados de definição das características espectrais, tanto dos espectros de referencia, como dos espectros dos pixels cuja composição mineralógica se deseja estabelecer. O SFF utiliza um algoritmo de quantificação de similaridade entre espectros semelhante ao usado pela técnica Tricorder/Tetracorder, desenvolvida pelo *Spectroscopy Laboratory do United States Geological Survey*, que é abordada em detalhes por Clark *et al.* (1990c, 1991, 1992, 1995 e 1999).

O SFF faz uso do algoritmo *least squares solution of the total band shape* para quantificar as formas dos espectros dos pixels da imagem, principalmente quanto às feições diagnósticas de absorção de minerais e outros materiais, comparando-as com as feições equivalentes dos espectros de referencia *(endmembers)*. Para maior exatidão do processo de comparação, é necessária a prévia remoção do contínuo de ambos os espectros, conforme exemplificado na Figura 4.12.

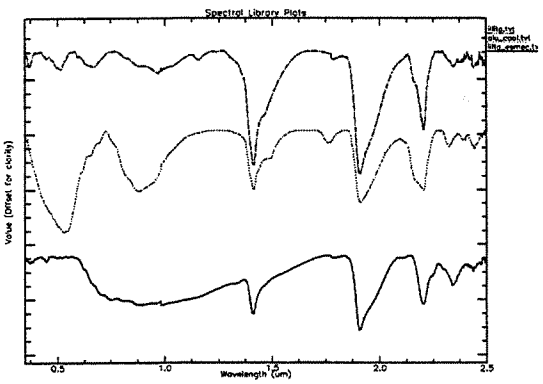


Figura 4.12. Espectros das mesmas amostras da Figura 4.6, com o contínuo removido para todo o intervalo VIS-SWIR (0.4 - 2.5 μm).

A vantagem desta técnica é que ela consegue mapear com grande precisão feições espectrais de maior complexidade, como por exemplo a dupla absorção (*doublet)* típica da caulinita, situada próxima ao comprimento de onda de 2,2 μm.

A técnica (SFF) produz duas imagens resultantes, denominadas respectivamente imagem "*Scale*" e imagem RMS, para cada um dos espectros de referencia utilizados.

A imagem *Scale* é obtida subtraindo o valor de reflectância do espectro com o contínuo removido de 1, igualando-se posteriormente o contínuo a zero. Determina-se em seguida um valor multiplicativo de escala a fim de ajustar o espectro de referencia ao espectro do pixel desconhecido a ser classificado. Valores elevados na imagem *Scale* indicam pixels com feições profundas de absorção, ao passo que valores pequenos da imagem *Scale* indicam o contrário, ou seja, feições de absorção mais fracas.

Em seguida, é feito o cálculo da similaridade entre o espectro de referência dos *endmembers* e o do pixel desconhecido pelo *least-squares-fit*, sendo fornecido o erro médio quadrático total (RMS). Os valores de RMS para cada pixel são usados para criar imagens RMS para cada *endmember*.

O último passo do processo de análise consiste em plotar as imagens *Scale* e RMS em um diagrama X Y, facilitando a seleção das áreas com valores elevados de *Scale* e (em X) e valores baixos de RMS (em Y).

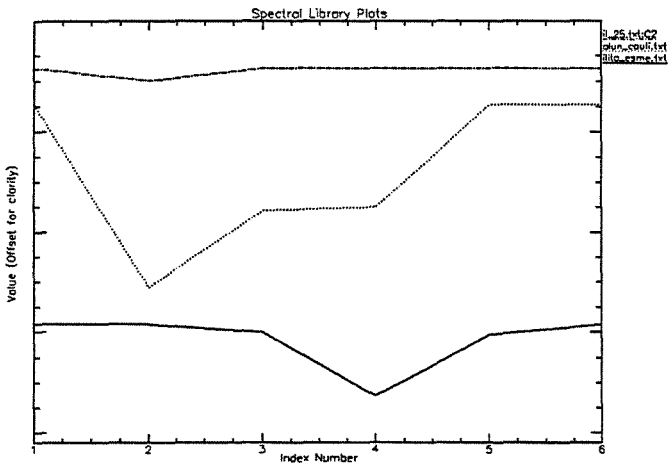


Figura 4.13 Espectros das 3 misturas de minerais com os contínuos removidos e transformados para a resolução espectral das bandas do Landsat TM.

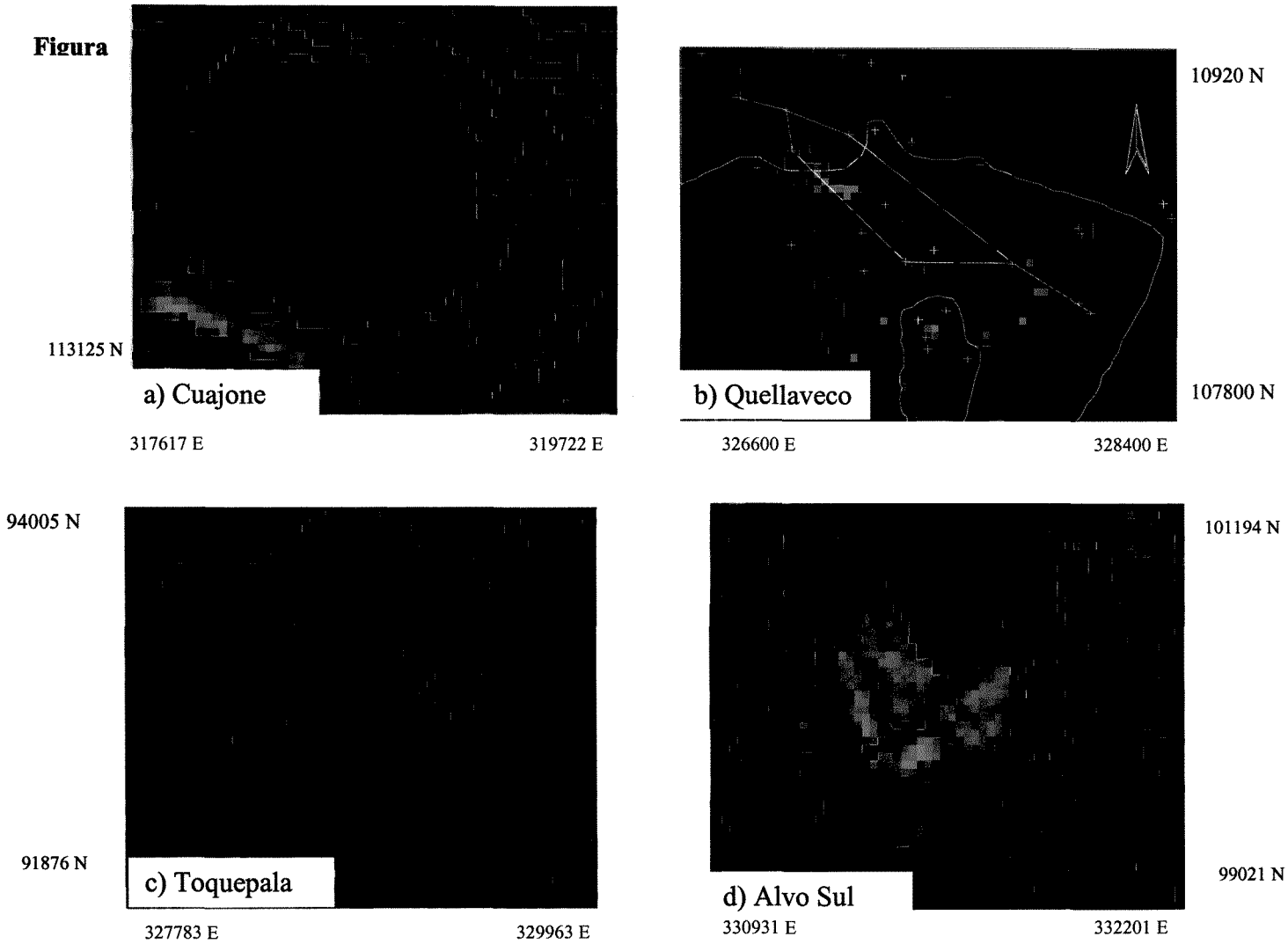


Figura 4.14: Resultados obtidos pela técnica de classificação SAM: a) depósito de Cuajone; b) Quellaveco, com as linhas que delimitam as zonas de alteração (em branco), as cruzes indicando os locais de amostras submetidas à análise de inclusões fluidas e de difração de raios X; são indicados também os perfis de XRD e inclusões fluidas (ver capítulo de espectrometria); c) depósito de Toquepala; d) Alvo Sul.

4.5. RESULTADOS OBTIDOS COM AS TÉCNICAS DE PROCESSAMENTO MULTI e HIPERESPECTRAIS NO MAPEAMENTO DE MINERAIS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

A detecção das principais áreas de alteração hidrotermal da região de estudo foi alcançada de maneira eficiente por meio da aplicação de uma das principais técnicas de processamento multiespectral para este fim, a FPCS. As Figuras 4.2; 4.3 e 4.4 exibem nítidas concentrações de pixels de tonalidades claras associadas às áreas dos depósitos Cu-pórfiro. Tais concentrações estão relacionadas à ocorrência de minerais alterados hidrotermalmente, representando as assinaturas espectrais de minerais portadores do íon hidroxila (Figura 4.2), de óxidos-hidróxidos de Fe^{3+} derivados da oxidação de sulfetos (Figura 4.3) e da soma desses dois grupos de minerais (Figura 4.4). A síntese dos resultados alcançados por essa técnica pode ser vista na Figura 4.5, que demonstra a eficiência da técnica FPCS em destacar a presença das assinaturas espectralmente anômalas dos pixels contendo minerais de alteração hidrotermal, em relação a todos os demais pixels da imagem onde não ocorrem esses minerais. Com isso, as áreas relacionadas aos depósitos porfiríticos conhecidos na região (Cuajone, Quellaveco e Toquepala), ao Alvo Sul e à Falha de Incapuquio, são claramente identificadas e diferenciadas na imagem Landsat-TM. Contudo, embora esta técnica multiespectral mostre-se adequada no reconhecimento da existência de áreas de alteração hidrotermal, não se pode avançar mais, no sentido por exemplo de detalhar a mineralogia dessas áreas e o reconhecimento do tipo de alteração presente. Além disso, pelas próprias características da técnica, outras áreas que não somente aquelas relacionadas aos depósitos de Cu-pórfiro apresentam assinaturas espectrais similares, como por exemplo áreas situadas no cume dos cones vulcânicos, associadas às fumarolas, e áreas de deposição sedimentar de argilas ao longo de drenagens.

Os resultados obtidos com as técnicas de classificação hiperespectral mostraram-se, por sua vez, capazes de avançar no detalhamento da mineralogia das áreas de alteração hidrotermal. Esses resultados são apresentados e discutidos para as quatro áreas pré-selecionadas segundo os resultados obtidos com a técnica multiespectral FPCS, abrangendo os três depósitos de Cu-pórfiro e o Alvo Sul.

A técnica *Spectral Angle Mapper* (SAM) indicou, para o depósito de Cuajone (Figura 4.14-a), a presença de uma área de forma anelar envolvendo o centro do depósito. A cor

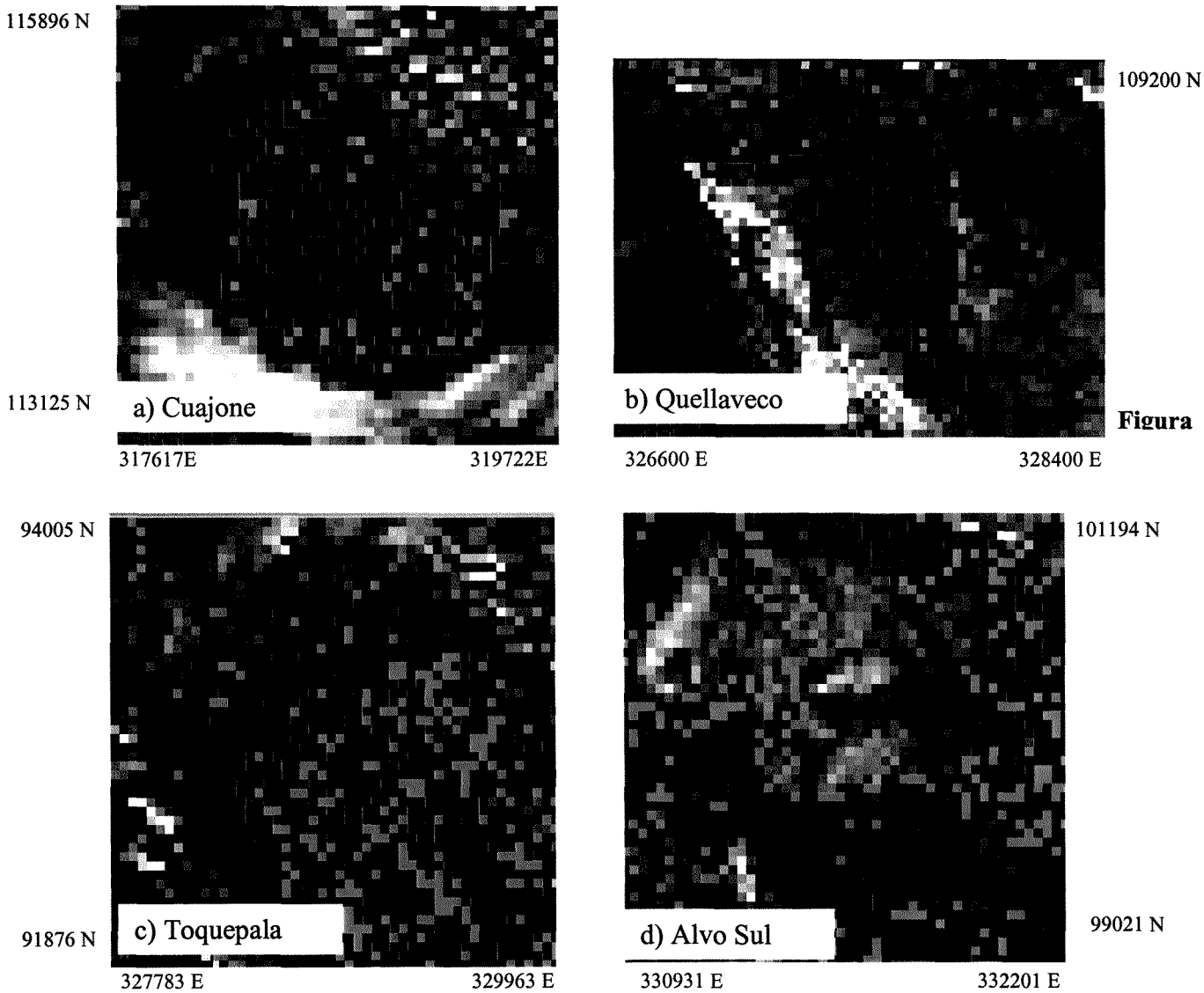
azul-magenta dessa área anelar representa, na composição colorida utilizada, a presença, em quantidades variáveis, da mistura ilita+esmectita (azul) e de ilita pura (vermelho). Na porção ESE desse depósito, externamente ao mencionado anel, há um predomínio da cor vermelha, indicando a presença de ilita pura, ao passo que na porção SW há uma faixa de cor verde, representando a ocorrência da mistura alunita+caulinita (verde). A área situada na porção central do depósito, com exceção de alguns poucos pixels mapeados como ilita+esmectita (azul), não foi classificada pela técnica SAM, devido provavelmente à presença de outras assembléias minerais com características espectrais não identificáveis pela resolução espectral limitada do sensor Thematic Mapper.

No depósito de Quellaveco (Figura 4.14-b) observa-se na porção NW do depósito a presença de pixels de cores predominantemente vermelha, azul e magenta, representando concentrações das misturas de ilita e Ilita+esmectita, e de forma subsidiária de cor verde, representando ilita+caulinita. Na porção central do depósito existe um predomínio de pixels de cores vermelha e magenta, resultado das misturas de ilita, ilita+esmectita. A presença de algumas áreas com pixels de cor verde na porção sul do depósito está relacionada à mistura alunita+caulinita, o que foi corroborada pela análise por difração de raios X (XRD) das amostras coletadas nessa área (Figuras 4 e 5 do capítulo V, amostras Q60, Q67 e Q 71).

A predominância de cores vermelho, magenta e azul observada numa faixa semi-circular envolvendo a porção oeste do depósito de Toquepala (Figura 4.14-c) está vinculada a concentrações variáveis das misturas de ilita e ilita+esmectita, ao passo que no centro a ocorrência de pixels de cor azul deve-se à presença da mistura de ilita+esmectita.

No Alvo Sul (Figura 4.14-d) existe um conjunto de pixels de cor verde no centro do alvo, indicando uma concentração de quantidades variáveis alunita+caulinita; este conjunto encontra-se circundado por pixels de cores azul e magenta (sul e sudeste do depósito), representando quantidades variáveis das misturas de ilita+esmectita e ilita. Existe também uma concentração de pixels vermelhos na porção NNE do alvo, relacionada à presença da ilita.

Os resultados obtidos por meio da técnica *Spectral Feature Fitting* são apresentados na Figura 4.15 para as mesmas quatro áreas já mencionadas. Utilizando um *scattergrama* com a imagem RMS de cada *endmember* no eixo X e a respectiva imagem *Scale* no eixo Y, e selecionando os menores valores da primeira e valores da imagem *Scale* por volta de 1, obteve-se os resultados comentados a seguir.



Figura

Figura 4.15: Resultados obtidos pela técnica de classificação SFF mostrando os pixels que contêm o mineral ilita em vermelho, alunita+caulinita em verde e ilita + / - esmectita em azul; a) Cuajone; b) Quellaveco; c) Toquepala; d) Alvo Sul.

No depósito de Cuajone (Figura 4.15-a) observa-se a ocorrência de pixels dispersos na porção centro-sul, classificados como ilita+esmectita (azul), acompanhados preferencialmente de alunita+caulinita (verde) na margem do *pit* e alguns pixels espalhados indistintamente classificados como ilita (vermelho).

No depósito de Quellaveco (Figura 4.15-b) os pixels que refletem as misturas de ilita+esmectita (em azul) e alunita (em vermelho) ocorrem preferencialmente nas bordas e no centro do depósito. Também observa-se a ocorrência de alunita nas porções norte e sul do depósito.

O depósito de Toquepala (Figura 4.15-c) apresenta espalhamento indistinto de pixels coloridos na maior parte do *pit*, não configurando um padrão típico de zoneamento encontrado em áreas de alteração hidrotermal associadas a depósitos de Cu-pórfiro.

O Alvo Sul (Figura 4.15-d) mostra pixels classificados como minerais espalhados de forma circular, com alguma predominância da assembléia ilita+esmectita (em azul) ao norte e sul do mesmo, acompanhada da ilita (vermelho); já a presença da mistura alunita+caulinita (verde) mostra um padrão de espalhamento aleatório, ao redor do Alvo Sul.

4.6. CONCLUSÕES

A técnica FPCS, quando aplicada às imagens multiespectrais Landsat-TM em regiões de clima árido, é eficaz para a identificação de áreas que sofreram processos de alterações hidrotermais associadas a depósitos do tipo Cu-pórfiro, conforme demonstram os resultados aqui relatados nas áreas de Quellaveco, Toquepala, Cuajone e um novo alvo identificado como Alvo Sul. Contudo, esta técnica não permite avançar no tocante à caracterização mineralógica das áreas de alteração hidrotermal, devido tanto às características intrínsecas à própria técnica, como também dada a limitada resolução espectral do Landsat-TM.

O emprego de técnicas desenvolvidas para o processamento de dados de maior resolução espectral, mas também aplicáveis a imagens Landsat-TM, permite avançar quanto à caracterização dessas zonas. Os resultados obtidos com a aplicação do classificador SAM revelaram-se bastante satisfatórios permitindo, por exemplo, a identificação de zonas de diferentes características espectrais relacionadas a misturas, em quantidades variáveis, das assembléias minerais alunita+caulinita, ilita+esmectita e ilita.

Entretanto, notou-se que os resultados obtidos por esse método são altamente dependentes do ângulo de abertura selecionado como valor de limiar no processo de comparação entre os espectros dos pixels das imagens e os espectros dos minerais de referencia utilizados. Valores mais elevados deste angulo podem resultar em grande número de pixels classificados como determinado *endmember* mineral, ao passo que valores mais baixos resultam em nenhum pixel classificado.

Da mesma forma, a técnica *Spectral Feature Fitting* permitiu classificar feições típicas dos principais minerais de alteração que ocorrem nos depósitos estudados, mostrando-se porém extremamente sensível à escolha dos *endmembers* minerais a serem utilizados como espectros de referencia. No caso do Landsat-TM esta escolha dos *endmembers* deve ser muito seletiva e criteriosa, já que o processo de remoção do contínuo pode remover também as feições espectrais mais sutis, dificultando os resultados da classificação.

Existem algumas similaridades entre os resultados obtidos na aplicação de ambas metodologias à imagem Landsat-TM da área de estudo, como é no caso da mistura das assembléias de ilita, ilita+esmectita em Quellaveco (Figuras 4.14-4.15b), identificadas em ambos os casos. Isto mostra que ambas metodologias oferecem resultados positivos na identificação dos minerais de alteração.

As porções centrais dos depósitos de Cuajone e Toquepala apresentaram áreas não classificadas pelas técnicas SAM e PCs, enquanto que os resultados da técnica SFF classifica essas mesmas áreas como misturas espectrais de minerais. Contudo, a falta de continuidade espacial e espectral e, sobretudo, a sua textura semelhante a ruído, sugere a falta de consistência desses resultados.

Avaliando ambas as técnicas, SAM e SFF, pode-se perceber que os resultados produzidos pela primeira são mais satisfatórios e consistentes que os do SFF. Uma possível explicação para esse fato é de que a técnica SAM não exige que as curvas espectrais dos materiais de referencia, as quais, reduzidas à resolução do TM perdem muito de seus detalhes, sejam modificadas antes da comparação. Já na técnica SFF, essas mesmas curvas passam pelo processo de remoção do contínuo, o que as torna ainda mais achatadas, dificilmente mostrando qualquer feição espectral mais nítida. Outra explicação, complementar à anterior, é a própria simplicidade do algoritmo de comparação da similaridade espectral entre os pixels da imagem e os espectros dos *endmembers*: enquanto

o SAM utiliza apenas o valor do angulo entre os vetores que representam esses dois materiais, o SFF procura comparar o resultado da curva espectral como um todo.

Os resultados obtidos quando foram utilizados espectros de referencia dos materiais coletados em campo foram bastante superiores aos resultados equivalentes utilizando espectros de referencia provenientes da biblioteca espectral da USGS. Isso se deve ao fato de que, enquanto o primeiro grupo representa as verdadeiras misturas minerais que ocorrem na área, o segundo grupo é constituído por minerais puros, medidos em condições ideais de laboratório.

Portanto, a técnica de classificação hiperespectral SAM, quando utilizada em conjunto com espectros de referencia das próprias áreas de interesse, mostra-se bastante apropriada ao mapeamento de minerais de alteração a partir de imagens multiespectrais de baixa resolução como as do Landsat-TM, representando um evidente avanço em relação a técnicas pré-existentes.

INFRARED SPECTROSCOPY OF HYDROTHERMAL ALTERATION ZONES AT THE QUELLAVECO PORPHYRY-COPPER DEPOSIT, SOUTHERN PERU: IMPLICATIONS FOR REGIONAL EXPLORATION IN THE ANDES

C. H. Tapia, C. R. de Souza Filho, A. P. Crósta, R. P. Xavier

[1]University of Campinas, Instituto de Geociências, PO Box 6152, 13083-970 Campinas, SP, Brazil

CORRESPONDING AUTHOR:

Dr Carlos Roberto de Souza Filho
Email: beto@ige.unicamp.br
University of Campinas
Instituto de Geociências
PO Box 6152
13083-970
Campinas, - São Paulo
Brazil
Phone: + 55 19 3788-4576
Fax: + 55 19 32891097

ABSTRACT

Quellaveco is a porphyry copper deposit hosted by intermediate plutonic rocks (diorites and tonalites). It is structurally related to the Incapuquio Atacama Shear Zone, a sinistral fault that controlled the emplacement of plutonic rocks and the formation of important mineral deposits. Spectral mapping of the alteration haloes in the Quellaveco porphyry shows the existence of a central zone where advanced argillic alteration predominates, grading to an intermediate zone of phyllic alteration and to an outer argillic alteration zone. This gradation can be traced by changes in spectral response of illite, in particular due to the increase in depth of its 2.2 μm absorption feature. Ore grade increases from the argillic to the phyllic zone, indicating a deposition environment under higher temperatures and near-neutral conditions. These results suggest that the spectral characteristics of illite may be used as a guide for mapping alteration haloes in porphyry copper deposits and as indicators of higher grade ore zones.

1. INTRODUCTION

Porphyry copper deposits are usually located within or near plutonic intrusions, formed typically below depths of one kilometer. The majority of these deposits are related to subduction zones in volcanic-plutonic arcs (Sillitoe, 1992). The Quellaveco porphyry-cooper deposit, the focus of this study, as well as the similar, nearby Cuajone and Toquepala deposits, are located along the sinistral Incapuquio-Atacama Shear Zone (IASZ) in southern Peru, to the north of the Chilean Copper Belt (Figs. 1 and 2).

Porphyry copper deposits occur in association with hydrothermal alteration processes and the detection of minerals formed by these processes using remote sensing is a common application in mineral exploration, particularly in the Andes. However, the limited spectral

resolution of current spaceborne multispectral sensors allows mostly the location of hydrothermally altered areas. At the deposit-scale, alteration maps are typically based on macroscopic field observations, supported by limited petrographic and/or X-ray diffraction studies.

Field and laboratory infrared reflectance spectroscopy poses an alternative for remote and detailed characterization of hydrothermal alteration systems. This technique has been largely used to identify alteration minerals, to map compositional zoning and to estimate temperature of formation of deposits, based on the spectral variability of alteration minerals such as illite, alunite and muscovite (Hauff et al., 1991; Martinez-Alonso et al., 1999; Sabine, 1999).

The information on alteration haloes can therefore be used to guide exploration, once it is established what mineral/mineral assemblages and mineral characteristics (such as temperature of formation) are related to certain types of deposits. In the near future, when high-spectral resolution (hyperspectral) sensors with worldwide coverage become available, such information will be critical in the search for specific vectors of mineral deposits.

In this paper, the results of infrared spectroscopy, X-Ray diffraction and fluid inclusion analysis of hydrothermal alteration haloes of the Quellaveco copper porphyry deposit are presented, with the objective of establishing specific minerals as pathfinders of hydrothermal alteration and intrinsic copper deposits, with important implications for remote sensing exploration of this and other similar deposits in the Andes.

Fig. 1. Location map and distribution of tectonics plates. Note areas of active volcanism (triangles) (Green & Wong, 1996). Most of the porphyry deposits are located at the continental margins of the South American Plate.

2. TECTONIC SETTING

The porphyry-copper deposits of Quellaveco, Cuajone and Toquepala are genetically related to magmatic events induced by the collision between the Nazca oceanic plate and the South-American continental plate (Fig. 1). This collision produced a locally oblique tension field, which in turn gave rise to the Incapuquio-Atacama sinistral, brittle shear zone. Tapia et al. (1999) suggested that the original direction of the shear zone was closer to E-W but was gradually rotated to the current NW-SE direction due to the continuous local flattening of the Andean Cordillera, becoming parallel to the continental margin (Fig.s 1 and 2b). Within this shear zone, extensional fractures were formed along ENE-SWS trends, which allowed the emplacement of the plutonic bodies that host the porphyry copper deposits.

3. GEOLOGY OF THE QUELLAVECO REGION

3.1 Toquepala Group

This unit comprises a sequence of volcanic rocks sub-divided into several formations. The basal unit includes pyroclastic flow breccias (Toquepala Formation), covered by conglomerates and sandstones (Ignonoya Formation) and by the Paralaque and Quellaveco volcanics, comprising dacites, rhyolites and andesites, with intercalations of pyroclastic and conglomeratic lenses. The age of the Toquepala Group ranges from Cretaceous to Lower Tertiary (Laughlin et al, 1968; Bellido, 1965; Estrada, 1975; Sebrier et al, 1983; Beckinsale et al, 1985).

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL

3.2 Moquegua Formation

This unit overlies the Toquepala Group with a marked unconformity and comprises two sub-units. The lower sub-unit includes arkosic and tuff sandstones and the upper comprises conglomerates and sandstones with intercalations of tuffs. The age of this unit ranges from Miocene to Pliocene (Bellido, 1979).

3.3 Huaylillas Volcanics

This unit hosts late Pliocene dacitic tuffs and rhyolitic lava flows that are exposed only in the northeastern portion of the area. It overlies the Moquegua Formation along a subtle unconformity and it is covered by the Capillune Formation (late Pliocene), comprising a sequence of conglomerates, sandstones and clays of lacustrine origin (Mendivil 1965). Tosdal et al. (1990) reported an age of 18.4 +/- 0.6 Ma (K-Ar) for this unit.

3.4 Barroso Volcanics

The Barroso volcanic Cordillera is located in the eastern portion of the area. It is formed by late Pliocene andesites, trachytes and trachy-andesites (Tosdal, 1981).

3.5 Intrusive Rocks

The intrusive rocks of the Quellaveco region occur in a parallel trend to the Andean margin (NW-SE), varying in size from small apophysis to sizeable stocks that form part of the Caldera Batholith. The larger intrusive bodies in this region correspond to rocks of dioritic to granodioritic composition, limited to the west by the IASZ (Fig. 2a). The ages of these rocks are framed between 59 and 66 Ma – ie., Cretaceous to Tertiary (Clark et al. 1990a; Sebrier et al. 1983). Other bodies of granitic to tonalitic composition also occur, such as the Quellaveco 'granite', with an age of 56 Ma (Clark et al. 1990b).

3.6 Quellaveco Porphyry Copper Deposit

The Quellaveco porphyry-copper deposit (Fig. 3) shows similar characteristics to other porphyry deposits found in southern Peru, northern Chile and southeastern USA (Gustafson et al. 1975; Lowell et al. 1970; Tobar et al., 1997). Estrada (1975), Kihiem (1979) e Clark *et al.* (1990) classified the Quellaveco deposit as a multi-phase intrusive complex of Cu-Mo porphyry, providing geochronological data that support an age of 54 Ma for ore emplacement. The porphyry rocks (dacite, granodiorite, diorite, quartz porphyry) are cut by monzonitic intrusives (Fig. 3) to which a conspicuous hydrothermal alteration zone formed by phyllosilicates and quartz is spatially related (Tobar et al., 1997). Preliminary estimates indicated that the deposit consists of 388 million tons of ore with average Cu grades of 0.7% (Kihien 1979), though more definite reserve estimates considered up to 2 billion tons of ore (Quellaveco Mine geologists - pers. comm.).

Fig. 2. (a) Regional geological map of the study area. 1 Cenozoic and Quaternary units; 2 Mesozoic and Cenozoic plutons; 3 Upper Cretaceous (sub aerial volcanic); 4 Mesozoic strata; 5 Arequipa Massif. (b) Main tectonic lineaments. IASZ= Incapuquio-Atacama Shear Zone. Black circles indicate porphyry deposits.

Fig. 3. Schematic SE-NW cross-section of the Quellaveco porphyry, showing several intrusive pulses (adapted from Tobar et al., 1997).

4. HYDROTERMAL ALTERATION MAPPING

Many ore deposits are first detected in the field by the recognition of hydrothermally altered host rocks, and are typically zonally distributed. Hydrothermal alteration haloes associated with porphyry copper deposits show some particular characteristics: (i) hydrothermal fluids maybe associated to dioritic, granodioritic, granitic and tonalitic magmatism; (ii) differences in pH conditions and chemical gradients in hydrothermal systems, notably the K^+ and H^+ ion activity, produce various types of alteration (e.g., advanced argillic assemblages are

coupled to low pH fluids and low ratios of the activities of K^+ and H^+, occurring at the upper part of the porphyry systems - Guilbert and Park, 1986); (iii) and changes in temperature gradients control the occurrence or absence of specific minerals (e.g., illite is formed between 200-300°C and muscovite above 300° C - Thompson and Thompson., 1996; Guilbert and Park, 1986). Thus, the mineralogy and distribution of alteration assemblages are primarily controlled by these parameters. Alteration patterns within and around porphyry environments are quite complex also due to compositional variations in the plutons and due to differences in the chemistry of the host lithologies. These additional parameters also affect the shape, type and spatial distribution of hydrothermal alteration haloes. Therefore, it is clear that the alteration minerals comprised in the haloes, usually called "clay minerals", can be used to assist in the classification of ore deposits, to identify alteration patterns and to guide exploration efforts. Table 1 summarizes those clay minerals that are commonly present in porphyry systems and also at the Quellaveco deposit.

Table 1. Clay minerals used for identifying advanced argillic, argilic and phyllic alteration haloes in porphyry systems (low and high-sulphidation) (compiled from Thompsom et al., 1999; Spatz, 1995; Guilbert and Park, 1986). Some of these haloes are typically found at the Quellaveco deposit.

Although petrographic and X-ray diffraction analysis have proved their value in alteration studies at the deposit-scale, the results are limited, slow and expensive. Even where field mapping of alteration minerals is effective, field and laboratory infrared spectroscopy, using portable spectrometers, are increasingly being used for alteration mapping with a great deal of success (Clark, 1999; Thompson et al., 1999). The technique allows recognition of subtle mineralogical and compositional variations (Thompson et al., 1999).

The reflectance spectra of most alteration minerals measured by such spectrometers show single or multiple diagnostic spectral absorption features around the following wavelengths: 1.4 μm, 1.75 μm, 1.9μm and 2.2 μm (Hauff, 1995). For porphyry copper deposits, the presence of clay minerals, particularly illite, can be used as vectors of mineralized zones (Spatz, 1995). Thus, the precise recognition of these minerals can be important in locating ore.

5. METHODS

5.1. Reflectance Spectroscopy

Reflectance spectroscopy is an analytical technique that uses the energy reflected by materials in the visible (VIS), near infrared (NIR) and shortwave infrared (SWIR) portions of the electromagnetic spectrum to derive information about their chemical composition (Clark, 1999). SWIR spectroscopy in particular detects energy generated by vibrations within molecular bonds that show bending and stretching modes within the 1.3-2.5 μm interval. SWIR spectroscopy is notably sensitive to the presence of certain molecules and radicals, such as OH, H_2O, NH_4, and CO_3, as well as cations and bonds such as -OH, Al-OH, Mg-OH, and Fe-OH, (Clark et al., 1990c; Thompson et al., 1999). Among the hydrothermal alteration minerals that can be studied using reflectance spectroscopy in the SWIR are illite, smectite, minerals of the kaolinite group, carbonates and some sulphates (Crowley 1984).

Reflectance spectroscopy was used to map clay minerals in alteration haloes within the main alteration zone of the Quellaveco porphyry, attempting to outline areas with different types of alteration. Illite is a key mineral specimen in hydrothermal deposits (Kruse et al. 1991), particularly in porphyry-related ones (Martinez et al., 1998), and it is the focus of this work. This mineral is particularly sensitive to change in the conditions of the depositional environments, reflecting these changes as variations in terms of composition and crystalline

structure (Kruse et al., 1991). These variations, in turn, can be obtained from the analysis of the symmetry of absorption features in the spectrum of illite, around 2.2 μm (Hauff, 1991, 1995).

Automatic mineral identification from sample spectra was based on the use of reference data sets (USGS spectral library) and data processing performed by the Spectrometer Independent Mineral Identification Software (SIMIS – Mackin, 1998). SIMIS uses parameters such as feature position, intensity and amplitude extracted from the spectra, to determine the mineralogy of the sample. Two methods for determining the minerals (end-members) in each sample were used: spectral unmixing and curve shape identification.

5.2. X-Ray Difraction (XRD)

XRD analysis is a method which is able to identify politypes of illite, allowing the distinction between 1M-illite (less ordered) and 2M-illite (highly ordered and usually of hydrothermal origin). Several XRD peaks are diagnostic of the politypes at 2θ (8.9°, 23° - 32°). Although it is a time-consuming method, in this work, XRD-analysis was used to qualify the mineralogy of strategic rock samples of the Quellaveco porphyry. Such determinations were used as references for SWIR reflectance spectroscopy studies.

5.3. Fluid Inclusions

Typical porphyry copper deposits, host by quartz-monzonites intruded in felsic rocks, show a chronological association between the primary silicic-potassic alteration and the crystallization of biotite, followed by orthoclase (Siems, 1997). Simultaneously, the

hydrothermal system drives the deposition of propilitic zone minerals (chlorite, epidote and calcite). The phyllic alteration is normally younger than and superimposed to the potassic and propilitic alteration (Siems, 1997).

Such different types of alteration are marked by changes in pressure, temperature and salinity of fluid phases, variables that can be estimated by microthermometric measurements of fluid inclusions (Moore and Nash 1974).

In this work, temperature values were obtained from the total homogenization temperatures of fluid inclusions in quartz grains of selected samples among hydrothermally altered host rocks (granodiorites and diorites). These analyses were carried out to detect possible temperature changes along and between the alteration haloes; to associate these temperatures with the mineral assemblages and to verify any possible correlation between temperature values and variations in illite crystalinity.

6. MATERIALS

The portion of the Quellaveco deposit sampled for this work (Figs. 3 and 4) is located within the alteration core zone of the porphyry, which shows an SE-NW elongated shape, with a major axis of 1.4 km long. A total of 31 rock samples were analyzed for reflectance spectra in the field using a PIMA (Portable Infrared Mineral Analizer) spectrometer, which collects reflectance data in the short-wave infrared (SWIR) region of the spectrum (1.3-2.5 μm). These samples were further re-analysed in detail using the FieldSpec Full Resolution (0.35-2.5μm) spectrometer, under laboratory conditions.

Sets of non-redundant, representative samples were chosen for a comprehensive investigation. Eight samples, following two NW-SE cross-sections along the deposit (Fig. 4 – profile S-S' and F-F'), were submitted to both spectral and X-ray diffraction (XRD) analysis. Spectral and XRD analysis were also accomplished for five samples in the southern portion of the study area, within the advanced argillic alteration zone (Fig. 4).

Fluid inclusions investigations were conducted in quartz grains yielded from four samples collected along the F-F' profile (Fig. 4), spanning from the argillic to the phyllic alteration zones.

Fig. 4. Sample location (+) and alteration map of Quellaveco. Alteration haloes are portrayed as grey tones: Ar = argillic; Phy = phyllic; AA= advanced argillic alteration. Profile S-S' (equivalent to the SE-NW geologic cross-section in Fig.3) comprise samples measured for reflectance and XRD (solid line). Profile F-F' – samples subjected to fluid inclusion analysis.

7. RESULTS AND DISCUSSIONS -I: SPECTRAL AND XRD ANALYSIS

The exposure of hydrothermal alteration zones at Quellaveco is partially concealed by the younger Huaylillas and Barroso volcanic cover, ubiquitously in the northern portion of the mine and also in the sampled area. For this reason, sampling was focused on a NW-SE-trending section throughout the deposit and on a limited section in a distal part of the main ore zone (Fig. 4). PIMA, FieldSpec FR and XRD analysis outline major alteration zones, based on the presence of key minerals for each assemblage. A zone of advanced argillic alteration (zone 'AA' in Fig. 4) was mapped in the central part of the study area grounded on the exceptional occurrence of alunite (Fig. 5).

Fig. 5. Spectral curves from advanced argillic alteration zones (unit AA in Fig. 3). Note the expression of the typical alunite doublet at 1400 nm and other of its diagnostic feature near 1800 nm.

Illite is found in many portions of the hydrothermal zones, but varies notably in its crystallinity that is a function of temperature and intensity of alteration. Examination of spectra (Fig. 6) supported by XRD analysis (Table 2) yielded from the main NW-SE, S-S' section across the deposit (Fig. 4), allows the following remarks:

Fig. 6. Spectra of samples along section S-S'. The 2200m illite absorption feature is sharper in samples collected towards SE, showing a transition from argillic to phyllic alteration (reflectance values are offset).

Table 2. X-ray diffraction data of samples collected along the S-S' section, showing an increase in the intensity of the illite peak at 2θ=8.9°. These results conform with those yielded from the spectral analysis.

(i) samples from the NNW sector display a broad and asymmetric 2.2 μm feature and are composed of a mixture of illite and smectite, with higher content of the latter (samples 105 and 95). This implies in a decrease of illite crystallinity and therefore an expected decrease in temperature gradients towards NNW. The pair smectite-illite is considered here as a marker of dominant argilic alteration in the NNW sector (Fig. 4).

(ii) illite 2-M, a high-temperature polytype (Kruse et al., 1991), was detected in sample 74 (Figs. 4, 6 and 7). The illite 2.2 μm absorption feature becomes progressively sharper and symmetric in samples collected in the SSE sector (Figs. 4 and 6). Such samples also show a clear increase in the depth of 2.2 μm absortion features towards SSE (Fig. 8), which comply with an increase in the intensity of the illite peak at 2θ=8.9°, stemmed from XRD analysis of analogous samples (Fig. 7 and Table 2). It is also noted that samples collected in the SSE sector show discrete absorption features between 2.3 and 2.5 2.2 μm (samples 17 and 74 - Fig. 6), implying in the presence of well-ordered illites (Hauff et al. 1999). These evidences all suggest an increase in illite crystallinity (with absence of smectite) and therefore in chemical (K^+ and H^+ ion activity)

and temperature gradients from NNW to SSE, which is accompanied by an increase in Cu grades – the overall figures being typical of a phyllic alteration zone.

Fig. 7. XRD-analysis of samples collected along profile S-S′ (Fig. 4), tuned with samples for which spectral data were assembled. From NW to SE (samples 105 -> 74), illite peaks at 8.9° (2θ) undergo an important increase in intensity (Table 2). Peaks at 20-25° (2θ) are also apparent up to samples 17 and 74, where hydrothermal 2M-illites are ubiquitous. This results support the spectral interpretation that illite absorption peaks are closely related to well-ordered illites of hydrothermal origin.

Fig. 8. Plot of sample location versus depth of the 2.2 μm (2200nm) absorption feature of illite. Varying depths indicate differences in cristallinity.

(iii) using punctual data derived from 25 spectral signatures of illites within the area, an isarithmic map relating the depth of illite 2.2 μm absorption features with 2-D spatial variation was produced (Fig. 9). This map shows sectors comprising intense absorption features, which are associated with the 2M-illite politype and conform with data assembled along the discrete S-S'-profile (Fig. 4). Two main peaks of absorption features occur in the center-eastern and northwestern sectors of the study area. These peaks that imply in higher crystalinity of illite are related to zones where phyllic alteration is in contact with potassic alteration zones, which in turn host the higher Cu grades (up to 2ppm, as per Tobar et al., 1997).

Fig. 9. Isarithmic map of illite 2.2μm absorption features.

(iv) Tobar et al. (1997) published detailed cross-sections of the Quellaveco deposit (Figs 3 and 10) which roughly coincides spatially with the S-S' section presented in this work (Fig. 4). Fig. 10 shows supergenic and hipogenic alteration zones at the deposit. In this section, the higher Cu grades are closely associated with the potassic alteration (Tobar et al., 1997). These potassic haloes concur with highs of illite 2.2 um absorption features, increase in illite crystallinity and

important pulses of intrusive rocks. The spectral characterization of allunite within the advanced argillic alteration zone (domain 'AA' in Fig. 4) is associated with the leached zone of the alteration haloes (Fig. 10).

Fig10. Schematic SE-NW cross-section (generalized from Fig. 3) showing supergenic and hipogenic alteration zones at the Quellaveco deposit (adapted from Tobar et al., 1997)

8. RESULTS and DISCUSSONS - II: MICROTHERMOMETRIC DETERMINATIONS

The microthermometric investigations carried out in fluid inclusions of samples collected along the F-F' section (Fig. 4) allowed important considerations about the behaviour of the mineralizing fluids at Quellaveco. Two assemblages of inclusions were considered for the interpretation: (i) type-I, highly saline aqueous inclusions of liquid and vapor phases are daughter mineral, particularly halite; (ii) type II, low to moderate salinity aqueous inclusions, commonly showing a liquid and vapor phases at room temperature. Both types of inclusions vary in size from 10 to 35 μm, show variable degrees of fill and coexist in groups or swarms isolated or randomly scattered through the vein quartz. The coeval nature of both types of inclusions suggests the heterogeneous mapping of a boiling aqueous solution.

The microthermometry of type I and II inclusions mainly focused on their total homogenization temperatures, with attempt to recognize and quantify an increasing thermal gradient, as revealed by the illite cristallinity from the argillic (samples 95, 47) towards the phyllic (54, 23) alteration zones. Salinity values were also determined in order to better characterize the aqueous solution involved in the hydrothermal alteration and copper mineralization.

The total homogenization temperature (Tht) from type I inclusions took place after the halite dissolution, in the liquid state, by the vapor disappearance whitin the 270 °C to 600 °C

range. Salinity values varying from 32 to 37 wt. % NaCl eq. were obtained from the halite dissolution temperatures which concentrate between 223 °C and 595 °C.

The total homogenization temperature from type II inclusions ranged from 245 ° C to 450 ° C and also occurred in the liquid state.

Figure 11 displays a correlation between the salinity estimates and total homogenization temperature from both types of inclusions. Inclusions with salinities higher than 30% wt NaCl eq. are of type I, whereas those of type II provided lower values.

Collectively, the Tht and salinity values are highly variable from 156 °C to 600 °C and from 0.7 to 37 wt% eq. NaCl, respectively, and show no correlation temperature between the argillic and phyllic alteration zones, as indicated by illite crystallinity. Similar relationships are also depicted by the types I and II inclusions taking into account individual samples, except for samples 95 and 23. These show Tht values that are slightly more restricted and confined between 290 ° C and 440 ° C. The substantial variation observed between samples 47 and 54 suggest a combination of boiling with mixing external fluids, probably meteoric.fluids.

Fig. 11. Total homogenization temperature (Tht; °C) versus salininity (in wt% eq. NaCl) measured in types I and II fluid inclusions from four samples along the F-F' section (Fig. 4). The ellipse marks the low salinity-low temperature category of inclusions. See text for explanations.

9. CONCLUSIONS

The use of reflectance spectroscopy allowed an in-situ qualitative characterization of alteration patterns of the Quellaveco porphyry deposit. The results obtained by the use of this technique revealed the existence of three alteration zones at Quellaveco: argillic, phyllic and advanced argillic. Higher Cu grades are associated with the phyllic zone, 2M-illite politypes, peaks of 2.2 μm absorption features and higher temperatures measured in fluid inclusions,

suggesting an affinity between higher grades and a more neutral, higher temperature environment of ore formation.

Spectral characteristics of illite can therefore be used as a guide for mapping alteration haloes in porphyry systems and as indicators of mineralized zones. The advent of future spaceborne hyperspectral sensors, with enough spectral resolution to resolve these spectral characteristics, will bring enormous benefits to exploration activities, particularly in the Andes.

ACKNOWLEDGEMENTS

C.H Tápia is funded by Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). The authors acknowledge the support of Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado de São Paulo (FAPESP), through research project 96/11139-2. C. R. Souza Filho, A. P. Crosta, and R.P. Xavier acknowledge the support from Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), through research grants 301.227/94, 320.229/84 and 300579/92-6, respectively. Special thanks are due to Minera Mantos Blancos de Chile for fieldwork support.

REFERENCES

Beckinsale, R. D., Sánchez-Fernandez, A. W., Brook, M., Cobbing, E. J., Taylor, W. P., and Moore, N. D., 1985, Rb-Sr whole rock isochron and K-Ar determinations for the Coastal Batholith of Peru, *In* Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J., and Beckinsale, R. D., editors, magmatism at the plate edge: The Peruvian Andes: Glasgow, Blackie, p. 177-202.

Bellido, E. 1965, Geología del Cuadrángulo de Moquegua (hoja 35u): Perú, Instituto Geológico Minero Metalúrgico, carta geológica, Boletin 15, 79p.

Clark, A. H., Farrar, E., Kontaj, D. J., Langridge, R. J., Arenass, M. J., France, L.J., McBride, S. L., Woodman, P.L., Wasteneys H. A., and Archibald, D. A., 1990a, Geologic and geochronologic constraints on the metallogenetic evolution of the Andes in Southeastern Peru: ECONOMIC GEOLOGY, v. 85, p. 1520-1583.

Clark, A. H., Tosdal, R., Farrar E., and Plazolles, A., 1990b, Geomorphological environments and age of supergene enrichment of the Cuajone, Quellaveco and Toquepala porphyry copper deposits, Southeastern Peru: ECONOMIC GEOLOGY, v. 85, p. 1604-1628.

Clark, R. N., 1999, Spectroscopy of rocks and minerals, principles of spectroscopy, In Rencz, A., ed. Manual of remote sensing, guide book, 3rd ed: New York, John Wiley and Sons. Chap I, p 3-58.

Clark, R. N., King, T.V., Klejwa M., and Swayze, G. A., 1990c, High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals: Journal of Geophysical Research, p. 12653-12680.

Crowley, J. K., 1984, Near-infrared reflectance of zunyite: implications for field mapping and remote sensing detection of hidrothermally altered high alumina rocks: Economic Geology, v. 79, p. 553-557.

Estrada, F., 1975, Geología de Quellaveco: Peru, Boletin de la Sociedad Geológica del Perú, v. 46 p. 65-86.

Green, H.G., and Wong, F.L., 1989, Ridge collisions along the plate margins of South America compared with those in the southwestern Pacific: In Geology of the Andes and its relations to hydrocarbon and mineral resources, Erickson, G.E., Cañas, P.M.T., and Reinemund, J.A., eds Houston: Circum Pacific Council for Energy and Mineral resources Earth Science Series, v. 11.

Goetz, A. F. H., Rowan, L. C., and Kingston, M. J., 1982, Mineral identification form orbit: Initial results from the shuttle multispectral infrared radiometer: Science, v. 218, p. 1020-1024.

Guilbert, J. M. and Park, C. F. J., 1986, The Geology of Ore Deposits, W.H. Freeman, New York, 985p.

Gustafson, L. B., and Hunt, J. P., 1975, The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: ECONOMIC GEOLOGY, v. 70, p. 857-912.

Hauff, P., 1995, Introduction to applied reflectance spectroscopy, *In* Alteration minerals of hidrothermal ore deposits with emphasis on spectral geology and porphyry copper deposits, Chile, short course hand book, Chile, 57 p.

Hauff, P., Kruse, R., Madrid, F., Fraser, F., Huntington, J. Jone, M., and Watters, S., 1991, Illite cristalinity – case histories using X-ray diffraction and reflectance spectroscopy to define ore host environments, *In* 8th Thematic Conference on Geologic Remote Sensing: Denver, Colorado – USA, p. 447-448.

Kihiem, A., 1979, Geologie do porphyre cuprifere de Quellaveco, Perou: unpublished Ph.D. thesis, Lorraine, France, Institute Nat. Polytech. Lorraine, 167 p.

Kruse F. A, and Hauff, P. L., 1991, Identification of illite polytypes zoning in disseminated gold deposits using reflectance spectroscopy and X-ray diffraction: potencial for mapping with imaging spectrometers: IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, v, 29, p. 101-104.

Laughlin, A. W, Damon, P. E., and Watson, B. N., 1968, Potasium-argon dates from Toquepala and Michiquillay, Peru: ECONOMIC GEOLOGY, v.63, p. 166-168.

Lowell, J. D., and Guilbert, J. M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in Porphyry Ore Deposits: Econ.Geol. v. 65, p. 373-408.

Mackin, S., 1988, SIMIS Field version 2.8, spectrometer independent mineral identification Software, Users Manual, 55 p.

Marsh, S. E., and Mc Keon, J. B., 1983, Integrated analysis of high-resolution field airborne spectroradiometer data for alteration mapping, ECONOMIC GEOLOGY, v. 78, p. 618-632.

Martinez-Alonso, S. E., Atkinson, W. W., Goetz, A. F. H., Eberl D. D., and Kruse, F. A., 1997, Short wave infrared spectrometry of illite (sericite) to estimate temperature of formation of hydrothermal mineral deposits, *in* Proceeding of the Twelfth International Conference on Applied Geologic Remote Sensing, Denver USA, p. 426-429.

S.E. Martinez-Alonso (2000) "Study of the Infrared Spectra of Phyllosilicates through Direct Measurements, Quantum Mechanical Modeling, and Analysis of AVIRIS Imaging Spectrometer Data. Relationships with Environment of Mineralization". Ph.D. dissertation, University of Colorado Boulder, 232 pp.

Mendivil, S., 1965, Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave (hojas 35x – 35y), Perú: Instituto Geológico Minero Metalúrgico, Carta Geológica Nacional, Boletin 10, 99 p.

Moore, W. J., and Nash, J. T., 1974, Alteration and fluid inclusion studies of the porphyry copper ore bodies at Bingham, Utah: ECONOMIC GEOLOGY, v. 69, p. 631-645.

Petersen, U., and Vidal, C., 1996, Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny: Soc. Economic Geologist, Special Publ. v. 5, p. 01-18.

Sébrier, M., and Soler, P., 1991, Tectonics magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to present: Geological Society of America, Special Paper 265, p. 259-278.

Sabine, C., 1999, Remote sensing strategies for mineral exploration. In: Remote Sensing for the Earth Sciences: Manual of Remote Sensing, 3 ed., Vol.3 (A. N. Rencz, editor). John Wiley & Sonns Inc, p. 375-447.

Sebrier, M., Fornari, M., Valtin-Perignon, N., Vivier, G., and Cabrera, J., 1983, Nuevas edades rediométricas del volcanismo Cenozoico del sur del Peru: Implicancias en la tectonogenesis andina [abstract]: Sociedad Geológica del Perú, Congreso Peruano de Geologia, 5th, Lima Peru, July 4-7, libro de resúmenes, p. GR-16.

Siems, P. L., 1997, Wall rock alteration for gold exploration: Workshop, University of Idaho, UU.EE, chap 10, p. 10.1-10.77.

Sillitoe, R. H., 1992, Geotectonic setting of western pacific gold deposits, *In* Basement Tectonics 8: Characterization and Comparison of Ancient and Mezosoic Continental Margins, Durdrecht, Kluwer Academic Publisher, p. 665-678.

Spatz, D. M., 1995, Remote sensing in mineral exploration: Society for Mining, Metallurgy and Exploration, INC, 25p.

Swayze, G. A., Clark, R. N., Goetz, A. F. H., Livo, K. E., and Sutley, S. S., 1998, Using imaging spectroscopy to better understand the hydrothermal and tectonic history of the Cuprite mining district: Nevada, Summaries of the Seventh JPL Airborne Earth Science Workshop, JPL Publication 97-21, vol.1, p. 383-384.

Tapia, C. C. H., Gomes, L. C., Souza F° C. R., and Crósta, A. P., 1999, Tectônica de placas andina e mineralizações em ambientes porfiríticos e epitermais em zonas extensionais Eocênicas: Exemplos de Cuajone, Quellaveco e Toquepala, Sul do Peru: Anais VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônico, p. 17-20.

Tosdal, R.M., Farrar, E., and Clark, A. A., 1981, K-Ar chronology of late Cenozoic volcanism in the Cordillera Occidental, southernmost Peru: Jour. Volcanology Geotherm Research, v. 10, p. 157-173.

Thompson, A. J. B. and Thompson, J. F. H., 1996, Atlas of Alteration: A Field and Petrographic Guide to Hydrothermal Alteration Mapping: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 119 p.

Thompson, A. J. B., Phoebe L. H., and Audrey, J. R., 1999, Alteration mapping in exploration: application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy, *Submitted to Society of Economic Geologists' Newsletter,* No. 39, P. 1-27.

Tobar, A., Lyall, G., and Betzhold, J., 1997, Quellaveco, Peru: Evaluating resources of a porphyry copper *In* Basty E. Y. & Schoefield N. A., (eds), *Geostatistics* Wollongong'96, Netherlands, Volume 2, p. 882 – 894.

Fig. 1

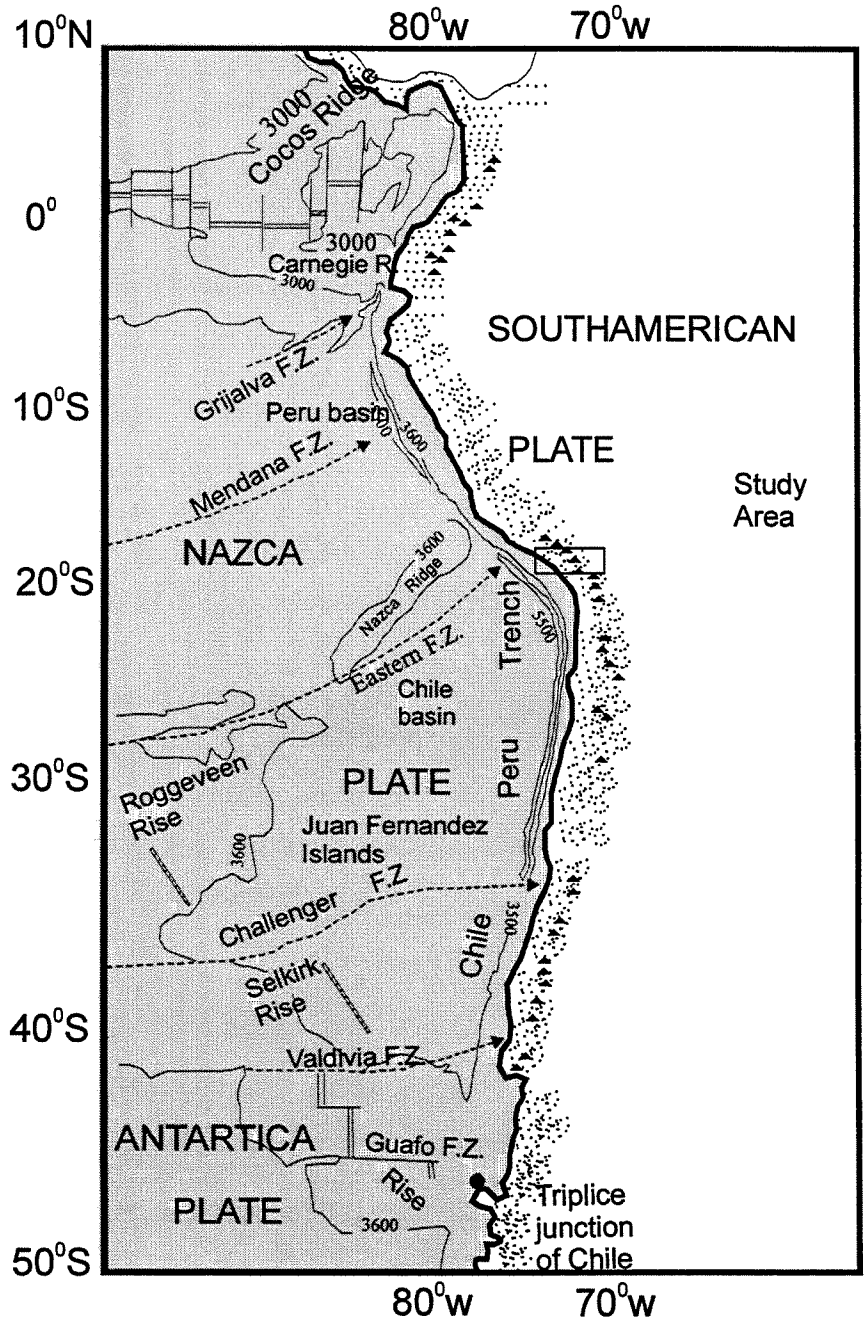


Fig. 1. Location map and distribution of tectonics plates. Note areas of active volcanism (triangles) (after Green & Wong, 1996). Most of the porphyry deposits are located at the continental margins of the South American Plate. F.Z. = fault zone.

Fig. 2

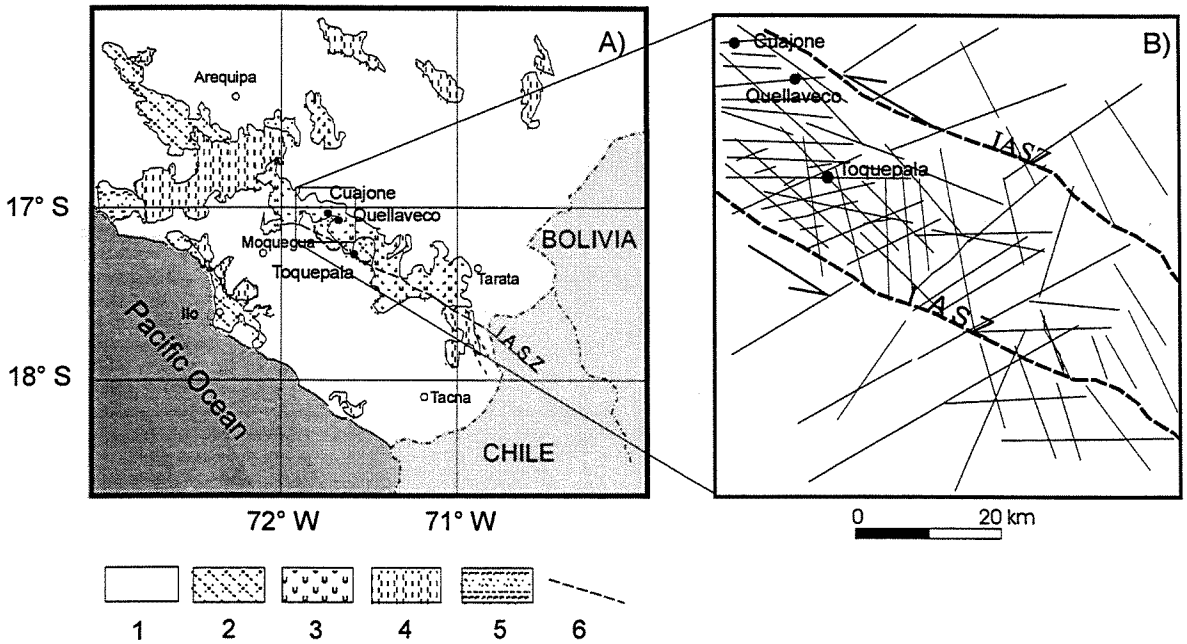


Fig. 2. (a) Regional geological map of the study area. 1 Cenozoic and Quaternary units; 2 Mesozoic and Cenozoic plutons; 3 Upper Cretaceous volcanics; 4 Mesozoic strata; 5 Arequipa Massif. (b) Main tectonic lineaments. IASZ= Incapuquio-Atacama Shear Zone. Black circles indicate porphyry deposits (Tapia et al., 1999).

Fig. 3

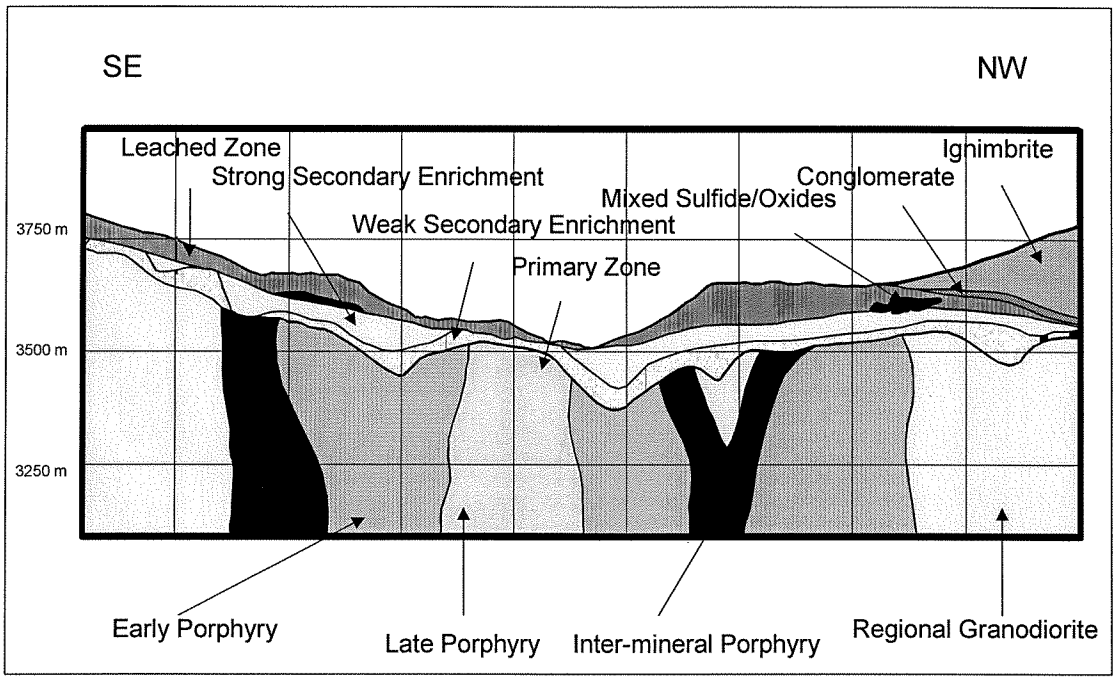


Fig. 3. Schematic SE-NW cross-section of the Quellaveco porphyry (equivalent to profile S-S' in Fig. 4), showing several intrusive pulses (adapted from Tobar et al., 1997).

Fig. 4

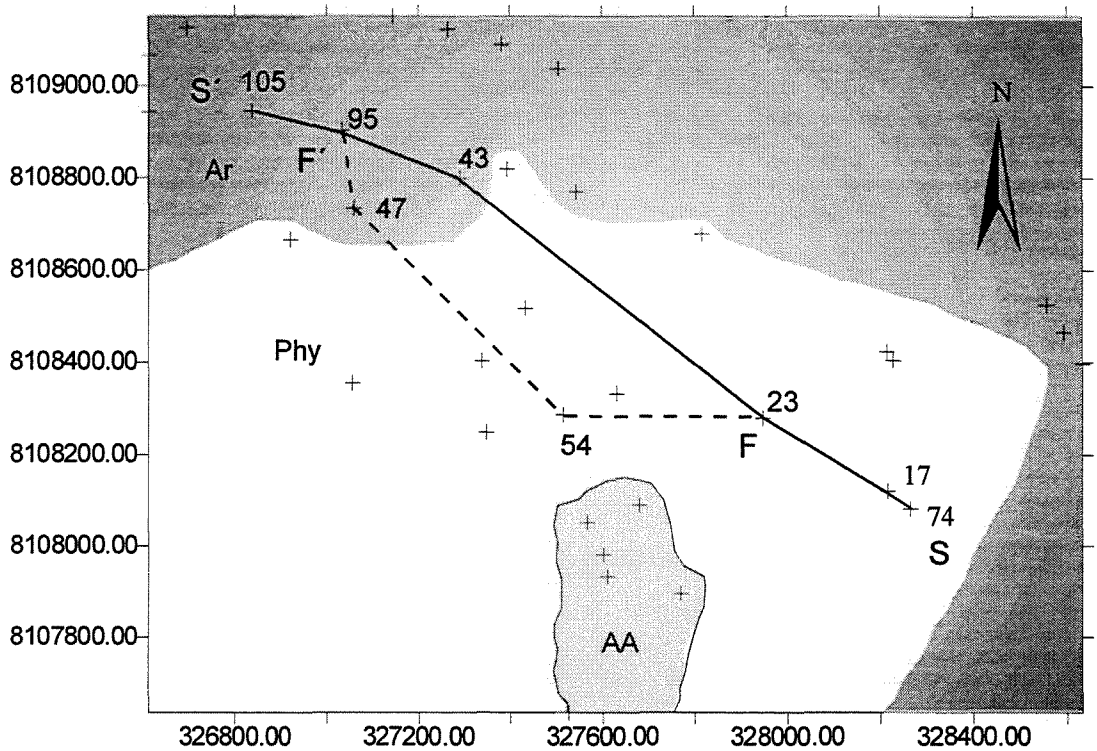


Fig. 4. Sample location (+) and alteration map of Quellaveco. Alteration haloes are portrayed as grey tones: Ar = argillic; Phy = phyllic; AA= advanced argillic alteration. Profile S-S' (equivalent to the SE-NW geologic cross-section in Fig.3) comprise samples measured for reflectance and XRD (solid line). Profile F-F' – samples subjected to fluid inclusion analysis.

Fig. 5

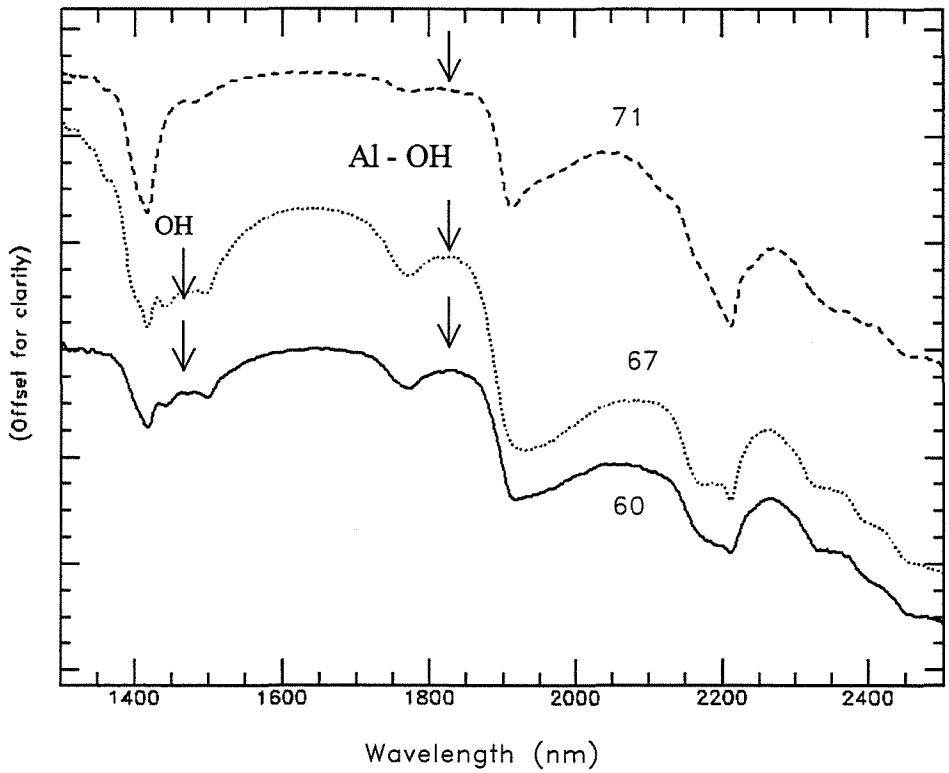


Fig. 5. Spectral curves from advanced argillic alteration zones (unit AA in Fig. 4) (samples Q60, Q67, Q71). Note the expression of the typical alunite doublet at 1400 nm and other of its diagnostic feature near 1800 nm.

Fig. 6

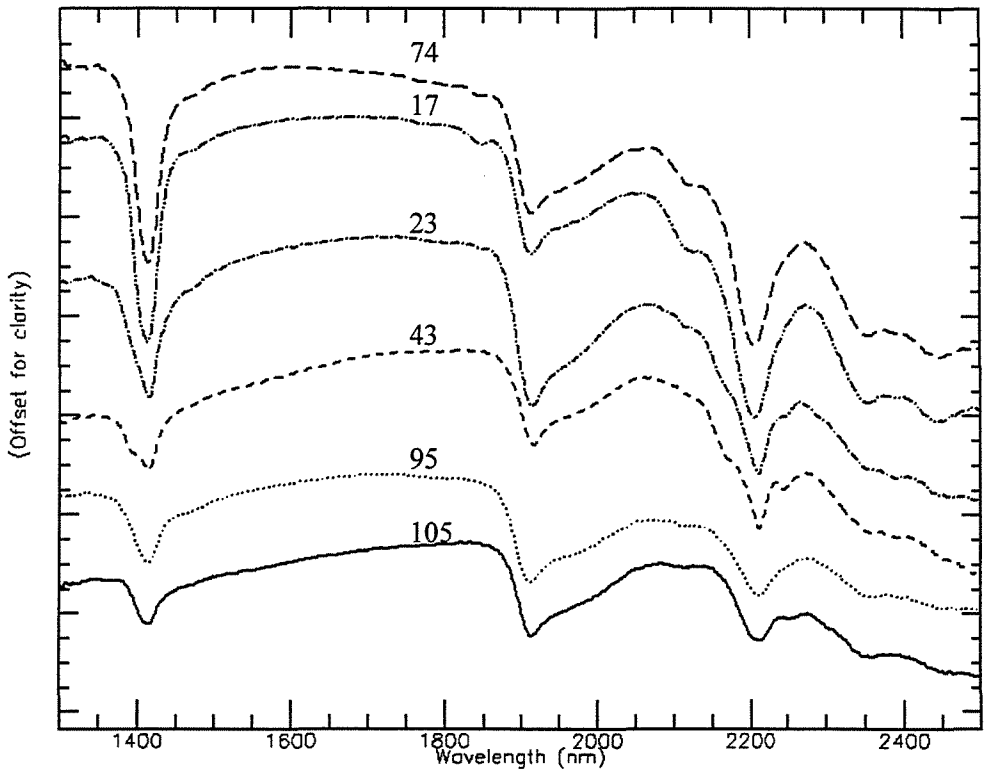


Fig. 6. Spectra of samples along section S-S'. The 2200m illite absorption feature is sharper in samples collected towards SE, showing a transition from argillic to phyllic alteration (reflectance values are offset).

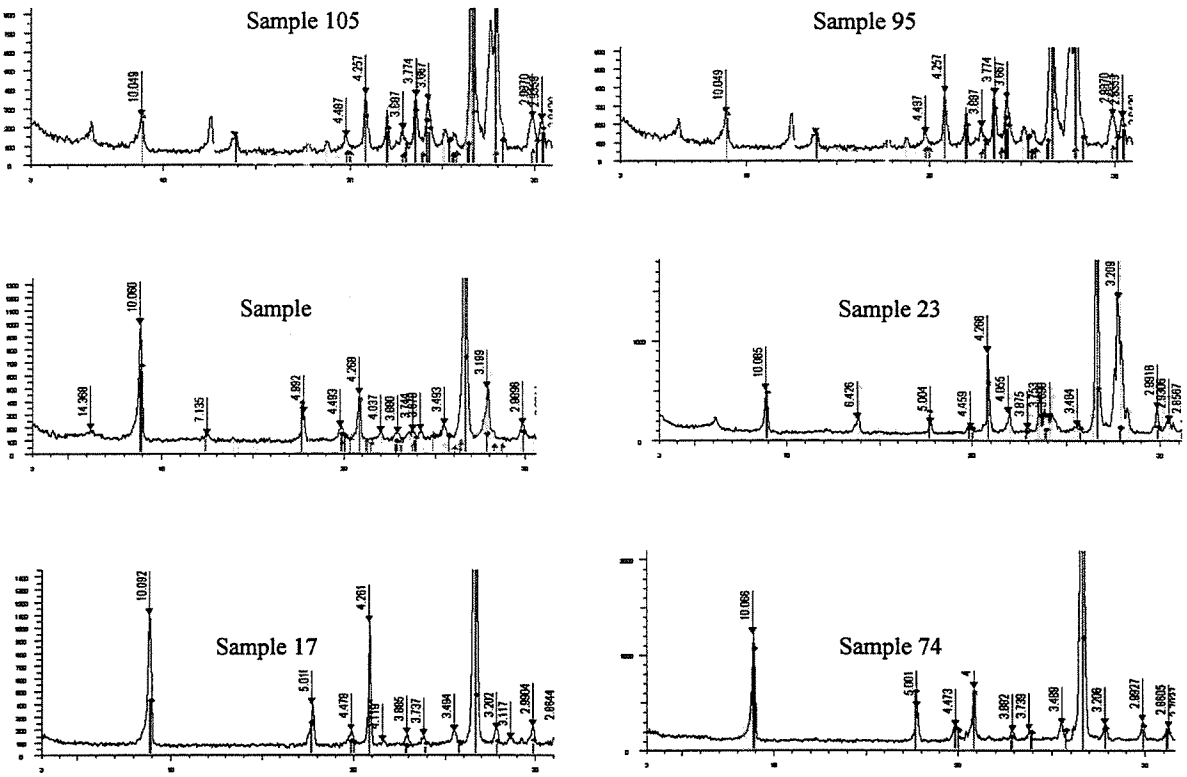


Fig. 7. XRD-analysis of samples collected along profile S-S′ (Fig. 4), tuned with samples for which spectral data were assembled. From NW to SE (samples 105 -> 74), illite peaks at 8.9° (2θ) undergo an important increase in intensity (Table 2). Peaks at 20-25° (2θ) are also apparent up to samples 17 and 74, where hydrothermal 2M-illites are ubiquitous. This results support the spectral interpretation that illite absorption peaks are closely related to well-ordered illites of hydrothermal origin.

Fig. 8

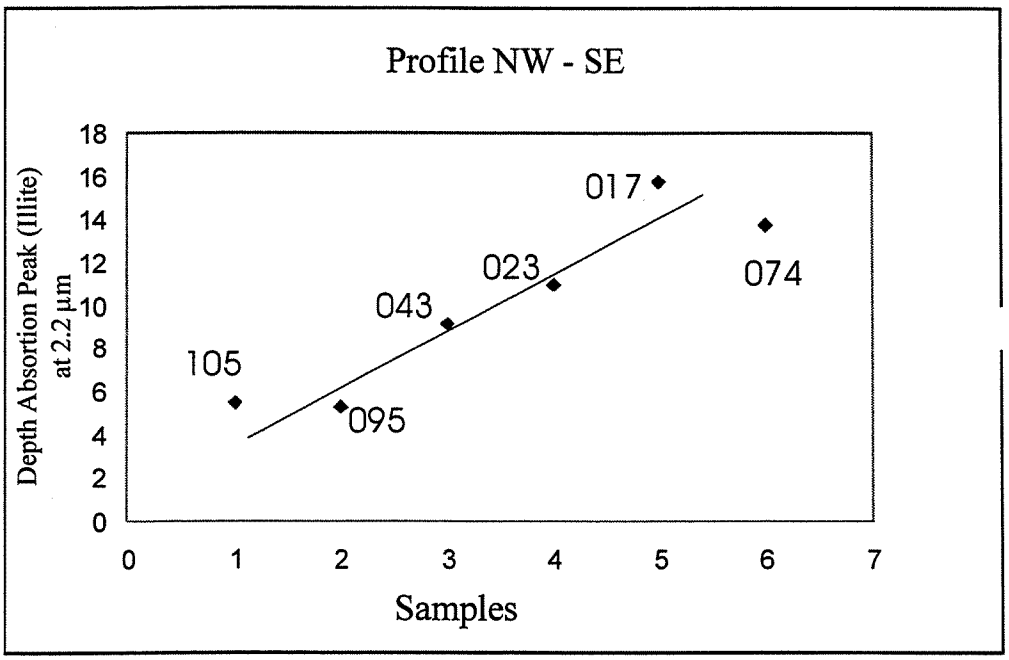


Fig. 8. Plot of sample location versus depth of the 2.2 µm (2200nm) absorption feature of illite. Varying depths indicate differences in cristallinity.

Fig. 9

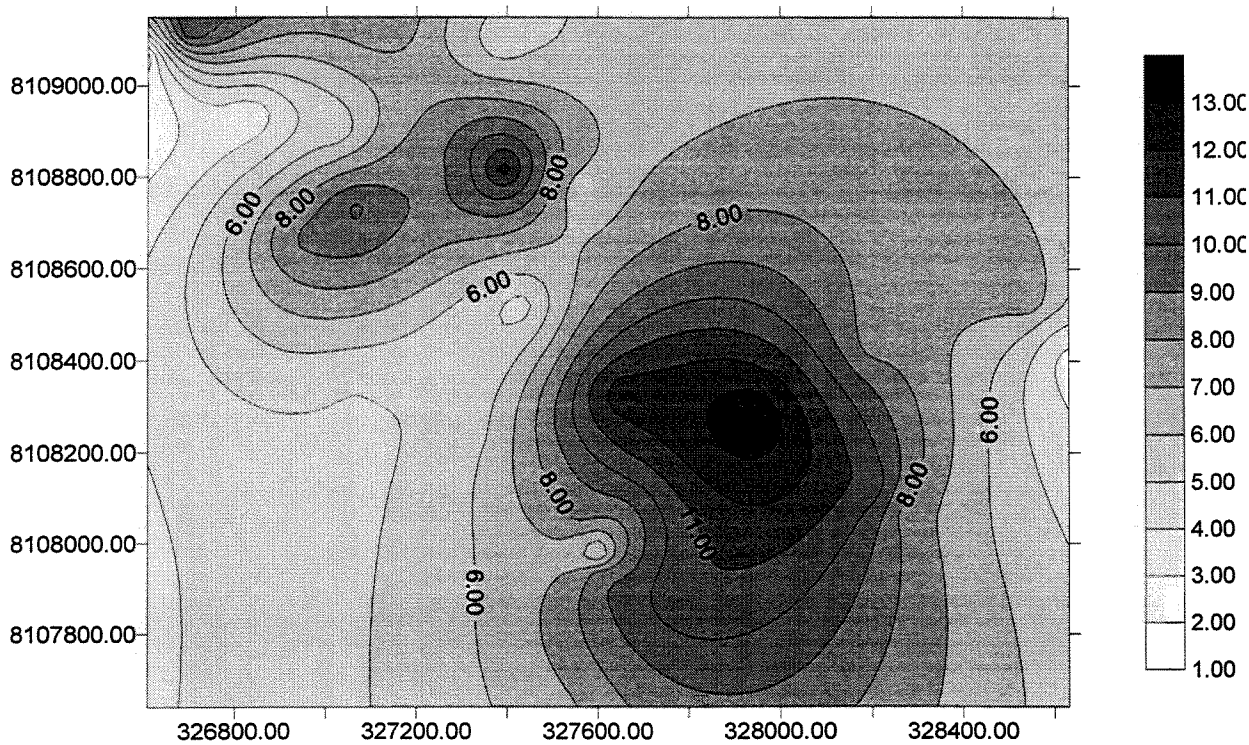


Figure 9. Isarithmic map of illite 2.2μm absorption features.

Fig. 10

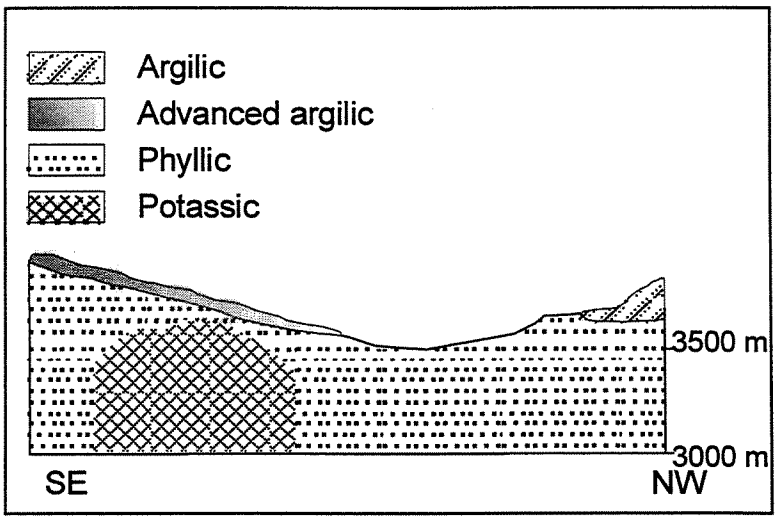
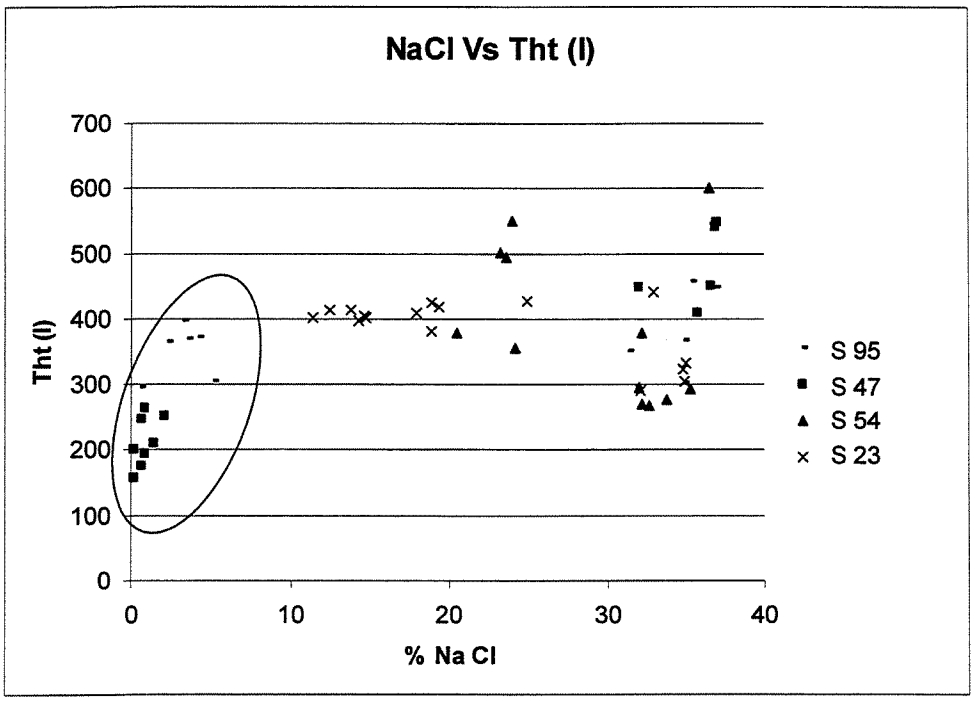


Fig10. Schematic SE-NW cross-section (generalized from Fig. 3) showing supergenic and hipogenic alteration zones at the Quellaveco deposit (adapted from Tobar et al., 1997).



Salinity (in wt% eq. NaCl)

Fig. 11. Total homogenization temperature (Tht; °C) versus salininity (in wt% eq. NaCl) measured in types I and II fluid inclusions from four samples along the F-F' section (Fig. 4). The ellipse marks the low salinity-low temperature category of inclusions. See text for explanations.

Mineral Identification	Absorption Features (μm)	Alteration Interpretation	Exploration Application
Alunite $(Na,K)\ AlO_3\ (SO_4)_2\ (OH)_6$	~ .95 ~1.8 (OH) ~1.4 (doublet) ~2.2	Advanced argillic	• High sulfidation (HS) environments, and zoning around them. • Steam-heated zones in low sulfidation (LS). • Porphyritic environments
Illite-Smectite $(K\ H_2O)(Al, Mg,Fe)_2\ (Si,Al)_4\ O_{10}\ [(OH)_2\ ,\ H_20]$ $X_{0-3}\ Y_2\ ,\ Z_4\ O_{10}\ (OH)_2\ n\ H_2O\ X$ X=Ca/2, Li, Na, Y= Al, Cr^{3+}, Cu^{2+} , Fe^{2+}, Fe^{3+}, Li, Mg, Ni, Zn; Z=Al, Si	~2.2 (Al OH)	Argillic	• HS and LS, zoning • Uranium, zoning • Grades inward to phyllic zone • May overlay a weak potassic core
Sericite (mica group) $XY_{2-3}\ Z_4\ O_{10}\ (OH, F)$ or $(XY_3\ Si_4\ O_{12})$ X=Ba, Ca, Cs, H_2O, K, Na, (NH_4); Y= A, Cr, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Li, Mg, Mn^{2+}, Mn^{3+}, V^{3+}, Zn; Z= Al, Be, Fe^{2+}, Si	~1.4 (OH) ~1.9 (H_2O)	Phyllic	• Haloes around porphyritic core • Ovelies potassic zones in most hypogene environments • Often associated with sulfide ore.

Table 1. Clay minerals used for identifying advanced argillic, argilic and phyllic alteration haloes in porphyry systems (low and high-sulphidation) (compiled from Thompsom et al., 1999; Spatz, 1995; Guilbert and Park, 1986). These haloes are typically found at the Quellaveco deposit.

Rock Sample	Angle 2θ	Intensity (lin)
105	8.9°	283
95	8.9°	600
23	8.9°	595
17	8.9°	1150
74	8.9°	1240

Table 2. X-ray diffraction data of samples collected along the S-S' section, showing an increase in the intensity of the illite peak at 2θ=8.9°. These results conform with those yielded from the spectral analysis.

CONCLUSÕES

São sumarizadas a seguir as principais conclusões obtidas neste trabalho.

A comparação entre as características aeromagnéticas dos depósitos de cobre pórfiro da área de estudo com os depósitos similares do norte de Chile, descritos por Behn *et al.* (2001), mostra que em ambas as regiões eles se associam a grandes estruturas de direção NNW-SSE, produtos da tectônica transpressiva do Cretáceo–Paleoceno. A estas estruturas principais se associam estruturas secundárias, de caráter distensivo e direção E-W, às quais estariam preferencialmente relacionadas as mineralizações de Quellaveco, Cuajone e Toquepala. Tal padrão estrutural pode ser portanto utilizado como uma das indicações para a definição de sítios favoráveis à ocorrência de depósitos similares. Este é o caso, por exemplo, da área localizada a sul de Toquepala associada à uma estrutura sigmoidal de direção E-W, constatada na análise dos dados aeromagnetométricos.

A posição estratigráfica atual dos depósitos tipo cobre pórfiro da área de estudo sugere que estes estiveram soterrados, tendo sido posteriormente expostos pela ação de processos erosivos (Clark *et al.* 1990). Caso estes processos de erosão tenham efetivamente sido responsáveis pela exposição das zonas mineralizadas dos corpos de cobre pórfiro, existe a possibilidade de que depósitos deste tipo ocorram nas vizinhanças, onde ainda há espessa camada de rochas vulcânicas mais recentes recobrindo as unidades hospedeiras das mineralizações. Este poderia ser o caso, por exemplo, da área contendo uma assinatura espectral relacionável à presença de minerais de alteração hidrotermal localizada entre Quellaveco e Toquepala, denominada neste trabalho de Alvo Sul, onde ocorre tal cobertura de rochas vulcânicas do Eoceno Superior.

É possível detectar a presença de minerais relacionados a processos de alteração hidrotermal, usando imagens multiespectrais Landsat-TM processadas por meio de técnica convencional baseada em análise por principais componentes. No entanto, usando técnicas de processamento hiperespectral, é possível inferir assembléias minerais associadas às alterações hidrotermais, que podem ser utilizadas na caracterização dos tipos de alteração. Contudo, é importante que o processamento seja feito com base em bibliotecas espectrais constituídas por amostras da própria região de estudo, e não a partir de bibliotecas baseadas em amostras puras de minerais.

A ilita foi um dos principais minerais de alteração usados na caracterização espectral dos halos de alteração, uma vez que o comportamento estrutural interno deste mineral depende das mudanças de temperatura a que esteve submetido. Enquanto a ilita 1-M caracteriza ambiências sedimentares (ou de menor temperatura), a ilita 2-M pode ser usada como guia prospectivo em zonas de alteração hidrotermal. Neste trabalho, demonstrou-se que as características espectrais associadas à ilita 2-M podem ser utilizadas na definição de porções de maior teor dentro do corpo mineralizado. conforme demonstrado para o depósito de Quellaveco.

As temperaturas (250-600° C) e salinidades atingidas (10 e 37 %NaCl) nos halos de alteração permitem deduzir que, durante a ação dos fluidos hidrotermais, ocorreu mistura dos fluidos mineralizantes com águas meteóricas, produzindo diferentes tipos de alteração. Dentre destes halos foram atingidas temperaturas acima de 600° C, provavelmente devido à intrusão de corpos ígneos. Considerando o limite de temperatura de 750° C, a partir do qual os minerais ferromagnesianos perdem as propriedades magnéticas (Ponto Curie), pode-se presumir que este tipo de fenômeno tenha ocorrido, produzindo as baixas intensidades magnéticas observadas nos dados aerogeofísicos nas vizinhanças dos depósitos e na ZCI, onde processos semelhantes de aquecimento, causados pela deformação tectônica, ocasionaram respostas magnéticas similares. Tal padrão pode também se constituir em critério para a definição de áreas favoráveis à ocorrência de depósitos de cobre pórfiro na cordilheira Andina.

O uso integrado de dados de sensoriamento remoto, espectrometria de campo e aeromagnéticos constitui-se numa importante ferramenta na busca e caracterização de prospectos minerais nos Andes, possibilitando a identificação e a seleção de alvos com menores custos nesta vasta e ainda geologicamente pouco conhecida região do planeta. Eventualmente, com a disponibilização dados de sensoriamento remoto orbital com melhor resolução espectral, tais como as imagens do sensor ASTER, poder-se-á ter uma melhor avaliação e classificação dos halos de alteração, tanto na porção do infravermelho de ondas curtas (SWIR) quanto no termal (TIR), facilitando assim o mapeamento e seleção de alvos.

REFERENCIAS

Abrams M. J., Brown D., Lepley L., Sadowsky R. 1983. Remote sensing for porphyry copper deposits in southern Arizona. *Economic Geology*, **78**: 951-604.

Adams G.I. 1908. *Caudal, procedencia y distribución de águas en los departamentos de Arequipa-Moquegua y Tacna.* Boletin del cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú, n 45.

Agar R.A. & Pavez A. 1999. Archival data: old dogs whit new tricks?. In: Thirteenth International Conference on Applied Geologic Remote Sensing (ERIM), *Proceedings* **I**: 1-8.

Agar R.A. & Villanueva R. 1997. Satellite airborne and ground spectral data applied to mineral exploration in Peru. In: Twelve International Conference and Workshop on Applied Geological Remote Sensing (ERIM), *Proceedings* **I**: 13-20.

Allis R.G. 1990. Geophysical anomalies over epithermal systems. *Journal of Geochemical Exploration*, **36**: 339-374.

Barton P.B. Jr., Bethke P.M., Roeder E. 1977. Environment of ore deposition in the Creede Mining District, San Juan Mountains, Colorado III. Progress towards interpretation of the chemistry of ore forming fluid for the Oh vein. *Economic Geology*, **72**: 1-25.

Baugh W.M., Kruse F., Atkinson Jr. W.W. 1998. Quantitative geochemical mapping of ammonium minerals in the southern Cedar Mountains, Nevada, using the airborne visible/infrared imaging spectrometer (AVIRIS). *Remote Science Environment*, **65**: 292-308.

Beane R.E. & Titley S.R. 1981. Porphyry copper deposits, part II: hydrothermal alteration and mineralization. In B.J. Skinner (ed.) *Economic Geology, Seventy-fifth Anniversary Volume*. 235–269.

Beane R.E. 1982. Hydrothermal alteration in silicate rocks. In: S.R. Titley (ed) *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America.* Tucson, Univ. of Arizona, press, 117-138.

Beck E.E. Jr. 1988. Analysis of late Jurassic – recent paleomagnetic data from active plate margins of South America. *Journal of South America Earth Sciences*, **1**: 39-52.

Beckinsale R.D., Sánchez-Fernandez A. W., Brook M., Cobbing E.J., Taylor W.P., Moore N.D. 1985. Rb-Sr whole-rock isochron and k-Ar age determination for the Coastal Batotholit

of Peru. In: Pitcher W.S., Athernon M.P, Cobbing E.J., Beckinsale R.D., eds, *Magmatism at the Plate Edge: the Peruvian Andes*: Glasgow, Baickie, p. 177-202.

Behn G., Camus F., Carrasco P., Hunter W. 2001. Aeromagnetic signature of porphyry copper systems in northern Chile and its geological implications. *Economic Geology*, **96**: 239–248.

Bellido E. & Landa C. 1965. *Mapa Geológico del Cuadrángulo de Moquegua* (1: 1000.000). Lima, Perú, Carta Geológica Nacional 78p.

Bellido E. & Narvaez S. 1960. *Geología del Cuadrángulo de Atico*, Carta Geológica Nacional, Boletin 2: 70p.

Bellido E. 1963. *Geología de los Cuadrángulos de La Punta de Bombón y Clemesí (hojas 35s e 35t)*. Lima, Peru, Carta Geológica Nacional, 25: 92p.

Bennet S.A. 1993. Integration of Thematic Mapper data, field, field mapping, and ARCINFO to delineate sediment-hosted disseminated gold projects in the Santa Tereza district, Sonora, Mexico. In: The Ninth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing. Pasadema (ERIM), *Proceedings*, 779–790.

Bhattacharyya B.K. 1966. Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to rectangular prismatic body. *Geophysics*, **31**: 97-121.

Blakely R.J. 1996. *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*. Cambridge University Press, 441p.

Blumm M.de L.B. & Pires A.C.B. 1996. Superfície Curie da região central de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**: 197-208.

Boardman J. W., Kruse F.A., Green R.O. 1995. Mapping target signatures via partial unmixing of AVIRIS data. In: Fifth JPL Airborne, Earth Science, Workshop, JPL Publication, *Summaries* **1**: 23–26.

Boardman J.W. & Kruse F.A. 1994. Automated spectral analysis: a geological example using AVIRIS data, north Grapevine Mountain: Nevada. In: Tenth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, (ERIM), *Proceedings* I : 407, I: 108.

Bonhomme M. G., Audebaud E., Vivier, G.1985. *Edades K-Ar de rocas Hercínicas y Neógenas de um perfil E-W en el Perú meridional*. Universidad de Chile, Departamento de Geología, comunicación **35**: 27-30.

Browne P.R.L. 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review Earth Planetary Science* **6**: 229-250.

Burchfield B.C., Molnar P., Suárez G. 1981. Possible think-skin tectonics in the eastern Andes of Bolivia and Peru. Eos. Trans., *Abstract*, 62: 1047.

Chinn D.S. & Isacks B.L. 1983. Acurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western South America and in the New Hebrides island arcs. *Tectonics*, **2**: 529-563.

Clark A. H. & McNutt R.H. 1982. Interrelated arc-broadening, topographic uplift and crustal contamination of magmas in two transects of the Mesozoic-Cenozoic central Andes. In: International Conference of Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology, 5th Japan, *abstracts*: 55-57.

Clark A. H., Farrar E., Kontak D. J., Langridge R.J., Arenas M.J., France L.J., McBride S.L., Woodman P.L., Wasteneys H.A., Sandeman H.A., Archibald D.A. 1990. Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Peru: *Economic Geology*, **85**: 1520-1583.

Clark A. H., Palma V.V., Archibald D.A., Farrar E., Arenas M.J. 1983. Occurrence and age of tin mineralization in the Cordillera Oriental, Southern Peru. *Economic Geology* **70**: 514-520.

Clark A.H., Farrar E., Caelles J. C., Haynes S.J., Lortie R.B., McBride S.L., Quirt G.S., Robertson R.C.R., Zentilii R. 1976. Longitudinal variations in the metallogenetic evolution of the Central Andes: a progress report. *Geological Association of Canada*, Special Papper, **14**: 23-58.

Clark A.H., Tosdal R.M., Farrar E., Plazolles A. 1990b. Geomorphologic environment and age of supergene enrichment of the Cuajone, Quellaveco and Toquepala porphyry copper deposits, southeastern Peru, *Economic Geology*, **85**: 1604-1628.

Clark R. N. 1999. Spectroscopy of rocks and minerals and principles of spectroscopy. In: Rencz (eds), Manual of Remote Sensing, 3-58.

Clark R. N., King T.V., Klejwa M. , Swayze G. A. 1990c. High spectral resolution spectroscopy of minerals. *Journal of Geophysical Research*, **95**: 12653–12680.

Clark R. N., Swayze G.A., Gallager A., Gorelick N., Kruse F. A. 1991. Mapping with imaging spectrometer data using the complete band shape least squares algorithm simultaneously

fit to multiple spectral features from multiple materials. In: Airborne Visible / Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) Workshop, JPL publication, *Summaries* **28**: 2-3.

Clark R.N. & Swayze G.A. 1995. Mapping minerals, amorphous materials, environmental materials, vegetation, water, ice and snow and other materials: The USGS tricorder algorithm. In: Fifth Annual JPL Airborne Earth Science Workshop, JPL publication, *Summaries* **1**: 39–40.

Clark R.N., Swayze G.A., Gallager A. 1992. Mapping the mineralogy and lithology of Canyolands, Utah with imaging spectrometer data and the multiple spectral feature mapping algorithm. In: Third Annual JPL Airborne Geoscience Workshop, JPL publication, *Summaries*, **I**: 11–13.

Clark R.N., Swayze G.A., Gallagher A., King T.V.V., Calvin W.M. 1993. The U.S. Geological Survey, Digital Spectral Library, version 1: 0.2 to 3.0 μm, USGS Open File Report. 93-592, U.S. Geological Survey, Washington, D.C., 1326 p.

Cobbing E.J. 1982. The segmented Coastal Batholith of Peru: its relationship to volcanicity and metallogenesis. *Earth Science Reviews*, **18**: 241–251.

Cobbing E.J., Ozard J.M., Shelling J.N. 1977. Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the Coastal Cordillera of southern Peru. *Society of America*, **88**: 241-246.

Cobbing P. & Pitcher W. 1972. Plate tectonics and the Peruvian Andes. *Nature*, 246: 51-53.

Cobbing P. & Pitcher W. 1979. *El Batolito Costanero en la parte central del Perú*. Boletin de Estudios Especiales, Perú, **7**: 1–40.

Concha O. & Valle J.1999. Prospección, Exploración y Desarrollo del Pórfido de Cuajone. In: Primer Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores, *Resumenes*, Perú, 1-14.

Creager K.C., Chiao L., Winchister J.P., Engdahl. E.R.1995. Membrane strain rates in the subducting plate beneath South America. *Geophysical Research Letters*, v 22, **16**: 2321-2324.

Cressie N.A. 1990. The origins of krigings. *Mathematical Geology*, **22**: 239-252.

Crósta A. P. & Rabelo A. 1993. Assessing Landsat / TM for hydrothermal alteration mapping in central-western Brazil. In: Ninth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, (ERIM), *Proceedings*, **II**: 779-790.

Crósta A. P., Sabine C., Taranik J. V. 1998. Hydrothermal alteration at Bodie, California, using AVIRIS hyperspectral data. *Remote Sensing Environment*, **65**: 309–319.

Crósta A.P. & McM. Moore J. 1989. Enhancement of Landsat TM imagery for residual soils mapping in SW Minas Gerais State, Brazil. In: Seventh Thematic Conference on Remote Sensing, Calgary, (ERIM), *Proceedings*, 1173-1187.

Crowley J. K. 1984. Near-infrared reflectance of zunyite: implications for field mapping and remote sensing detection of hidrothermally altered high alumina rocks. *Economic Geology*, v. **79**: 553-557.

Dalmayrac B., Laubacher G., Marocco R. 1988. *Caracteres generales de la evolución geológica de los Andes Peruanos*. Boletin 12, INGEMMET,Lima, Peru.

Dalmayrac B., Laubacher G., Maroco R. 1980. *Géologie des Andes Peruviennes*. Paris, Office Reserche Scientifique Technique, 501p.

Dalmayrac B., Laubacher. G., Marocco R. 1980. *Caractères généreaux de l'évolution géologique des Andes Péruviennes, Géologie des Andes Péruviennes*. Trav. Doc Orstom, 122, paris, 501p.

Davis J. C. 1986. *Statistics and data analysis in geology*, John Wiley & Sons, 2th (ed). U.S.A., 646p.

Dewey J.F. & Lamb S.H. 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, **205**: 79-95.

Dobrin M.B. & Savit C.H. 1988. *Introduction to Geophysical Prospecting*. 4th. (ed.) McGraw-Hill, 867p.

Drake N.A., Mackin S., Settle J.J. 1999. Mapping vegetation, soils, and geology in semiarid Shrublands using spectral matching and mixture modeling of SWIR AVIRIS imagery. *Remote Sensing Environment*, **68**: 12-25.

Duba D. & Williams-Jones A.E. 1983. The application of the Illite cristallinity, organic matter reflectance and isotopic techniques to mineral explorations: a case study in southwestern Gupe, Quebec. *Economic Geology*, **78**: 1350-1363.

Estrada F. 1975. *Geologia de Quellaveco.* Boletin de la Sociedad Geológica del Perú **46**: 65-86.

Farrar E., Clark A.H., Hayness S.J., Quirt G.S., Conn. H., Zentilli M.1970. K- Ar Evidence for the post-Paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of northern Chile. *Earth Planetary Science Letters*, **9**: 17-28.

France L.J. 1985. Geochronology, stratigraphy and petrochemestry of the upper Tertiary volcanic arc, southernmost Peru central Andes. Kingston Queen University, MSc. Thesis 82p.

France L.J. Clark A. H., Farrar E. 1984. *Geochronological and petrological studies of Tertiary igneous rocks, Cordillera Occidental, southernmost Peru.* Preliminary report, Instituto Geológico Minero Metalúrgico, Lima, 28p.

Friedberg J. L. 1975. *Final interpretation report aeromagnetic survey of southern Peru, for republica del Peru, Instituto de geologia y mineria.* Reporte interno do INGEMMET, 221p.

Geosoft. 1996. *Geosoft magmap 2-D, frequency domain processing.* GEOSOFT, Inc., Toronto, 56p.

Gerkens J.C. D'A. 1989. Methods in geochemistry and geophysics. *Fundations of Explorations Geophysics*, 25, Elsevier, Amsterdan.

Giggenbach W.F. 1981. Geothermal mineral equilibria. *Geochemistl Cosmochim.* Acta, **45**: 393-410.

Goetz A. F. H., Rowan L. C., Kingston M. J. 1982. Mineral identification form orbit: Initial results from the shuttle multispectral infrared radiometer. Science, **218**: 1020-1024.

Grant F. S. & West G. F. 1965. *Interpretation theory in applied geophysics.* McGraw-Hill, New York, 584p.

Green H.G. & Wong F.L. 1989. Ridge collisions along the plate margins of South America compared with those in the southwestern Pacific: In Erickson G.E., Cañas P.M.T., Reinemund J.A. (ed.) *Geology of the Andes and its relations to hydrocarbon and mineral resources*, Houston: Circum Pacific Council for Energy and Mineral resources Earth Science Series, **11**: 39-57.

Guilbert J. M. & Park C. F. J. 1986. *The Geology of Ore Deposits*, W.H. Freeman, New York, 985p.

Gunn P.J. 1975. Linear transformations of gravity and magnetic fields. *Geophysical Prospecting,* **23**: 300-312.

Gustafson L. B. & Hunt J. P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: *Economic Geology*, **70**: 857-912.

Hansen R.O. 1983. Interpretative gridding by anisotropic kriging. *Geophysics*, 58 **10**: 1491-1497.

Hauff P. 1995. Introduction to applied reflectance spectroscopy, In *Alteration minerals of hidrothermal ore deposits with emphasis on spectral geology and porphyry copper deposits*, Chile, short course hand book, Chile, 57 p.

Hauff P., Kruse F., Madrid R., Fraser S., Huntinton J., Jones M., Watters S. 1991. Illite cristallinity case histories using X ray diffraction and reflectance spectroscopy to define ore host environments. In: Eighth Thematic Conference of Geologic Remote Sensing, (ERIM), *Proceedings*, **I**: 447-458.

Hayt 1960. *Estúdio geológico de Lomas*. INGEMMET, 30p.

Heald P., Foley N.K., Hayba D.O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulphate and adularia-sericite types. *Economic Geology* **82**: 1-26.

Hemley J.J. & Jones W.R. 1964. Chemical aspects of hydrothermal alteration whit emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology*, **59**: 538-569.

Hsu H. P. 1984. *Applied Fourier Analysis (College outline series)*. Harcourt Brace College Publishers, San Diego. 223p.

Huntington J.F. & Boardman J.W. 1995. Semi-quantitative mineralogical and geological mapping with 1995 data at Summitville, Colorado and the adjacent San Juan mountains. In: Fifth Annual JPL Airborne Earth Science, Workshop, JPL Publication, *Proceedings* 1: 113.

Irvinne R.G. & Smith M.J. 1990. Geophysical exploration for epithermal gold deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, **36**: 375-412.

Isacks B.L. 1988. Uplift to the central Andean and bending of the Bolivia Orocline. *Journal of Geophysical Research*, **93**: 3211-3221.

Isaks E. H. & Srivastava R.M. 1989. *An introduction to applied geostatistic*. Oxford University press, New York, 561p.

Jaillard E., Herail G., Monfret T., Diaz-Martinez E., Baby P., Lavenu A., Dumont J.F. 2000. Tectonic Evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. In Cordani (ed.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio do Janeiro, 481-559.

Jordan T.E., Isacks. B.L., Allmendiger R.W., Brever J.A., Ramos V.A., Ando J.C. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. *Geological Society American Bulletin*, **94**: 341-361.

Keckler D. 1994. *Surfer® for Windows. User's Guide*. Golden Software, Inc.

Kihien A.1979. *Geologie du porphyre cuprifere de Quellaveco, Perou*. Inst. Nat. Politech. Lorraine, Tese de Doutoramento, 167p.

Krige D.G. 1966. Two-dimensional weighted moving average trend surface for ore valuation. *Journal of South Africa Institute Minning and Metallurgy*, **3**: 13-38.

Kruse F. A., Lefkoff A. B., Boardman J. W., Heidenbrecht K.B., Shapiro A. T., Barloon J.P., Goetz A. F.H. 1993. The spectral Image processing system SIPS – Interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sensing Environment*, **44**: 145-163.

Kruse F.A. & Hauff P.L. 1991. Identification of illite polytype zonning in disseminated gold deposits, using reflectance spectroscopy and X ray diffraction – potential for mapping whit imaging spectrometers. *IEEE, Transaction on Geosciences and Remote Sensing* **29**: 101 – 104.

Kruse F.A. 1989. Spectral mapping with Landsat Thematic Mapper and imaging spectroscopy for precious metals exploration. In: Seventh Thematic Conference on Remote \ Sensing for Exploration Geology, Calgary, Alberta, (ERIM), *Proceedings*, 17-28.

Kruse F.A. 1999. Visible and infrared: sensors and case studies. In: Rencz A.N. (ed), *Remote Sensing for the Earth Sciences*, John Wiley & Sons, Canada, 567-611.

Lacy W.C. 1958. Porphyry copper deposit, Cuajone, Perú. *Minning Engineering*, 4 p.

Laughlin A. W., Damon P. E. & Watson B. N. 1968. Potasium-argon dates from Toquepala and Michiquillay, Peru. *Economic Geology*, **63**: 166-168.

Loughling W. P. 1991. Principal components analysis for alteration mapping. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 57, **9**: 1163–1169.

Lowell J. D. & Guilbert J. M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, **65**: 373-408.

Luiz J.G. & Silva L.M.C. 1995. Geofísica de Prospecção. Belém, UFPa, Cejup, 311p.

Lyon-Caen, Molnar H.P., Suárez G. 1986. Gravity anomalies and flexure of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes. *Earth Planetary Science Letter*, **75**: 81-92.

Mackin S. 1988. SIMIS Field version 2.8, spectrometer independent mineral identification Software, Users Manual, 55 p.

Manrique J. & Plazolles A. 1975. *Geología de Cuajone*. Sociedad Geológica del Peru. Boletin **46**: 137-150.

Marsh S. E. & Mc Keon, J. B. 1983. Integrated analysis of high-resolution field airborne spectroradiometer data for alteration mapping. *Economic Geology*, **78**: 618-632.

Martinez-Alonso S.E. 2000. *Study of the Infrared Spectra of Phyllosilicates through Direct Measurements, Quantum Mechanical Modeling, and Analysis of AVIRIS Imaging Spectrometer Data. Relationships with Environment of Mineralization.* Ph.D. dissertation, University of Colorado Boulder, 232 pp.

Martinez-Alonso S.E., Atkinson W.W., Goetz A.F.H., Eberl D.D., Kruse F.A. 1997. Short wave infrared (SWIR) spectrometry of illite (sericite) to estimate temperature of formation of hydrothermal mineral deposits. In: Twelve International Conference Applied on Geological Remote Sensing, (ERIM), *Proceedings*, **II**: 426-429.

Martinez-Alonso S.E., Goetz A.F.H., Atkinson W.W., Kruse F.A., Eberl D.D. 1999. Multiscale study of infrared spectra of clay minerals: from Ab initio quantum calculations to hyperspectral remote sensing. In: Thirteen International Conference Applied Geological Remote Sensing, (ERIM), *Proceedings,* **I**: 174 - 181.

McBride S.L. 1977. *A K-Ar study of the Cordillera Real, Bolivia, and its regional setting.* Kingston, Queen's University, Ph.D. Thesis, 231p.

Megard F. 1967. Commentaire d'une coupe schématique à travers les Andes Centrales au Pérou. *Geoghr. phys. Géol. dyn.*, **9**: 335-345.

Megard F. 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of Geological Society of London*, **141**: 893-900.

Megard F., Dalmayrac B., Laubacher G., Marocco R., Martinez C., Paredes J., Tomasi P. 1971. La chaîne hercinienne au Pérou et en Bolivie: Premiers resultants. *Cah. Orstom. série geol.* **III**: 5-43.

Mendivil S. 1965. *Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave (hojas 35-x, 35-y).* Perú, Carta Geológica Nacional, Boletin 10, 99 p.

Merry N. & Pontual S. 1999. Rapid alteration mapping using field portable infrared spectrometers, *Pacrim* **99**: 693-698.

Moore W. J. & Nash J. T. 1974. Alteration and fluid inclusion studies of the porphyry copper ore bodies at Bingham, Utah. *Economic Geology*, **69**: 631-645.

Nabighian M.N. 1972. The analytical signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, **37**: 507-512.

Nabighian M.N. 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert Transform: fundamental relations. *Geophysics*, **49**: 780-786.

Nagata T. 1961. *Rock magnetism*. Maruzen, Tokio, 350p.

Narvaez S. 1964. *Geología de los cuadrángulos de Ilo y Locumba (Hojas 36-t, 36-u), Peru*. Carta Geológica Nacional, Boletin 7, 75p.

Palácios 0. 1995. *Geologia del Perú, Estratigrafia*. Boletin 55, Série A, INGEMMET, 177p.

Park G. 1998. *Petrographic and lithogeochemical alteration study of the Cuajone and Toquepala porphyry copper deposits*. Peru. Internal Report, Southern Peru, 20p.

Petersen U. & Vidal C.E. 1996. Magmatic and tectonic controls on the nature and distribution of copper deposits in Peru. Soc. Econ. Geologist (ed.) *Andean Copper Deposits: new Discoveries, Mineralization and Metallogeny*. **5**: 1-18.

Pitcher W.S., Atherton M., Cobbing E.J., Beckingsale R.D (eds). 1985. *Magmatism at the plate edge*: *The Peruvian Andes*. Glasgow, Blackie, 328p.

Potter R. M. & Rossman G. R. 1977. Desert varnish: the importance of clay minerals, *Science*, **196**: 1446-1448.

Prieto C.R.L. 2001. *Integração de dados geofísicos e geológicos de Cuba Centro-oriental: Contribuições a cartografia e exploração mineral regional*, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Brasil, Tese de Doutoramento, 253p.

Ramos V.A. & Aleman A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani (ed) *Tectonic evolution of South America*, Rio do Janeiro, 635-685.

Richard K. & Courtright H. W. 1955. *Reporte interno de la mina de Cuajone*, Southern Peru, 15p.

Richard K. & Courtright H.W. 1958. Geology of Toquepala Peru. *Minning Engeneering*, **10**: 262-266.

Riley P.D., Beck M.E., Burmester R.F. 1993. Paleomagnetic evidence of vertical axis rotations from the Mesozoic of northern Chile. *Journal of Geophysical Research*, 98, **5**: 8321-8333.

Robinson E.S. & Çoruh C. 1988. *Basic exploration Geophysics*. John Willy & sons 1st. (ed.) USA, Inc, 561p.

Roest W.R., Verhoef J., Pilkinton M. 1992. Magnetic interpretation using 3-D analytical signal. *Geophysics*, **57**: 116-125.

Sabine C. 1999. Remote sensing strategies for mineral exploration. In A. N. Rencz (ed) *Remote Sensing for the Earth Sciences: Manual of Remote Sensing*. 375-447.

Sánchez A. 1995. Edades Rb-Sr en los segmentos de Arequipa Toquepala del Batolito de la Costa del Peru. In: V Congreso Latinoamericano de Geologia, *Resumos expandidos*, Argentina, 487-584.

Satchwell P.C.1983. *Geologia de la mina de Cuajone*. Sociedad Geológica del Perú, Boletin, **72**: 127-246.

Sébrier M. & Soler, P. 1991. Tectonics magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to present. *Geological Society of America*, Special Paper **265**: 259-278.

Sebrier M., Fornari M., Vatin-Perignon N., Vivier G., Cabrera J. 1983. Nuevas edades radiométricas del volcanismo Cenozóico del sur del Peru: implicancias en la tectonogénesis andina. In: 5th Congreso Peruano de Geologia, *Resúmenes*, GR-16.

Shackleton R.M., Ries A. C., Coward M. P., Cobbold P. R. 1979. Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of the coastal of Peru. *Geological Society of London*, **136**: 195-214.

Siems P. L. 1997. Wall rock alteration for gold exploration: Workshop, University of Idaho, UU.EE, chap 10: 10.1-10.77.

Sillitoe R. H. 1992. Geotectonic setting of western pacific gold deposits. In Basement Tectonics 8: *Characterization and Comparison of Ancient and Mezosoic Continental Margins*, Durdrecht, Kluwer Academic Publisher, p. 665-678.

Singh A. & Harrison A. 1985. Standarized principal components. *International Journal of Remote Sensing*, **6**: 883-896.

Souza filho C. R. & Drury S.A. 1998. Evaluation JERS-1 (FUYO), OPS and Landsat TM images for mapping of gneissic rocks in arid areas. *International Journal of Remote Sensing*, v. 19, **18**: 3569-3594.

Souza Filho C.R. & Drury S.A. 1997. *Remote sensing strategies for lithological mapping of Pan African assemblages in arid environment: a case study in Eritreia, NE Africa.* Buletim IG, USP, Série Científica, **28**: 1-22.

Spatz D. M. & Taranik J.V. 1994. Exploration for copper-molybdenum-gold porphyry deposits using multiespectral and hyperspectral aerospace remote sensing techniques. *Selper*, **10**: 41-52.

Spatz D. M. & Wilson R.T. 1994. Exploration remote sensing for porphyry copper deposits, Western America Cordillera. Tenth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, San Antonio, Texas, (ERIM), *Proceedings*, **I**: 227–240.

Spatz D. M. 1995. Remote sensing in mineral exploration. *Society for Mining, Metallurgy and Exploration*, INC, 25.

Spatz D.M. & Taranik J.V. 1988. Discriminating late volcanic differentiates commonly associates with precious metal deposits, using Landsat TM imagery. Sixth Thematic Conference of Remote Sensing, (ERIM), *Proceedings*, 577-590.

Spatz D.M. 1996. Remote sensing characteristics of precious metals systems: the volcanic hosted deposits. In: Eleventh Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, (ERIM), *Proceedings*, **I**: 1-12.

Spatz D.M. 1997. Remote sensing characteristic of the sediment- and volcanic-hosted precious metal systems: imagery selection for exploration and development. *International Journal of Remote Sensing*, 18, **7**: 1413–1438.

Spector A. & Grant F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, **35**: 293-302.

Spiegel M. R. 1976. *Análise de Fourier*. McGraw-Hill, São Paulo, 250p.

Stewar J.W., Evemden J.F., Sneiling N. 1974. Age determinations from Andean Peru. A reconnaissance survey. *Geological Society of America*. **85**: 1107-1116.

Swayze G. A., Clark R. N., Goetz A. F. H., Livo K. E., Sutley S. S. 1998. Using imaging spectroscopy to better understand the hydrothermal and tectonic history of the Cuprite

mining district: Nevada, Seventh JPL Airborne Earth Science Workshop, JPL Publication 97-21, *Proceedings* 1: 383-384.

Tapia C. C.H., Gomes L.C., de Souza Filho C. R., Crósta A.P. 1999. Tectônica de Placas Andina e mineralizações em ambientes porfiríticos e epitermais em zonas extensionais Eocênicas. exemplos de Cuajone, Quellaveco e Toquepala, sul do Peru, In: Simpossium Nacional de Estudos Tectônicos, Brasil (SNET – 1999). *Resumos Expandidos*, 17-20

Taranik J. V. & Crósta A. P. 1988. Remote sensing for geology and mineral resources, an assessment of tools geoscientist in the future. *International Archives of Photogrametry and Remote Sensing*, 31, **7**: 689-698.

Taylor G.K., Grocott J., Pope A., Randall D.E. 1998. Mesozoic fault system, deformation and fault block rotation in the Andean forearc: a crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Techtonophysics*, **299**: 93-109.

Thompson A. J. B. & Thompson J. F. H. 1996. *Atlas of Alteration: A Field and Petrographic Guide to Hydrothermal Alteration Mapping*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 119 p.

Thompson A. J.B., Hauff P.L., Robitaille A. J. 1999. Alteration mapping in exploration: application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. *SEG Newsletter*, **39**: 15-27.

Thorpe R.S., Francis P.W., Harmon R.S. 1981. Andean andesites and crustal growth, Philos. *Translate Royal Society of London*, ser A, **301**: 305-320.

Tobar A., Lyall G., Betzhold J. 1997. Quellaveco, Peru: Evaluating resources of a porphyry copper: In: Basty E. Y. & Schoefield N. A., (eds), *Geostatistics,* Wollongong'96, Netherlands, Volume 2, p. 882–894.

Tosdal R.M., Farrar E., Clark A. A. 1981. K-Ar chronology of late Cenozoic volcanism in the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Journal of Volcanology Geotherm Research,* 10: 157-173.

Vasconcelos R.M., Melo M.S., Mota. A.C., Gomes R.D. 1990. *Geofísica em levantamentos geológicos*. Rio de Janeiro, DIGEOF-CPRM.

Wilson J. J. & Garcia W. 1962. *Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca (Hojas 36-v y 36-x), Peru.* Carta Geológica Nacional. **11**: 4-82.

Winograd S. 1978. On computing the Discrete Fourier Transform. *Math Computation,* (32) **141**: 175-199.

Zimmermann J.L. & Kihien C.A. 1983. Determination par la methode K/Ar de l'âge des intrusions et des mineralisations associeés dans le porphyre cuprifére de Quellaveco (sud oest do Pérou): *Mineralium Deposita*, **18**: 207-213

Zullo Jr. J. 1994. *Correção atmosférica de imagens de satélite e aplicações.* Faculdade de Engenharia Elétrica, Universidade de Campinas (UNICAMP), Tese de Doutoramento, 190 p.

Zweng P.L. 1984. *Evolution of the Toquepala porphyry Cu (-Mo) deposit, Peru.* Kingston, Queen's University, MSc. Thesis, 131 p.

ANEXOS

Tectônica de Placas Andina e Mineralizações em Ambientes Porfiríticos e Epitermais em Zonas Extensionais Eocênicas. Exemplos de Cuajone, Quellaveco e Toquepala, Sul do Peru.

Tapia C. H., Gomes L.C., Crosta A. P., De Souza Filho C. R.

INTRODUÇÃO

Existe uma notável relação entre zonas de convergência de placas tectônicas, onde uma crosta oceânica é subductada em relação a uma crosta continental, e intrusões magmáticas relacionadas à a arcos magmáticos (Sillitoe 1972; Hedenquist, 1995, 1996). À este ambiente tectônico associam-se a maioria dos depósitos hidrotermais magmáticos do planeta (Sawkings 1990), dentre os quais destacam-se os pórfiríticos e epitermais presentes na borda andina do continente sul-americano (Figura 1).

Um exemplo disto pode ser encontrado nos depósitos porfiríticos de Cuajone, Quellaveco e Toquepala, localizados na região sul do Peru (Figura2), todos com idades próximas a 60 Ma (Petersen et al. 1996). Estas mineralizações estão dentro da Inflexão de Arica e provavelmente representam um prolongamento norte do grupo de mineralizações cupríferas do Chile. Em intima associação a estes depósitos porfiríticos, ocorrem ainda depósitos de ouro epitermais, hospedados nas rochas vulcânicas e formados por sistemas hidrotermais vulcânicos. Este tipo de depósito chegou a ter grande importância na produção de ouro no ambiente circum-pacífico como um todo (Sillitoe 1989, 1991).

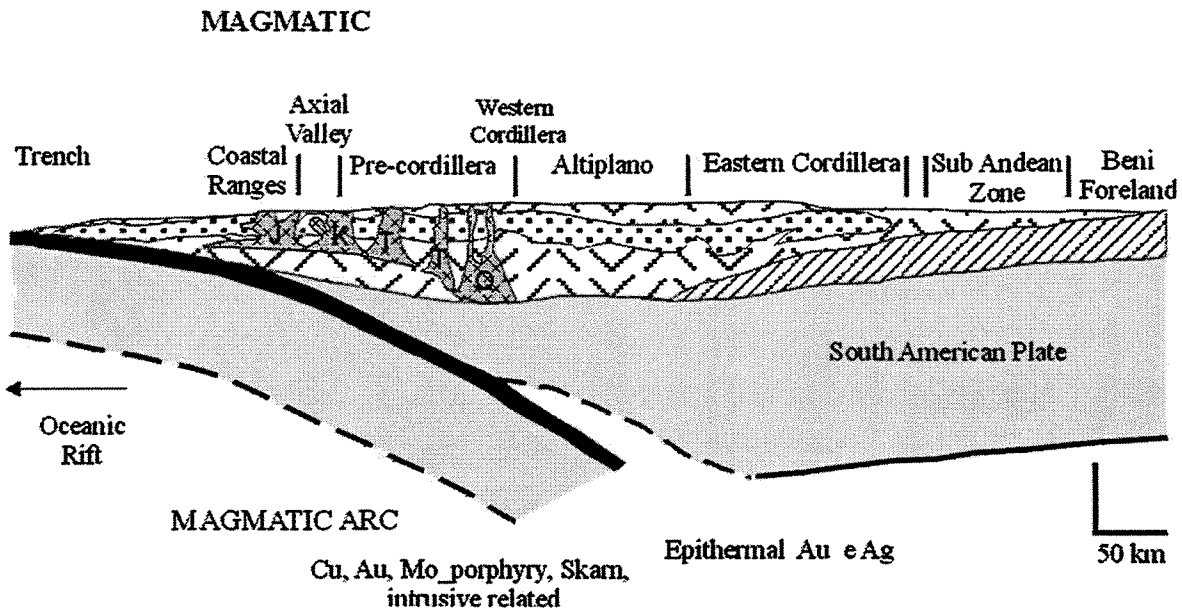


Figura 1. Ambiência tectônica relacionada a formação e ao posicionamento de depósitos tipicamente encontrados em zonas de convergência de placas oceânica e continental com destaque para o arco magmático, nele são situados também as zonas mais favoráveis para os depósitos porfiríticos.

Notavelmente estes três depósitos se encontram inseridos na Zona de Cisalhamento rúptil de Incapuquio Atacama, orientada segundo a direção NW-SE, de modo sub-paralelo ao contorno continental, e em rupturas secundárias hoje orientadas segundo um *trend* E-W (Tapia et al., 1998). Atualmente o foco das discussões e debates na região têm se concentrado no quadro tectônico no qual

se inserem estas mineralizações e nas diferenças existentes entre o cenário tectônico atual e aquele de 50 Ma atrás.

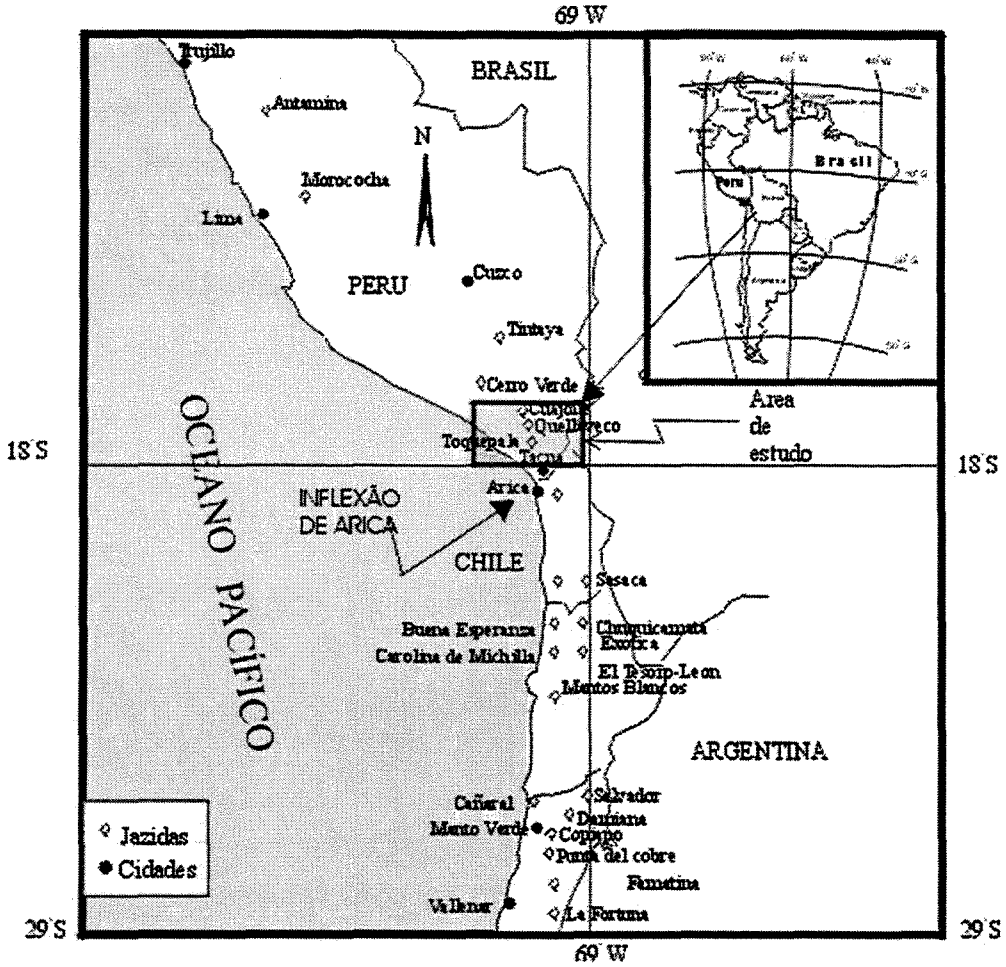


Figura 2, localização da área de estudo na América do Sul (retângulo cinza) e as principais jazidas porfiríticas da área de estudo da Cordilheira Andina (pequenos losangos), modificada de Petersen & Vidal (1996).

Com base nestas questões, neste artigo pretende-se contribuir para o entendimento dos mecanismos tectônicos locais que controlaram a geração das diferentes jazidas existentes, deduzir qual foi o papel do campo de *paleostress* na colisão das placas continental-oceânica e na geração de aberturas que acolheram as mineralizações e discutir quais foram as relações crono-tectônicas entre estas e o inicio da formação do arco magmático andino no Jurássico Inferior.

CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS

Os depósitos minerais do sul do Peru, classificados como de sistemas geotermais de arco vulcânico, são constituídos principalmente de pórfiros de Cu-Mo e Cu-Au, e alguns depósitos auríferos

do tipo epitermal. Estes depósitos relacionam-se a geoformas vulcânicas e estão associados a *stocks* e *plutons* de composição intermediaria (Hedenquist 1995; Sillitoe 1994; Corbett 1997).

A maioria destas mineralizações está relacionada a dois eventos metalogenéticos, ocorridos nas regiões sul do Peru, norte do Chile e sudoeste da Bolívia, datados como sendo do Eoceno e Oligo-Mioceno (Clark et al. 1990; Sillitoe et al. 1996).

Para Toquepala, Richard & Courtright (1958), relacionam a mineralização do depósito tipo Cu (Mo-Ag) a um complexo intrusivo dominado por *plugs* dacíticos, diatremas dacíticas e extensas brechas hidrotermais. Zweng (1984) apresentou uma revisão do modelo genético concebido previamente para este depósito, definindo uma seqüência de eventos de mineralização/alteração similar à mina de Salvador (Chile).

Para Cuajone, Stevenson (1972) descreveu os veios de quartzo–calcopirita–pirita secantes às rochas intrusivas porfiríticas de quartzo-latito, os quais são os principais hospedeiros do depósito tipo Cu (Mo-Ag) pórfiro. Satchwell (1983) relacionou a mineralização hipógena de cobre, exposta nas porções inferiores do depósito, a um halo de alteração de quartzo-sericita (illita). Este autor concluiu que esta relação de alteração-mineralização de Cuajone difere marcadamente do Pórfiro de Toquepala e de outros sistemas porfiríticos de grande porte.

Em Quellaveco, Estrada (1975), Kihiem (1979) e Clark *et al.* (1990) classificaram o depósito como do tipo Cu-Mo pórfiro. O pórfiro Quellaveco é intrudido por um corpo de composição monzonítica, o que originou uma forte alteração hidrotermal dominada por quartzo e sericita.

DISCUSSÃO

Existem pelo menos dois fatores que tornam atraente a discussão dos mecanismos geradores das jazidas porfiríticas e epitermais no Sul do Peru: (i) o entendimento de como funcionou a tectônica de placas naquela época e (ii) o que mudou de lá para cá.

Para isto é necessário compreender o jogo de tensões que opera hoje na área e saber de que maneira o campo de tensão atual modificou as estruturas produzidas na época em que as mineralizações se formaram, há aproximadamente 50 Ma atrás.

O campo de tensão atual

A orientação local do campo de tensão em uma zona de convergência de placas oceânica-continental pode ser aproximadamente deduzido pelo prolongamento dos traços de duas falhas transformantes, que compartimentam a placa oceânica, sobre o contorno continental. Neste contexto σ_1 é horizontal, σ_2 vertical e ambos estão aproximadamente contidos nos planos das falhas direcionais (Figura 3).

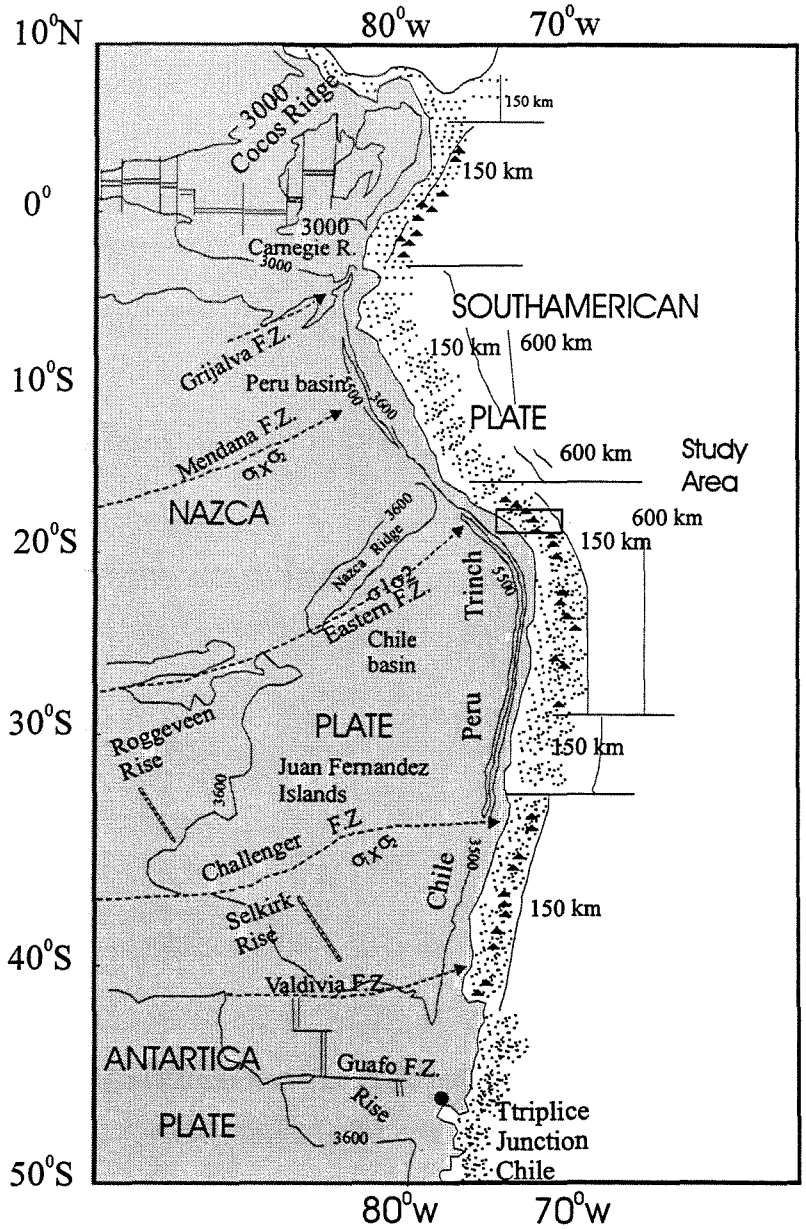


Figura 3, Mapa da margem oeste de América do Sul, apresentado as principais placas e os principais vetores de movimentação (setas tracejadas correspondentes à projeção horizontal dos planos σ1 e σ2), alem de áreas com vulcanismo ativo (triângulos) que correspondem a partes de mergulho moderado da placa de Nazca. Líneas com números adjacentes (150km ou 600 km) representam os contornos de profundidade das zonas sísmicas em quilômetros (baseado em Green & wong, 1989).

De modo simplificado, pode-se dizer que, além da resistência à deformação apresentada pela placa continental, os efeitos do campo de tensão neste local serão principalmente influenciados: (i) pelo ângulo de inclinação da placa subductada e (ii) pelas relações angulares entre o tensor principal local (σ_{1L}) e o contorno continental.

No primeiro caso: (i) um elevado ângulo de inclinação favorece um maior encurtamento (ou achatamento) local por cisalhamento puro, enquanto que, (ii) um baixo ângulo de inclinação favorece uma situação tangencial que diminui os efeitos do achatamento, resultando em um menor encurtamento local (Figura 4).

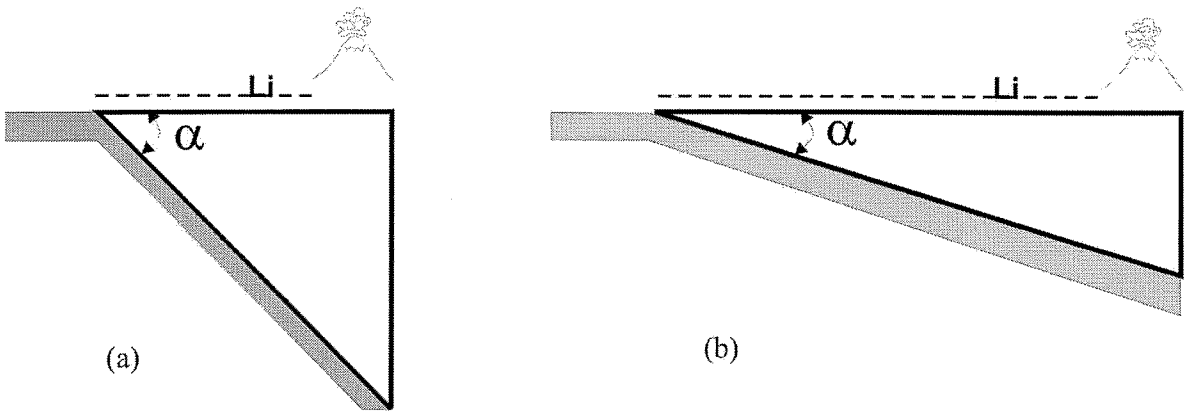


Figura 4. Ilustrações apresentando de modo esquemático as relações entre α e o encurtamento crustal resultante Li x Lf. (a) Quanto maior o ângulo de inclinação α, maior o encurtamento e mais próximo da trincheira estará o arco magmático e, (b) quanto menor o ângulo de inclinação, menor será o encurtamento. Li: comprimento inicial do encurtamento; Lf: comprimento final do encurtamento.

No segundo caso: (i) a ortogonalidade do σ_{1L} em relação ao contorno continental favorece a ação do cisalhamento puro enquanto que, a diagonalidade favorece a ação direta do cisalhamento simples. Existem aqui algumas diferenças entre os campos de tensão produzidos, tendo em vista que: (i) na situação ortogonal podem ser gerados pares conjugados de zonas de cisalhamento transcorrentes, tendo o tensor principal local (σ_{1L}) como bissetriz aguda, enquanto que, (ii) na situação diagonal, apenas uma das duas famílias de zonas de cisalhamento tenderia a ser formada, com o tensor principal local (σ_{1L}) ocupando uma posição lateral obliqua.

Na área estudada pode-se notar a presença dos dois fatores de influência acima mencionados, pois: (i) ela fica situada exatamente na zona de inflexão de Arica, na zona de encontro entre a placa de Nazca e a placa Sulamericana, ou seja, em uma região onde o

contorno continental é curvo e, (ii) exatamente neste local, a placa de Nazca apresenta um ângulo de inclinação de mergulho maior do que nas suas extensões para Norte e Sul (Isacks, 1988). Desta forma preve-se que haja uma significativa combinação local entre os cisalhamentos simples e puro.

Beck Jr (1998), baseado em dados paleomagnéticos, inferem uma rotação de 75° no sentido anti-horário para o setor norte do Oróclino da Bolívia e 50° horários para o sul, tendo em consideração o acúmulo das duas deformações: i) translação – Rotação (fase rígida), ii) cizalhamento (fase dúctil). Scanlan and Turner (1991), presumem uma rotação da ordem dos 10° no sentido anti-horário na porção norte de Chile, provavelmente em resposta ao cisalhamento *insitu*. Outros autores, Turner et al.(1984), Fortsythe et al., (1987), Tanak et al., (1984), Forsithe and Chisholm (1994), indicam rotações da cordilheira da costa, na ordem de 30° no sentido horário no território Chileno central.

Estes fatores influenciam na colocação de um ambiente de arco vulcânico, situado alongo da margem continental (16°- 26°S) entre o sul do Peru e norte de Chile (Arequipa – pIquique), onde a diferença do angulo de mergulho da placa Nazca no setor de Arequipa (30°) é maior que na localidade de Iquique (perto de 0°) (Kendrick et al., 1999). Esta diferencia de ângulo é responsável de uma menor rotação na porção sul devido à geometria da borda continental em relação aos vetores de movimentação da placa oceânica do Pacífico, que passa de situação obliqua (maior rotação) para ortogonal (menor rotação), favorecendo o posicionamento de uma zona de cizalhamento sinistral na porção norte. Ramos et al., (1999). Kendrick et al (1999), descrevem encurtamentos crustais da placa sulamericana para as posições de de Arequipa e Iquique, com velocidades de 10 e 24 mm por ano respectivamente, no sentido do continente (leste).

Efeitos do campo de tensão local atual na reorientação de estruturas

Pode ser notado, na área em questão, que o campo de vetores que controla a movimentação da placa oceânica encontra, de modo diagonal, a crosta continental. Associando-se esta observação ao quadro regional de falhas (Figura 5), pode-se notar que, além das falhas reversas, é produzida uma familia de falhas transcorrentes conjugadas. É importante salientar que o posicionamento do par conjugado atualmente visto não deve ser o mesmo que o de 50 Ma atrás. E, com efeito, a contínua compressão local deve ter causado uma maior abertura no

ângulo agudo original, tendendo a paralelizar, cada vez mais, as falhas produzidas no contorno continental. Sendo assim, a Zona de Cisalhamento de Incapuquio provavelmente deve ter sofrido uma rotação horária a partir de uma orientação mais próxima à direção E-W do que a observada atualmente.

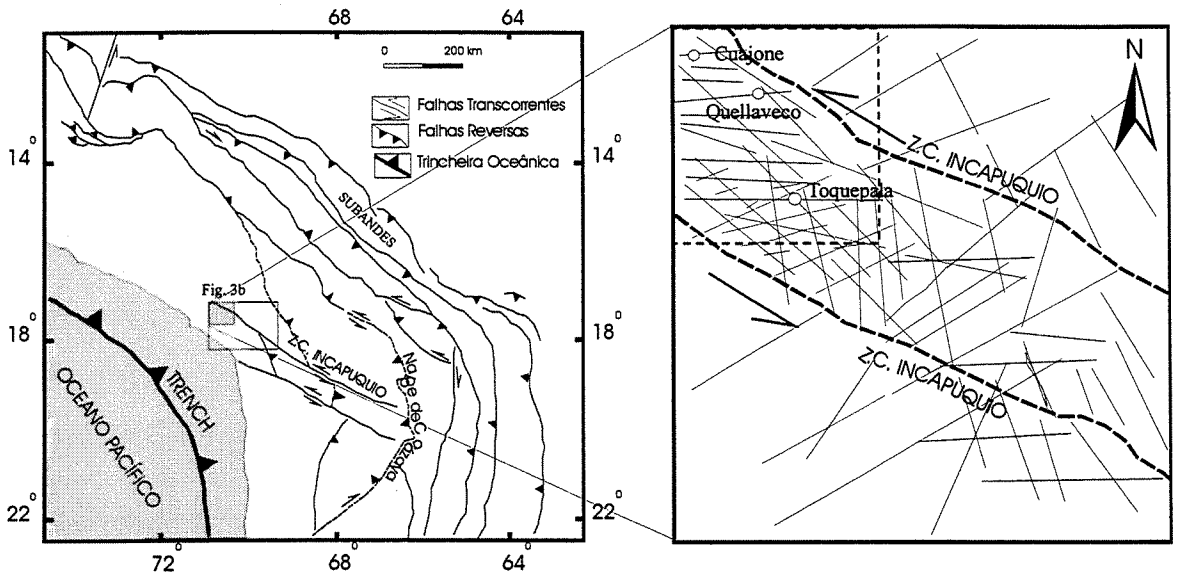


Figura 5, Em a, esboço tectônico da inflexão de Arica e localização da região correspondente à Fig 3b (modificado de baby et al, 1992). Em b, interpretação dos principais lineamentos estruturais rúpteis encontrados na Zona de Cisalhamento de Incapuquio, onde estão inseridas as mineralizações porfiríticas da área estudada (círculos cinzas), obtidas a partir da imagem Landsat (Tapia et al, 1998). Quadrado tracejado, área correspondente a Figura 6. Notar que as mineralizações encontramse posicionadas em falhas N 90° (aprox), correspondentes a fraturas do tipo T de uma transcorrência sinistral.

Esta informação é de suma importância, pois as mineralizações epitermais e porfiríticas de Cuaione, Quellaveco e Toquepala, estão localizadas hoje em falhamentos E-W, que não são paralelos ao vetor de deslocamento atual da placa oceânica (σ_{1L}).

Quando é considerada porém, a rotação imposta pelo encurtamento da Cordilheira dos Andes, a tendência é de se obter um posicionamento mais próximo ao paralelismo entre a orientação do σ_{1L} e as fissuras que alojam as mineralizações. Neste caso o campo de *stress* a 50 Ma atrás deveria ter sido muito mais propício a abertura destas falhas do que o atual.

A forma de distribuição destes depósitos sugere, durante o Eoceno, um alinhamento em três faixas de concentração orientadas aproximadamente ENE-WSW. Estas faixas poderiam representar *gashes* extensionais da transcorrência sinistral próxima a E-W, relacionada à colisão das placas continental e oceânica (Figura 5).

Com isto três importantes fenômenos tectôno-magmáticos ocorreram de modo sincrônico a cerca de 50 Ma atrás: (i) a geração do arco magmático, (ii) uma zona transcorrente sinistral e (iii) fraturas extensionais, que serviram de receptáculo às mineralizações porfiríticas e epitermais.

Este tipo de estruturas que controla o posicionamento dos corpos mineralizados são representados na segunda derivada vertical magnética (Figura 6, porção norte da Figura 5), permitindo observar as estruturas regionais que pertencem à zona de cisalhamento e hospedam os lineamentos extensionais T (NE-SW) mapeados em superfície e que devem ter rotacionado no sentido anti-horário ate a posição atual.

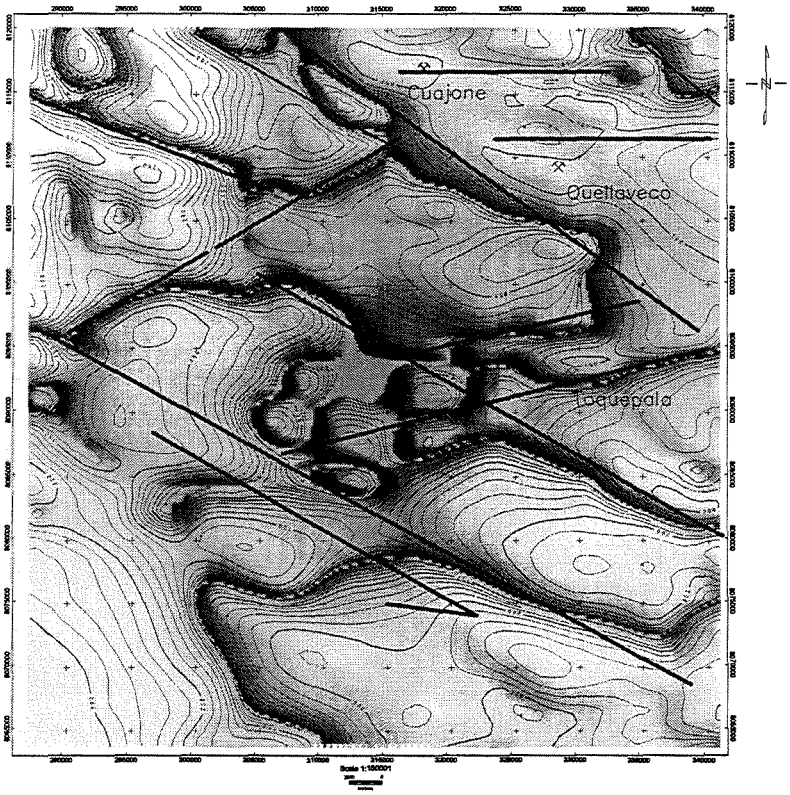


Figura 6, esta figura representa a porção tracejada da figura 3. É um mapa da segunda derivada vertical magnética da área de estudo. Nela podemos apreciar as estruturas regionais e locais com profundidades de ate 3 km. Pode se também observar a posição das minerações nas estruturas tipo T. As líneas tracejadas NW-SE representam à zona de cisalhamento de Incapuquio e a seta indica a movimentação da estrutura (sinistral).

Se este tipo de mecanismo pode ser adotado para o sul do Peru, mecanismos análogos podem ser sugeridos para explicar a existência e o posicionamento atual de depósitos minerais

relacionadas á faixas extensionais dentro zonas de cisalhamento transcorrentes por todo o cinturão orogênico andino.

CONCLUSÕES

Os depósitos porfiríticos de Cuajone, Quellaveco e Toquepala do sul do Peru, estão genéticamente relacionados á colisão das placas continental Sulamericana e oceânica de Nazca. Esta colisão gerou um campo de tensão localmente obliquo que produziu uma zona de cisalhamento rúptil sinistral com orientação originalmente mais próxima a E-W do que a atual. Dentro desta zona de cisalhamento foram geradas fraturas extensionais orientadas aproximadamente ENE-WSW as quais alojaram o magma que deu origem as mineralizações. Posteriormente estas estruturas foram rotacionadas, devido ao contínuo achatamento local da Cordilheira Andina, e passaram a ocupar as posições atualmente observadas.

REFERÊNCIAS

Beck Jr. M.E. 1998. On the mechanism of crustal block rotations in the Central Andes, *Techtonophysics*, 75-92.

Clark A.H., Tosdal R., Farrar E., Plazolles A. 1990. Geomorphologic environment and age of supergene enrichment of the Cuajone, Quellaveco and Toquepala porphyry copper deposits, southeastern-Perú. *Economic Geology* **85**: 1604-1628.

Corbett G.J. & Leach T.M. 1997. *Southwest Pacific gold-copper systems: structure, alteration and mineralization*, Short course manual, Australia, 225 pp.

Estrada F. 1975. Geologia de Quellaveco, *Boletin de la Sociedad Geológica del Perú*, **46**: 65-86

Forsythe R.D., Kent D.V., Mpodozis C., Davison, J. 1987. Paleomagnetism of Permian and Triasic rocks, Central Chilean Andes. In: Elliot, D.H., Collins, J.W., Mckenzie, G.D., (eds), Godwana Six. Am. *Geophysics Union Monography*, **41**: 241-252.

Forsythe R. & Chisholm L. 1994. Paleomagnetic and structural constrains on the rotations in the northern Chilean coast range. *J. S. Amsterdam Earth Science*, **7**: 279-295.

Hedenquist W.J. & White N. 1995. Epitermal gold deposits: styles, characteristics and exploration, *Soc. of Economic Geology*, **23**: 08-13.

Hedenquist W.J. 1996. Hydrotermal systems in volcanis arcs, origin and exploration for epithermal gold deposits. University of Genova, Mineralogy dep. 139 pp.

Kendrick E.C., Bevis M., Smalley Jr, R.F., Sifuentes, O., Galban F. 1999. Current rates of convergence across the Central Andes: estimates from continuous GPS observations. *Geophisical Research Letters*, V. 26, **5**: 541-544.

Kihiem A. 1979. *Geologie du porphyre cuprifere de Quellaveco, Perou*, doctoral thesis, Inst. Nat. Polytech, Lorraine, 167 pp.

Petersen U. & Vidal C.1996. Magmatic and tectonic controls on the nature and distribution of copper deposits in Peru. *Soc. Economic Geologist, Special Publication.* **5**: 01-18.

Ramos V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Journal of International Geoscience*, 22, **3**: 183-190.

Richard K. & Courtright H.W. 1958. Geology of Toquepala Peru. *Minning Eng.*, **10**: 262-266.

Satchwell P.C. 1983. Geología de la mina de Cuajoe. *Boletin de la Sociedad Geológica del Perú*, **72**: 127-146.

Sawkings F.J. 1990. Metal deposits in relation to Plate Tectonics. *Springer–Verlag, Berlin*, 461 pp.

Scanlan P.M. & Turner .1991. Structural constrains on the paleomagnetic rotations south of the Arica Bend, northern Chile: implications for the Bolivian Orocline.

Sillitoe, R. H., & Camus F, 1991, A history of gold in Chile, Economic Geology, v nº86, p 1153-1155.

Sillitoe, R. H., and McKee, E.H., 1996, Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province, Economic Geology, v. 91, p.164-179.

Sillitoe, R.H., 1972, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits, Economic Geology, v 67, pp 184 – 197.

Sillitoe, R.H., 1989, Gold deposits in western Pacific islands arcs: The magmatic conection, Economic Geology Monograph, nº6, p. 274-291.

Sillitoe, R.H., 1994, Erosion and collapse of volcanoes: causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits, Geology, v. 22, p. 945-948.

Stevenson, F.B., 1972, Southern Peru Copper Corporation, reporte interno inédito, *27pp.*

Tapia, C.H, Crosta, A.P & Souza Filho C.R., 1998, Analisis metalogenêtico da faixa porfirítica do SW, do Peru baseado em sensores remotos y dados geofísicos, Xl Congresso Brasileiro de Geologia, XL Congresso Brasileiro de Geologia, B.H, p. 185.

White, N. and Hedenquist, J.W., 1995, Epithermal gold deposits: styles characteristics and exploration, Soc. of Econ. Geol. nº 23, p. 8-13.

Zweng P.L. and Clark, A.H., 1984, Evolution of the Toquepala porphyry Cu (Mo) deposits, Peru, unpublised M.Sc. thesis, Kingston Queen's Univ, 131 pp.