



Número: 313/2004

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

DIEGO FERNANDO DUCART

Caracterização da alteração hidrotermal associada às ocorrências auríferas de Los Menucos, Argentina, por meio de técnicas de sensoriamento remoto e espectroscopia de reflectância

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Alvaro Penteadó Crósta

Co-orientador: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

CAMPINAS - SÃO PAULO
Fevereiro – 2004

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA DO IG - UNICAMP

D855c Ducart, Diego Fernando
Caracterização da alteração hidrotermal associada às ocorrências auríferas de Los Menucos, Argentina, por meio de técnicas de sensoriamento remoto e espectroscopia de reflectância / Diego Fernando Ducart.- Campinas,SP.: [s.n.], 2004.

Orientador: Álvaro Penteadó Crosta
Co-Orientador: Carlos Roberto de Souza Filho
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Alteração hidrotermal. 2. Ouro – Patagônia (Argentina). 3. Sensoriamento Remoto. 4. Espectroscopia. 5. Processamento de imagens-Técnicas digitais. 6. Análise espectral. I. Crósta, Alvaro Penteadó, II. Souza Filho, Carlos Roberto. III. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências III. Título.



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE**

DIEGO FERNANDO DUCART

**Caracterização da alteração hidrotermal associada às ocorrências auríferas de
Los Menucos, Argentina, por meio de técnicas de sensoriamento remoto e
espectroscopia de reflectância**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Alvaro Penteado Crósta

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Carlos Roberto Souza Filho

Aprovada em: 16/02/2004

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Alvaro Penteado Crósta -orientador _____ - Presidente

Prof. Dr. Paulo Roberto Meneses -UNB _____

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier - IG/UNICAMP _____

Fevereiro de 2004

AGRADECIMENTOS

Agradeço principalmente a Deus, e a meus pais por seu infinito amor e apoio.

A Marcelo, Miriam, Javier e Dafne, e aos “locos bajitos” de meus sobrinhos, Exequiel, Florencia e a meu outro sobrinho que está chegando.

A Pelu que, por seu imenso amor, paciência e apoio.

Ao CNPq pela bolsa de mestrado.

Ao Prof. Dr. Alvaro P. Crosta pela orientação e discussão do trabalho.

Ao Prof. Dr. Carlos R. de Souza Filho pela co-orientação e discussões.

À empresa de mineração IAMGOLD Argentina S.A., e a Richard Spencer, Francisco ‘Chico’ Azevedo, e Colin Brodie, por o apoio e por ter disponibilizado os dados da área de exploração de Los Menucos.

A Rômulo Simões Angélica pela ajuda e dados de DRX.

A Roberto Perez Xavier e Adalene Moreira Silva pelas críticas e sugestões na Qualificação.

Aos professores Jacinta Enzweiler, Asit Choudhuri, Job Batista, Alfonso Schrank, Ardemírio de Barros Silva e Giorgio Basilici, pelo apoio e eventuais ajudas.

Aos técnicos de informática Paulo Ferreira e Ricardo Campos Passanezi pela paciência.

Aos funcionários do IG: Valdirene Pinotti, Mauricia, Edinalva, Cristina, Rinaldo e Aníbal pelo apoio e paciência.

A Barata e Solange pela sincera amizade.

À cabeça Coniglio pela amizade, apoio e sugestões.

A meus amigos: Bienvenido, Marcio, Carlos, Cristina e Alejandro, Jimena e Guillermo, William, Juliano e Irian, Catarina, Ingrid, Rosemary, Venissa e Ricardo, Mário, Cleyton, Zé ‘granola’, Sandra e família, Rodrigo, Joseane, Shirley, Alexandre, Zé ‘baiano’, Dudu e família do GOU, José Filippini, Porpeta, Daniela, Marinaldo, Ricardo, Victor, etc, etc, etc...

Aos amigos da república: Ricardo, Daniel e Wagner.

Aos amigos e professores que estão a mais de três mil km de distancia, mas que estão sempre perto: Marito, Daniela, Alina, David, Cecília Lucero, Guillermo, Yerry, Papopi, Toti, Juanpa, Ana Esparza, Nano, Daniel Origlia, Pámela, Román e Seba.

A Arnaldo, Vilma e família.

Aos amigos ‘manyines y sinuqueros’ Paragua, Paco, Omar e sua família.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO.....	1
1.1 INTRODUÇÃO.....	1
1.2 OBJETIVOS.....	2
1.3 EQUIPAMENTOS, BASE DE DADOS E MÉTODOS.....	3
1.3.1 Equipamentos.....	3
1.3.2 Base de Dados.....	3
1.3.3 Programas.....	4
1.3.4 Etapas e Métodos de Trabalho.....	5
1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	7
1.5 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS E CLIMÁTICOS.....	7
CAPÍTULO 2: ASPECTOS GEOLÓGICOS.....	9
2.1 APRESENTAÇÃO.....	9
2.2 DEPÓSITOS EPITERMAIS DE METAIS PRECIOSOS.....	9
2.2.1 Tipos de depósitos epitermais.....	10
2.2.1.1 Depósitos de Alta Sulfetação.....	12
2.2.1.2 Depósitos de Baixa Sulfetação.....	13
2.3 GEOLOGIA REGIONAL.....	14
2.3.1 Embasamento Proterozóico.....	16
2.3.2 Rochas marinhas Silurianas.....	17
2.3.3 Granitoides Paleozóicos.....	17
2.3.4 Complexo vulcânico Triássico-Jurássico.....	17
2.3.5 Rochas sedimentares Cretáceo-Terciárias.....	19
2.3.6 Basaltos Cenozóicos.....	19
2.3.7 Depósitos Quaternários.....	19
2.4 GEOLOGIA LOCAL.....	19
2.4.1 Apresentação.....	19
2.4.2 Prospecto Cerro Abanico.....	20
2.4.3 Prospecto Cerro La Mina.....	21
2.4.4 Considerações estruturais.....	21
2.4.5 Aspectos metalogenéticos.....	23
2.4.5.1 Prospecto Cerro Abanico.....	24
2.4.5.2 Prospecto Cerro La Mina.....	25
CAPÍTULO 3: ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS ESPECTRAIS.....	27
3.1 INTRODUÇÃO.....	27
3.2 ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA: FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	28
3.2.1 Fatores que afetam as medições espectrais.....	28
3.2.2 Espectro-radiômetros de reflectância.....	29
3.2.3 Feições de absorção.....	30
3.2.4 Feições de absorção de minerais de alteração.....	30
3.2.5 Remoção do contínuo.....	32
3.3 CARACTERIZAÇÃO ESPECTRAL QUALITATIVA.....	33
3.3.1 Criação da biblioteca espectral de referência.....	34
3.3.2 Identificação mineralógica.....	35
3.3.3 Resultados.....	35
3.3.3.1 Caulinita e dickita.....	37
3.3.3.2 Ilita - sericita.....	37
3.3.3.3 Quartzo ou sílica.....	38
3.3.3.4 Alunita.....	38
3.3.3.5 Esmectita.....	38
3.4 CARACTERIZAÇÃO ESPECTRAL QUANTITATIVA.....	44
3.4.1 Procedimento e resultados.....	46

3.4.1.1	Caulinita	46
3.4.1.2	Dickita	49
3.5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	50
CAPITULO 4: APLICAÇÃO DE TÉCNICAS DE CLASSIFICAÇÃO HIPERESPECTRAL UTILIZANDO O SENSOR ASTER		53
4.1	O SENSOR ORBITAL ASTER.....	53
4.2	ESPECTROSCOPIA DE IMAGEAMENTO	54
4.3	CORREÇÃO ATMOSFÉRICA DA IMAGEM ASTER	56
4.4	CARACTERIZAÇÃO ESPECTRAL DOS MINERAIS DE REFERÊNCIA	59
4.5	PROCESSAMENTO HIPERESPECTRAL DA IMAGEM ASTER.....	61
4.5.1	<i>Imagem de Entrada para o Processamento</i>	62
4.5.2	<i>Transformação Minimum Noise Fraction (MNF)</i>	63
4.5.3	<i>Índice de Pureza do Pixel (PPI - Pixel Purity Index)</i>	65
4.5.4	<i>Visualização n-Dimensional</i>	67
4.5.5	<i>Métodos de Mapeamento Espectral</i>	68
4.5.5.1	Spectral Angle Mapper (SAM).....	69
4.5.5.2	Mixture Tuned Matched Filtering (MTMF)	70
4.5.5.3	Resultados Obtidos com os Métodos de Mapeamento Espectral.....	72
CAPITULO 5: CONCLUSÕES		78
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....		80

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1:	Estratégia para exploração por sensoriamento remoto de depósitos epitermais seguida neste trabalho	6
Figura 1.2:	Localização da área de estudo	7
Figura 2.1:	Corte transversal mostrando um estrato-vulcão com intrusões subvulcânicas associadas	10
Figura 2.2:	Esboço das zonas de alteração hidrotermais associadas a depósitos epitermais de alta e baixa sulfetação	14
Figura 2.3:	Principais províncias geológicas da Patagônia	15
Figura 2.4:	Principais feições geológicas do Maciço de Somún Curá e províncias geológicas adjacentes	16
Figura 2.5:	Esboço estrutural da região de Los Menucos	22
Figura 2.6:	Mapa Geológico de Los Menucos	23
Figura 2.7:	Fotografias da área de estudo	26
Figura 3.1:	Espectros dos principais minerais de alteração extraídos da biblioteca espectral do USGS e utilizados neste trabalho como referência	31
Figura 3.2:	Métodos de remoção do contínuo: por “diferença do contínuo” e por “quociente do contínuo”	32
Figura 3.3:	Foto mosaico mostrando a localização das malhas de amostragem para as medições com PIMA	33
Figura 3.4:	Mapa da alteração hidrotermal dos prospectos Cerro La Mina e Cerro Abanico	36
Figura 3.5:	Espectro de reflectância da amostra 33028 de Cerro La Mina (caulinita)	40
Figura 3.6:	Espectro de reflectância da amostra 32543 de Cerro La Mina (37% de dickita + 63% de caulinita)	40
Figura 3.7:	Espectro de reflectância da amostra 32381 de Cerro La Mina (dickita)	40
Figura 3.8:	Espectro de reflectância da amostra 14452 de Cerro La Mina (94% de dickita + 6% de gipsita em)	41
Figura 3.9:	Espectro de reflectância da amostra 33155 de Cerro Abanico (ilita)	41
Figura 3.10:	Espectro de reflectância da amostra 33333 de Cerro Abanico (sericita)	41
Figura 3.11:	Espectro de reflectância da amostra CM128 de Cerro La Mina (quartzo)	42
Figura 3.12:	Espectro de reflectância da amostra 32189 de Cerro La Mina (alunita)	42
Figura 3.13:	Espectro de reflectância da amostra 32301 de Cerro La Mina (esmectita)	42
Figura 3.14:	Difratogramas de amostras de Cerro La Mina (LM9, LM20 e LM24) tratadas pelo método do pó com radiação de $CuK\alpha$	43
Figura 3.15:	Difratograma da amostra LM9 de Cerro La Mina tratada pelo método da lâmina orientada, glicolada e aquecida, utilizando radiação de $CuK\alpha$	44
Figura 3.16:	Difratograma da amostra LM24 de Cerro La Mina tratada pelo método da lâmina orientada, glicolada e aquecida, utilizando radiação de $CuK\alpha$	44
Figura 3.17:	Feição de absorção dupla de 2,206 μm de um espectro de caulinita de cristalinidade alta (com remoção do contínuo) do prospecto Cerro La Mina	47
Figura 3.18:	Gráfico de dispersão comparando valores do índice de cristalinidade de caulinita (Ck), com a profundidade da feição de absorção de 2,206 μm dos espectros do prospecto Cerro La Mina	47
Figura 3.19:	Figuras mostrando a feição de absorção dupla de 2,2 μm correspondentes a espectros de reflectância de caulinita com diferentes graus de cristalinidade	48
Figura 3.20:	Mapa do grau de cristalinidade da caulinita do Prospecto Cerro La Mina	49
Figura 3.21:	Mapa do grau de cristalinidade da dickita, no Prospecto Cerro La Mina	51
Figura 3.22:	Mapa da alteração hidrotermal dos prospectos Cerro La Mina e Abanico combinado com os	52

conteúdos de Au

Figura 4.1:	Conceito da espectroscopia de imageamento	55
Figura 4.2:	Imagem ASTER (banda 3) mostra a localização de alguns pontos onde foram realizadas medições espectro-radiométricas de campo	58
Figura 4.3:	Espectros de campo obtidos com o instrumento PIMA dos principais minerais de alteração hidrotermal de Los Menucos, utilizados na criação da biblioteca espectral	60
Figura 4.4:	Fluxogramas das operações feitas no processamento hiperespectral com o programa ENVI	62
Figura 4.5:	Gráfico mostrando os autovalores e as bandas transformadas pelo MNF do processamento hiperespectral na imagem ASTER de Los Menucos	64
Figura 4.6:	Bandas resultantes da transformação MNF da imagem ASTER de Los Menucos	64
Figura 4.7:	Modelo de mistura linear macroscópica para a projeção de um simples pixel no terreno	65
Figura 4.8:	Misturas artificiais, geradas com o programa ENVI, de espectros puros obtidos em campo (PIMA) seguindo o modelo de mistura linear	66
Figura 4.9:	Janela do programa ENVI mostrando a visualização n-dimensional e seus controles para a seleção dos <i>endmembers</i> da imagem ASTER de Los Menucos	67
Figura 4.10:	O espectro do pixel (<i>t</i>) e o espectro de referência (<i>r</i>) são plotados como pontos num diagrama de dispersão de valores de pixels	69
Figura 4.11:	Diagrama mostrando a técnica <i>Mixture Tuned Matched Filtering</i> .	70
Figura 4.12:	Método para identificar os pixels que melhor se ajustam ao espectro do <i>endmember</i> e que não correspondem a ‘falsos positivos’	71
Figura 4.13:	Resultado da classificação SAM (classes 1 a 7) da imagem ASTER de Los Menucos, utilizando o método dos <i>endmembers</i> derivados, tendo como fundo a banda 3 do ASTER	74
Figura 4.14:	Espectros de reflectância das classes (<i>endmembers</i>) derivados da imagem comparados com espectros de minerais de referência de campo e laboratório	75
Figura 4.15:	Resultado da classificação MTMF (em cores) na imagem ASTER de Los Menucos, utilizando o método dos <i>endmembers</i> conhecidos, tendo como fundo a banda 3 do ASTER	77

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1:	Características principais dos depósitos epitermais de alta e baixa sulfetação	11
Tabela 3.1:	Principais bandas de absorção relacionadas à presença de íons ou moléculas em minerais	31
Tabela 3.2:	Amostras da biblioteca da USGS selecionadas como minerais de referência para classificação pelo SIMIS	34
Tabela 3.3:	Composições químicas dos principais minerais caracterizados espectralmente	36
Tabela 4.1:	Características principais do sensor ASTER	53
Tabela 4.2:	Principais sensores de imageamento orbitais e aereo-transportados	56
Tabela 4.3:	Seqüência para o processamento com técnicas hiperespectrais	62



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

**Caracterização da alteração hidrotermal associada às ocorrências auríferas de
Los Menucos, Argentina, por meio de técnicas de sensoriamento remoto e
espectroscopia de reflectância**

RESUMO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

DIEGO FERNANDO DUCART

Foram avaliadas neste estudo estratégias exploratórias para a caracterização da alteração hidrotermal do distrito Los Menucos, por meio de espectroscopia de reflectância e do processamento digital de imagens orbitais do sensor ASTER. O distrito Los Menucos está localizado na Patagônia e inclui os prospectos Cerro La Mina e Cerro Abanico. É constituído por extensa alteração hidrotermal, à qual se associam mineralizações epitermais de ouro. Estas mineralizações estão alojadas em rochas vulcânicas Neo-Triássicas do Maciço de Somún Curá.

Análise qualitativa de 1.089 espectros de reflectância, na faixa do infravermelho de ondas curtas, permitiu a identificação da mineralogia de alteração hidrotermal, bem como de sua distribuição espacial. No prospecto Cerro La Mina foi determinada a presença de quartzo + alunita + dickita + caulinita (alteração argílica avançada) no setor sudoeste, de intensa silicificação (quartzo) no setor centro-sul, passando para dickita, dickita+caulinita, caulinita e ilita (alteração argílica) no setor central e nordeste. Este padrão de alteração indica um aumento da paleo-temperatura de formação destes minerais em direção a sudoeste, coincidindo com os maiores conteúdos de ouro do prospecto, encontrados neste setor. No prospecto Cerro Abanico, foi determinada a presença de uma zona central com alteração fílica (sericita+quartzo), tendo ao seu redor uma zona de extensa alteração argílica (ilita±esmectita±caulinita), características que sugerem tratar-se de um sistema epitermal de baixa sulfetação. A alteração fílica, junto com a ausência de mineralização de Au, indica paleo-temperaturas mais altas dos fluídos na porção central, que pode corresponder a um nível mais profundo do sistema. Análises quantitativas, feitas por meio de índices calculados com base nos espectros de reflectância do prospecto Cerro La Mina, mostraram-se úteis na determinação do grau de cristalinidade de minerais de alteração, indicando as possíveis direções de aumento das paleo-temperaturas dos fluídos hidrotermais.

O estudo da composição e distribuição da alteração hidrotermal do distrito de Los Menucos a partir de imagens do sensor multiespectral orbital ASTER foi também objeto do estudo. Foram aplicados métodos de classificação espectral SAM (*Spectral Angle Mapper*) e MTMF (*Mixture Tuned Matched Filtering*), os quais permitiram identificar o zoneamento hidrotermal associado a ambos prospectos. O método MTMF, aplicado às bandas espectrais do SWIR (bandas 4 a 9), demonstrou maior eficiência no mapeamento da mineralogia de alteração. Demonstrou-se assim, que apesar do número relativamente reduzido de bandas espectrais disponíveis neste sensor, é possível determinar a presença dos minerais de alteração caulinita/dickita, alunita, ilita, sericita (mica branca) e quartzo, o que torna o ASTER um sensor importante em atividades de exploração mineral para depósitos epitermais.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

**Caracterização da alteração hidrotermal associada às ocorrências auríferas de
Los Menucos, Argentina, por meio de técnicas de sensoriamento remoto e
espectroscopia de reflectância**

ABSTRACT

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

DIEGO FERNANDO DUCART

Exploration strategies for the characterization of hydrothermal alteration in the Los Menucos district were evaluated by means of reflectance spectroscopy and image processing of ASTER satellite imagery. The district is located in Patagonia, Argentina, and comprises the Cerro La Mina and Cerro Abanico prospects. It includes extensive hydrothermal alteration, with epithermal gold mineralization, hosted by Neo-Triassic volcanic rocks of the Somún Curá Massif.

Quantitative analysis of 1,089 reflectance spectra in the shortwave infrared allowed the mineralogical characterization of the alteration, as well as the establishment of its spatial distribution. In the Cerro La Mina prospect, quartz+alunite+dickite-kaolinite (advanced argillic alteration) was identified in the southwest sector, together with intense silicification (quartz) in the south-central sector, changing into dickite, dickite+kaolinite, kaolinite and illite (argillic alteration) in the central and northeast sectors. This alteration pattern indicates an increase in the paleo-temperatures of formation of these minerals towards southwest, coinciding with higher Au grades of the prospect, found in this sector. In Cerro Abanico, the presence of a central zone containing phyllic alteration (sericite+quartz) was established, surrounded by an extensive zone of argillic alteration (illite±smectite±kaolinite), therefore suggesting a low-sulphidation epithermal system. The phyllic alteration, together with the absence of Au, indicates higher paleo-temperatures of the fluids in the central portion, which may correspond to a deeper level in the system. Quantitative analysis, by means of indexes calculated based on reflectance spectra of Cerro La Mina, were found useful for establishing the degree of crystallinity of some alteration minerals, indicating the possible directions of increase in paleo-temperatures of hydrothermal fluids.

The study of the composition and spatial distribution of alteration minerals in the Los Menucos district based on ASTER satellite images was also undertaken. Image processing techniques for spectral classification were applied to the SWIR bands, such as SAM (*Spectral Angle Mapper*) and MTMF (*Mixture Tuned Matched Filtering*). The latter technique proved to be more efficient for mapping the alteration mineralogy. It has been demonstrated that, despite the relatively reduced number of bands available in this sensor, it is possible to identify the presence of some key alteration minerals, such as kaolinite/dickite, alunite, illite, sericite (white mica) and quartz, which makes ASTER a sensor of choice for mineral exploration of epithermal deposits.

CAPÍTULO 1: *INTRODUÇÃO*

1.1 INTRODUÇÃO

Importantes depósitos epitermais de metais preciosos, alojados em rochas vulcânicas Triássicas-Jurássicas, foram descobertos nos últimos dez anos na Patagônia Argentina. As zonas de alteração, que comumente envolvem este tipo de mineralização, são um dos alvos mais importantes na exploração mineral por sensoriamento remoto (Sabine 1999). Este é o caso do distrito epitermal Los Menucos, localizado na Patagônia Argentina, cuja alteração vem sendo estudada por meio do sensor orbital Landsat TM há alguns anos. Este distrito, ainda pouco estudado e atualmente em fase de exploração, apresenta mineralizações de ouro-prata hospedadas em rochas vulcânicas Neo-Triássicas do Maciço de Somún Curá. Dada sua potencialidade econômica, características geológicas e de alteração hidrotermal, aliados a aspectos fisiográficos favoráveis (clima árido, pouca vegetação e pouca alteração intempérica), foram desenvolvidas, neste estudo, estratégias exploratórias para sua caracterização por meio de sensoriamento remoto e espectroscopia de reflectância.

Todos os materiais possuem propriedades de reflectância que variam em função dos comprimentos de onda do espectro eletromagnético. Sensores podem ser utilizados para medir a intensidade da radiação refletida, proveniente de rochas ou minerais, na região dos comprimentos de onda do visível-infravermelho próximo (VNIR) e infravermelho de onda curta (SWIR), correspondentes ao intervalo de 0,4 a 2,5 microns (μm). A forma total do espectro de reflectância, resultante da combinação da posição, forma e intensidade das feições de absorção, depende da composição química e mineralógica da amostra. Os espectros de reflectância podem assim ser usados para identificar a mineralogia de amostras estudadas. Este é o fundamento para a exploração mineral utilizando espectro-radiômetros de campo e por sensores remotos, operando tanto no nível aéreo como também orbital (satélites).

As zonas de alteração hidrotermal, representadas por sucessões de assembléias minerais ou gradações espaciais da composição e cristalinidade dos minerais de alteração, refletem gradientes químicos e de temperatura em sistemas hidrotermais. Estas zonas podem fornecer

importante informações relacionadas ao tipo e localização do minério, como também dos processos formadores (Sabine 1999). Estas zonas de alteração hidrotermal são caracterizadas por minerais contendo radicais OH⁻ (argilo-minerais, filossilicatos), sulfatos e carbonatos. Estes minerais absorvem radiação incidente em comprimentos de ondas específicos e em quantidades relativas que são diagnósticas das espécies minerais. Geralmente, é difícil identificar no campo estes minerais, tipicamente de granulometria fina.

Nas últimas décadas, sensores remotos multiespectrais, como aqueles da série Landsat, têm sido aplicados com sucesso em estudos de zonas de alteração hidrotermal (Kruse 1989, Rockwell 1989, Loughlin 1991, Crósta & Rabelo 1993, Spatz 1996, Ruiz-Armenta & Proh-Ledsma 1998, Tangestani & Moore 2001). No entanto, o lançamento do sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission Reflection Radiometer*), em dezembro de 1999, trouxe novos benefícios ao mapeamento destas zonas de alteração, iniciando uma fase promissora no sensoriamento remoto orbital de recursos terrestres. O sensor ASTER, operando a bordo do satélite Terra, possui 14 bandas espectrais distribuídas entre as faixas do visível e do infravermelho termal do espectro eletromagnético. Destas, as bandas pertencentes ao VNIR e ao SWIR foram selecionadas para a realização deste estudo, com o propósito de reconhecimento mineralógico.

Trabalhos recentes utilizando este sensor para o mapeamento de minerais de alteração têm aprovado sua efetividade (Yamaguchi & Takeda 2001, Kruse *et al.* 2002b, Souza Filho *et al.* 2003, Crósta *et al.* 2003b, Marquetti *et al.* 2003, Azcurra *et al.* 2003, Rowan *et al.* 2003). A literatura sobre aplicações do sensor ASTER no estudo de depósitos minerais vem crescendo num ritmo acelerado, embora ainda não existam muitos trabalhos aplicados a depósitos epitermais de metais preciosos.

1.2 OBJETIVOS

- caracterizar a alteração hidrotermal associada às ocorrências de ouro de Los Menucos, a partir de uma análise qualitativa e quantitativa de dados de espectroscopia de reflectância;
- testar os dados do sensor ASTER no mapeamento mineralógico de áreas potenciais para a ocorrência de depósitos do tipo epitermal de metais preciosos;

- avaliar técnicas de processamento digital, aplicadas às imagens ASTER visando o mapeamento de áreas de alteração hidrotermal em clima árido;

1.3 EQUIPAMENTOS, BASE DE DADOS E MÉTODOS

1.3.1 Equipamentos

- Espectro-radiômetro de reflectância *FieldSpec Full Resolution*[®] (FR), fabricado pela *Analytical Spectral Devices* (ASD), pertencente ao Laboratório de Espectroscopia de Reflectância (LER) do Instituto de Geociências da UNICAMP.
- Espectro-radiômetro de reflectância PIMA[®] (*Portable Infrared Mineral Analyser*), fabricado pela *Integrated Spectronics Pty Ltd*, pertencente à empresa *IAMGOLD* Argentina.
- *GPS Trimble ScoutMaster*.
- Difrator de raios-X de marca PHILIPS, modelo PW 3710 BASED, equipado com ânodo de cobre ($\lambda_{CuK\alpha 1} = 1,54060 \text{ \AA}$), com monocromador e gerador de tensão e corrente ajustados para 45 kV e 40 mA, respectivamente. O equipamento pertence ao Laboratório de Difração de Raios X do Centro de Geociências da UFPa e está sob a responsabilidade do Grupo de Mineralogia Aplicada.
- Difrator de raios-X de marca Siemens D5000, equipado com ânodo de cobalto com monocromador e gerador de tensão e corrente ajustados para 35 kV e 25 mA, respectivamente. Este equipamento pertencente ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP/Rio Claro.

1.3.2 Base de Dados

- Imagem do sensor multiespectral orbital ASTER, adquirida em 6 de junho de 2002, cobrindo as regiões do visível-infravermelho próximo (VNIR), infravermelho de ondas curtas (SWIR) e termal (TIR) do espectro eletromagnético, em 14 bandas espectrais, com resolução espacial variando entre 15 e 90 metros.
- 30 espectros de reflectância de amostras da zona de estudo, obtidas em laboratório com o espectro-radiômetro de reflectância *FieldSpec-FR*, cobrindo o VNIR-SWIR.
- Mapa geológico na escala 1:100.000 da Folha 4169-II, Los Menucos, Río Negro, Argentina, produzido pelo *Servicio Geológico Minero Argentino* (SEGEMAR) em 1999.

Aos anteriores se somam os seguintes dados cedidos pela empresa de mineração *IAMGOLD* Argentina S.A., que tem concessão para exploração de ouro no distrito de Los Menucos:

- 1.059 espectros de refletância obtidos com o espectro-radiômetro PIMA (cobrindo o SWIR). A amostragem foi feita seguindo uma malha retangular regular, segundo linhas ortogonais às zonas mineralizadas (de orientação nordeste), espaçadas 200 m entre si e com espaçamento entre os pontos de coleta de 50 m. A posição dos pontos inicial e final de cada linha foi medida com GPS diferencial para melhorar sua acurácia (erro de ± 3 m).
- 3.281 resultados de análises geoquímicas feitas a partir da amostragem de rochas (*rock chip sampling*). A amostragem foi feita seguindo a mesma malha utilizada para espectroscopia.
- Mapa geológico digital do prospecto Los Menucos na escala de 1:10.000 a 1:5.000; para alguns setores específicos, há informação de maior detalhe, na escala de até 1:500.
- Foto-mosaico digital, na escala de 1:5.000, geo-referenciado a partir de pontos medidos com GPS diferencial, com precisão de ± 3 m.

1.3.3 Programas

Os seguintes programas, disponíveis no LAPIG/IG-UNICAMP, foram utilizados neste trabalho:

- programas de processamento de imagens: ER-Mapper[®] e ENVI[®] (RSI);
- programas para análise dos dados de espectroscopia de refletância: SIMIS[®] Field 2.9, SIMIS[®] FeatureSearch 1.6 e ENVI[®] (RSI);
- programas para integração de dados - Sistema de Informações Geo-Referenciadas: Arc-View[®] 3.2 (ESRI) e Arc-GIS[®] 8.2 (ESRI);
- programa para desenho: Corel Draw[®] 11;

O programa utilizado para interpretação das análises de difração de raios X, feitas na Universidade de Rio Claro, foi o EVA[®] 2.0.

Para a DRX, utilizou-se o programa APD (PHILIPS) para processamento digital dos registros obtidos e o programa MINERVA, como banco de dados das fichas dos picos dos minerais encontrados (baseados no ICDD – *International Center for Diffraction Data*). Os gráficos foram plotados com auxílio do programa Origin 4.1.

1.3.4 Etapas e Métodos de Trabalho

- Levantamento bibliográfico sobre a geologia da área de estudo, depósitos epitermais de metais preciosos, sensoriamento remoto e processamento de imagens.
- Organização, simplificação e atualização do mapa geológico fornecido pela *IAMGOLD* no ambiente ArcView-ArcGIS.
- Medição, análise e interpretação de espectros de reflectância da zona de estudo. A análise e interpretação das curvas espectrais foram feitas de forma qualitativa e quantitativa. A análise qualitativa visou determinar, tanto nas curvas espectrais cedidas pela *IAMGOLD* como as obtidas neste trabalho, os minerais ou mistura de minerais presentes em cada amostra. Já a análise quantitativa se baseou na medição sistemática das profundidades de algumas feições de absorção dos espectros de reflectância das amostras, com o objetivo de mapear a variação da cristalinidade dos principais minerais de alteração hidrotermal.
- Geo-referenciamento da imagem ASTER, com base no foto-mosaico orto-geo-referenciado.
- Processamento digital de imagens para a identificação de minerais de alteração hidrotermal, aplicando técnicas de classificação hiperspectrais adaptadas para os dados multiespectrais do sensor ASTER.
- Trabalho de campo, que consistiu no reconhecimento das principais unidades geológicas previamente mapeadas pela *IAMGOLD*, como também na verificação dos resultados obtidos no processamento da imagem ASTER. Foram coletadas 50 amostras de rochas para posterior análise com os espectro-radiômetros de reflectância PIMA e FieldSpec FR.

Na [Figura 1.1](#), é apresentada a estratégia de sensoriamento remoto de exploração adotada neste trabalho, baseada na proposta de Sabine (1999). Tal estratégia parte de um modelo de depósito mineral e busca definir os dados de sensoriamento remoto e os métodos mais apropriados à localização de tipos específicos de depósitos.

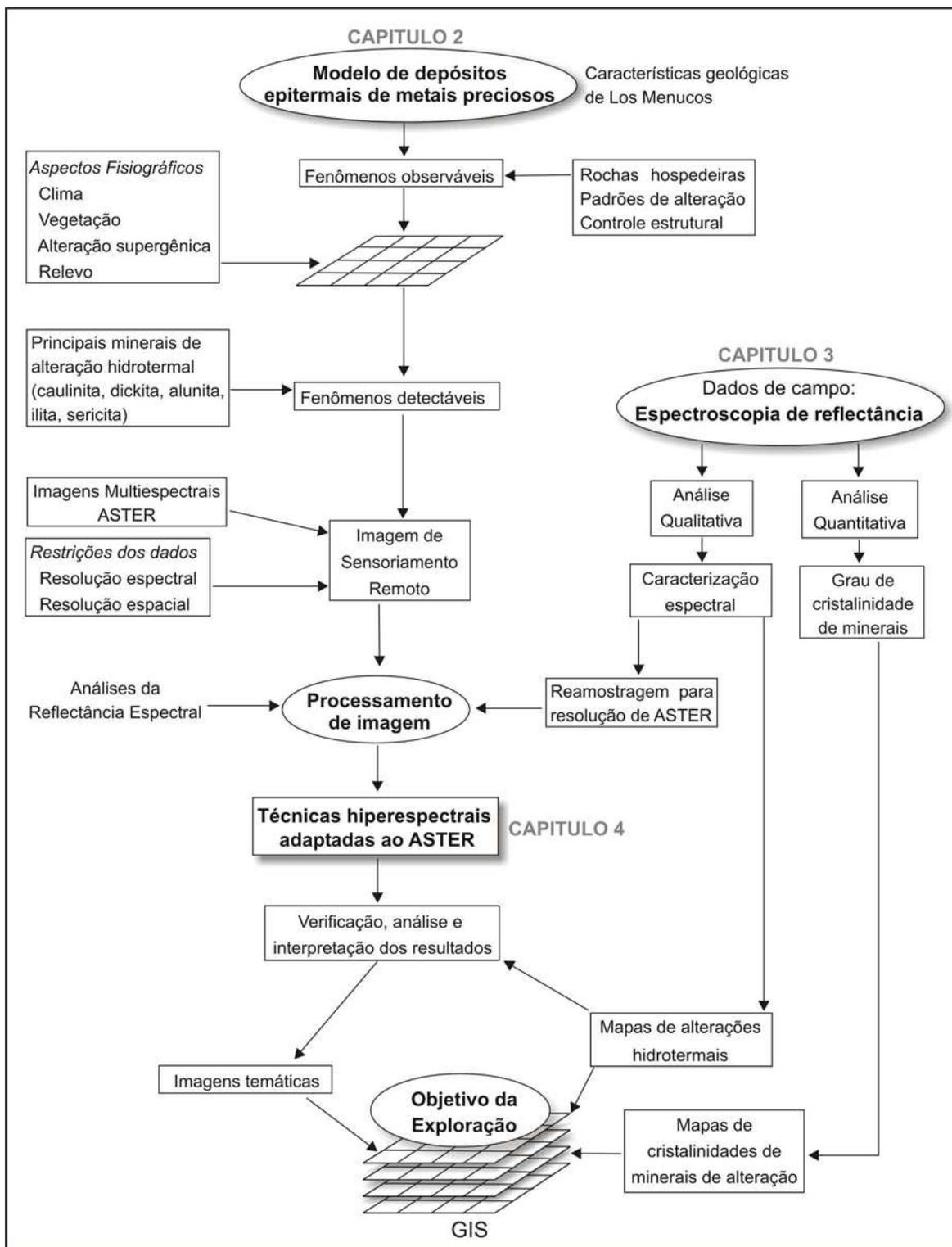


Figura 1.1: Estratégia para exploração por sensoriamento remoto de depósitos epitermais seguida neste trabalho (Adaptado de Sabine 1999).

1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo localiza-se na porção norte da Patagônia Argentina, no centro da Província de Rio Negro (Figura 1.2). As principais zonas de mineralização estudadas localizam-se numa área de 215 Km² ao sudoeste do povoado Los Menucos (67° 51' 0,5'' de longitude oeste e 40° 52' 54,6'' de latitude sul).

O povoado de Los Menucos (2.330 habitantes) encontra-se a 300 m acima do nível do mar e pode ser acessado a partir de San Carlos de Bariloche, na Cordilheira dos Andes, ou de Santo Antonio Oeste (próximo ao balneário Las Grutas), no litoral, por meio da estrada nacional 23. Opcionalmente, pode ser acessado por via aérea, de Buenos Aires até Neuquén (1.178 km), e de Neuquén até Los Menucos pela estrada nacional 6 (285 km), passando pela cidade de General Roca. As zonas mineralizadas podem ser acessadas, a partir do povoado de Los Menucos, através de numerosos caminhos de terra pelos quais se pode transitar com veículo com tração 4x4.

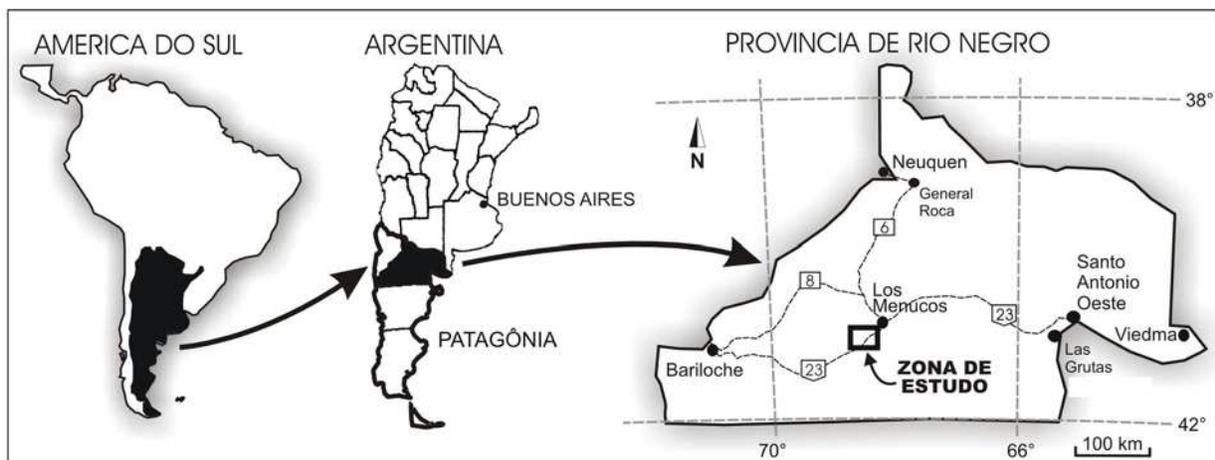


Figura 1.2: Localização da área de estudo

1.5 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS E CLIMÁTICOS

Os aspectos fisiográficos (principalmente o clima e a vegetação) constituem fatores que influenciam e muitas vezes restringem o uso de técnicas de sensoriamento remoto, já que podem mascarar informações espectrais dos diferentes materiais. Por consequência, é importante conhecer cada um destes aspectos com o objetivo de otimizar o processamento digital das imagens de sensoriamento remoto.

O clima da região é árido continental. A precipitação média anual não supera os 150 mm, sendo amplamente excedida pela evapotranspiração potencial ao longo de todo o ano (Lambán

1999). A temperatura média anual é de 14°C, sendo que as temperaturas máximas absolutas variam entre 35 e 40°C, e as mínimas absolutas, entre -9 e -15°C. A umidade média do ambiente é de 40% no verão e 70% no inverno. A região é caracterizada por uma alta luminosidade durante todo o ano. O céu sob a região se apresenta normalmente com poucas nuvens, sendo que 150 dias ao ano está totalmente livre de nuvens.

O relevo da região de estudo é constituído por serras e mesetas vulcânicas de altitudes variáveis (chegando nos setores mais altos a 1000 m.s.n.m.), circundadas por extensas planícies de sedimentos pedregosos e depressões estruturais, algumas ocupadas por salinas de consideráveis tamanhos.

Devido às características climáticas da região, as rochas investigadas mostram pouca alteração intempérica, limitando-se à desagregação mecânica e oxidação superficial.

A vegetação é de caráter xerófilo e dispersa, sendo constituída preponderantemente por arbustos pequenos, baixos e espinhosos.

A partir das informações apresentadas, pode-se observar que o grau de exposição na superfície das rochas desta região é quase total, motivo pelo qual as assinaturas espectrais obtidas por meio de sensores remotos correspondem à rochas primárias e aos minerais de alteração hidrotermal nelas desenvolvidos. Estes aspectos fisiográficos, aliados às características geológicas e de alteração encontrados em Los Menucos, fazem desta área uma locação ideal para testes e aplicações de sensores remotos e de técnicas de processamento digital de imagens em exploração mineral, a exemplo da área de Cuprite, Nevada, nos Estados Unidos, descrita, entre outros autores, por Kruse (1999).

CAPÍTULO 2: *ASPECTOS GEOLÓGICOS*

2.1 APRESENTAÇÃO

Um modelo de depósito mineral é uma hipótese de trabalho abstrata, que procura descrever seus atributos e explicar os processos pelos quais o mesmo se formou (Sabine 1999). Em atividades exploratórias por sensoriamento remoto, como a enfocada nesta dissertação, o modelo de depósito serve de base para deduzir e interpretar fenômenos observáveis na superfície, como por exemplo, rochas hospedeiras, padrões de alteração e controle estrutural.

As mineralizações de Los Menucos se enquadram no modelo de depósitos epitermais de metais preciosos. No item 2.2 deste capítulo, é exposta uma síntese das principais características geológicas destes modelos de depósitos. Posteriormente, nos itens 2.3 e 2.4, é feita a descrição dos aspectos geológicos regionais e locais de Los Menucos.

2.2 DEPÓSITOS EPITERMAIS DE METAIS PRECIOSOS

O termo “epitermal” foi proposto em 1913 por Lindgren para designar depósitos minerais relacionados a atividade vulcânica pretérita, os quais exibem similaridades notáveis com os depósitos de *hot springs* atuais. Os depósitos epitermais se formam no intervalo de temperaturas de <150°C a ~300°C, em condições crustais que vão da superfície até uma profundidade de 1 a 2 km, tendo como característica os altos conteúdos de ouro e prata (White & Hedenquist 1995). Ocorrem principalmente em arcos-vulcânicos de margens tectônicas convergentes, tanto do tipo continental-oceânica como oceânica-oceânica, como também divergentes (*riffts*). A maioria está disposta tipicamente acima do nível de formação dos depósitos Cu-pórfiros, embora em muitas situações estejam também associados a intrusões subvulcânicas (Corbett 2002) (Figura 2.1). Alguns depósitos epitermais do tipo ‘baixa sulfetação’ (vide o próximo item) são formados em níveis mais profundos, sendo assim transicionais com os sistemas Cu-pórfiro.

Estes depósitos localizam-se em regiões vulcânicas jovens, ainda ativas ou recentemente extintas, como por exemplo acima das zonas de subdução. Sua ocorrência é rara em regiões vulcânicas antigas (>80 Ma). Por serem característicos de pequenas profundidades, eles são geralmente obliterados ou completamente arrasados pela ação de processos erosivos.

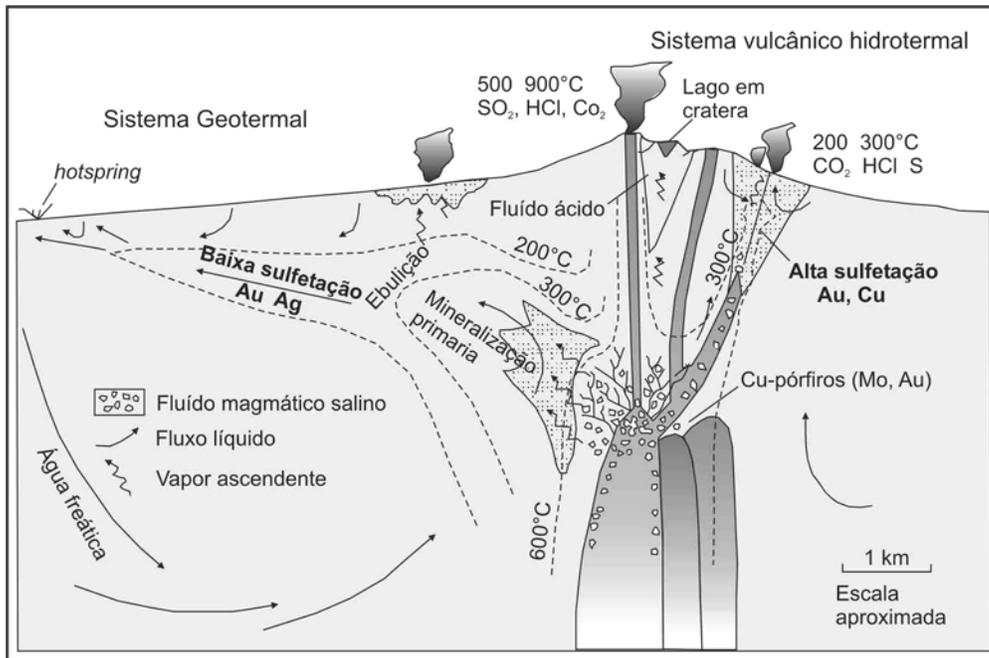


Figura 2.1. Corte transversal mostrando um estrato-vulcão com intrusões subvulcânicas associadas. A atividade hidrotermal é responsável pela formação de depósitos epitermais de alta e baixa sulfetação (adaptado de <http://www.gsj.go.jp/dMR/Jikken/Epithermal.html>).

2.2.1 Tipos de depósitos epitermais

A classificação destes depósitos nos tipos de alta sulfetação (*high-sulphidation*) e baixa sulfetação (*low-sulphidation*) é amplamente aceita. Ela toma como base as assembléias minerais características do minério, da ganga e das alterações hidrotermais derivadas de dois tipos de fluidos, que possuem estados redox e evoluções diferentes (Corbett 2002). As características principais entre os dois tipos estão resumidas na Tabela 2.1.

Tabela 2.1: Características principais dos depósitos epitermais de alta e baixa sulfetação (baseado em [Henley 1985](#), [White & Hedenquist 1990, 1995](#), e [Sillitoe 1993](#)).

	Alta Sulfetação	Baixa Sulfetação
<i>Rochas vulcânicas geneticamente relacionadas</i>	Principalmente riódacitos-andesitos (série subalcalina).	Andesitos a riólitos (série alcalina e subalcalina).
<i>Controles de localização</i>	Falhas regionais maiores ou intrusões subvulcânicas.	Falhas ou zonas de fraturas próximas aos centros vulcânicos.
<i>Temperatura de formação</i>	200 a 300°C	100 a 250°C
<i>Características dos fluidos</i>	Salinidade variável (2-30 % de NaCl). Fluidos de origem magmática, misturados com águas freáticas. pH ácido produzido por HCl e SO ₂ magmático; torna-se neutro por reação com rochas hospedeiras e diluição. Oxidado. Conteúdo de S total alto. Conteúdo de metais base eventualmente alto (Cu).	Salinidade baixa (0-3 % de NaCl). Águas freáticas dominantes (possível interação com água magmática). pH neutro, pode-se tornar alcalino por ebulição; gases separados (vapores aquecidos) podem se oxidar e produzir fluidos ácidos. Reduzido. Conteúdo de S total baixo. Conteúdo de metais base baixo (Pb, Zn).
<i>Forma dos depósitos</i>	Veios subordinados, localmente dominantes; minérios tipicamente disseminados. <i>Stockwork</i> em menor quantidade. As formas irregulares dos depósitos comumente estão determinadas pela permeabilidade das rochas encaixantes e geometria das estruturas controladoras da mineralização.	Tipicamente com veios de contatos bruscos; minérios disseminados em menor quantidade. <i>Stockwork</i> comum. As zonas de minério estão tipicamente associadas a estruturas, mas podem ocorrer em litologias permeáveis.
<i>Zona de alteração</i>	Área extensa (comumente vários Km ²) e visualmente proeminente.	Comumente restrita e sutilmente visível.
<i>Textura / estrutura</i>	Corpos de quartzo <i>vuggy</i> (com quartzo de grão fino), brechas hidrotermais, substituição massiva de rochas encaixantes com quartzo de grão fino. Raramente preenche cavidades e espaços abertos.	Ampla variedade: em bandas, coliforme, veios de quartzo e calcedônia crustiformes, drusas, cocarda, em pente, cavidades abertas, sílica pseudomórfica substituindo a calcita em lâminas (<i>bladed</i>). Preenchimento de cavidades e espaços abertos, comumente em bandas.
<i>Minerais do minério comuns</i>	Sulfosais de Cu (enargita, luzonita) e sulfetos de Cu + Cu-Fe (calcocita, covelina, bornita); geralmente mais tardios do que a pirita. Galena, marcasita, enargita.	Pirita importante; electrum, ouro, prata, argentita, esfalerita, galena e tetraedrita comuns. Cu presente principalmente como calcopirita. Arsenopirita comum.
<i>Minerais de ganga</i>	Quartzo de grão fino, maciço, originário de substituições; quartzo <i>vuggy</i> residual comumente hospeda o minério. Carbonato ausente; barita amplamente distribuída com o minério. Enxofre nativo comumente preenchendo espaços abertos. Caulinita rara.	Calcedônia e (ou) quartzo. Calcita importante. Barita e (ou) fluorita presentes localmente; barita comumente acima do minério. Clorita em poucos casos; caulinita comum.
<i>Minerais - chave de alteração</i>	Alunita cristalina hipogênica, pirofilita em níveis mais profundos.	Sericita ou ilita ± adularia, roscoelita (mica de V) em depósitos associados com rochas alcalinas.

	Alta Sulfetação	Baixa Sulfetação
<i>Abundância de sulfetos</i>	10 a 90 Vol. %, principalmente de grão fino, pirita parcialmente laminada.	1 a 20 Vol. %, tipicamente < 5 Vol. %, pirita predominante.
<i>Associação geoquímica alta</i>	Au, Ag, As, Cu, Sb, Bi, Hg, Te, Sn, Pb, Mo, Te/Se	Au, Ag, As, Sb, Hg, Zn, Pb, Se, K, Ag/Au
<i>Associação geoquímica baixa</i>	K, Zn, Ag/Au	Cu, Te/Se
<i>Exemplos de depósitos no mundo</i>	Lepanto, Filipinas. Rodalquilar, Espanha. El Indio-Tambo, Chile.	Cerro Vanguardia, Maciço Deseado, Argentina (reservas >13 Mt @ 10 g/t Au). Pajingo, Austrália. Round Mountain, USA.

2.2.1.1 Depósitos de Alta Sulfetação

O depósito epitermal do tipo alta sulfetação (*high sulfidation*), também chamado sulfato-ácido (*acid-sulphate*) está vinculado geneticamente a vulcanismo subalcalino, principalmente de composições riodacíticas a andesíticas. Este tipo de depósito está comumente relacionado espacial e temporalmente a sistemas hidrotermais, de pouca profundidade, no núcleo de um domo vulcânico (Heald *et al.* 1987).

Esses depósitos derivam em geral de fluidos enriquecidos em voláteis magmáticos, que migram desde a fonte intrusiva profunda até a posição elevada na crosta característica dos sistemas epitermais. De forma limitada, diluem-se por águas freáticas ou pela interação com rochas hospedeiras (Corbett 2002). Estruturas dilatantes maiores ou *breccia pipes* freato-magmáticas servem de conduto para a ascensão rápida do fluido, facilitando a evolução dos fluidos de alta sulfetação. Na medida em que os fluidos ascendem rapidamente e se despressurizam, os voláteis magmáticos escapam da solução e reagem com água freática, produzindo incremento nas concentrações de H₂SO₄. Como consequência, são gerados fluidos ácidos (pH < 2) e oxidantes, com temperaturas entre 200 e 300°C e salinidades entre 2 e 30 % de NaCl (Marcoux 1995). Estes fluidos ácidos produzem intensa lixiviação das rochas hospedeiras deixando somente um resíduo silicoso (mais de 95 % de SiO₂), rico em alunita, conhecido como *sinter* (ou *quartzo vuggy*). O *sinter* forma um receptáculo ideal para a deposição do ouro nos depósitos epitermais.

Os sistemas de alta sulfetação são caracterizados por alteração hidrotermal zonada, formada como o resultado do resfriamento progressivo e neutralização dos fluidos ácidos quentes

por reação com as rochas hospedeiras e águas freáticas (Corbett 2002). A alteração, que em seu núcleo pode hospedar o minério, é caracterizada por alteração argílica avançada composta principalmente por alunita + caulinita \pm dickita \pm pirofilita (Figura 2.2). Esta alteração freqüentemente co-existe com silicificação (quartzo *vuggy* ou calcedônia). Rodeando esta zona de alteração argílica avançada, se apresenta a alteração argílica (caulinita + esmectita), que eventualmente está intermisturada com alteração sericítica (ilita). Frequentemente a alteração argílica possui um zoneamento interno de caulinita a esmectita, desde mais próximo ao veio até as partes mais distais, respectivamente. A zona mais externa é caracterizada por alteração propilítica (clorita + epidoto \pm esmectita).

Assembléias minerais dominadas por pirofilita-diasporo-dickita podem ser indicativas de condições mais profundas e de paleo-temperaturas maiores. Entretanto, a silicificação intensa (opalina) ou alunita-caulinita domina em condições mais frias (menos profundas).

2.2.1.2 Depósitos de Baixa Sulfetação

Os depósitos epitermais de baixa sulfetação (*low sulfidation*), também chamados de depósitos tipo sericita-adulária, estão associados a uma ampla variedade de composições vulcânicas subalcalinas e alcalinas, desde riolitos a andesitos (Sillitoe 1993). Diferem dos de alta sulfetação por apresentarem uma estrutura de veios melhor definida, menor afinidade magmática, por serem gerados a partir de fluidos com menores temperaturas (100-250°C), salinidades atenuadas (0-3% de NaCl), pH neutro, e em ambiente de deposição redutor (Marcoux 1995). Os fluidos hidrotermais são predominantemente compostos por águas freáticas, embora alguns sistemas possam conter água e gases reativos (CO₂, SO₂, HCl) de origem magmática (White & Hedenquist 1995).

A ebulição dos fluidos em baixas profundidades gera um vapor rico em CO₂ e H₂S que pode ser condensado próximo à superfície, formando vapores aquecidos (*steam-heated*) a partir da oxidação atmosférica de H₂S (águas com pH 2-3 e temperatura próxima a 100°C). Estes vapores aquecidos formam uma alteração supergênica sulfato-ácida composta por sílica (calcedônia, opala), caulinita, e localmente alunita.

A alteração hidrotermal é caracterizada por uma silicificação interna rodeada por alteração sericítica, com sericita (ilita) + adulária \pm esmectita, que grada externamente para extensa alteração propilítica com calcita + clorita.

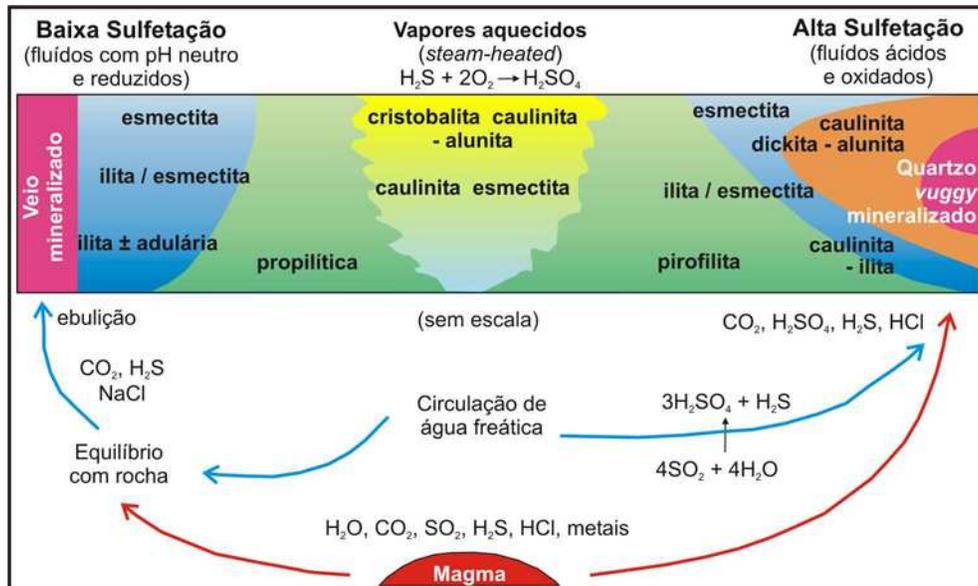


Figura 2.2. Esboço das zonas de alteração hidrotermal associadas a depósitos epitermais de alta e baixa sulfetação (modificado de <http://www.gsj.go.jp/dMR/Jikken/Epithermal.html>). O minério está localizado nos paleocondutos. Abaixo do ambiente epitermal, um corpo magmático contribui com calor, água, gases ácidos e metais de minério. Nos sistemas de baixa sulfetação, o componente magmático se equilibra com as rochas hospedeiras durante a convecção dominada por águas freáticas, antes da ascensão a profundidades epitermais. Nos sistemas de alta sulfetação, os voláteis magmáticos ascendem ao ambiente epitermal com pouca modificação, sendo incorporados por águas freáticas para formar fluidos hipogênicos ácidos que lixiviam as rochas encaixantes dos condutos. Metais são comumente introduzidos por misturas de águas freáticas-magmáticas em um estado tardio.

2.3 GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo situa-se no setor norte da Patagônia Argentina (**Figura 2.3**). A Patagônia é uma unidade geográfica/fisiográfica que tem o rio Colorado como limite norte, a aproximadamente 39°S, e a Cordilheira Patagônica nas margens oeste e sul. O domínio da Patagônia cristalina se estende para o leste e constitui o embasamento da margem continental Argentina. A Patagônia Argentina é dividida geologicamente em áreas estáveis (Maciços de Somún Curá e Deseado) e em bacias (bacias Austral e San Jorge).

No setor noroeste do Maciço de Somún Curá localiza-se a área de Los Menucos. O Maciço de Somún Curá (também chamado Maciço Norpatagônico) corresponde a uma unidade morfo-estrutural com uma história ígnea prolongada, abrangendo desde intrusões plutônicas paleozóicas até manifestações sub-vulcânicas a vulcânicas de idade mesozóica a cenozóica (**Aragón et al. 1996**).

O Maciço de Somún Curá é limitado a oeste pela Pré-cordilheira Patagônica, sendo delineado pela Frente de Cavalgamento Andino (**Figura 2.4**). Do lado sudoeste, ele é limitado

pela bacia Cañadón Asfalto e sobreposto pelos depósitos do Grupo Chubut, de idade Eo-Cretácea.

O maciço teve um comportamento tectônico rígido desde o Carbonífero até a atualidade, caracterizado por fraturamento em blocos, sem apreciáveis subsidências nem dobramentos (Llambías *et al.* 1984). A estrutura dominante é representada por sistemas de semi-grábens, associados à abertura do oceano Atlântico (Ramos & Aguirre-Urreta 2000). A orientação da extensão foi oblíqua à margem continental e a divisão dos esforços em falhamentos do tipo transcorrente é evidente. O setor oeste teve uma leve inversão tectônica produzida durante a compressão andina.

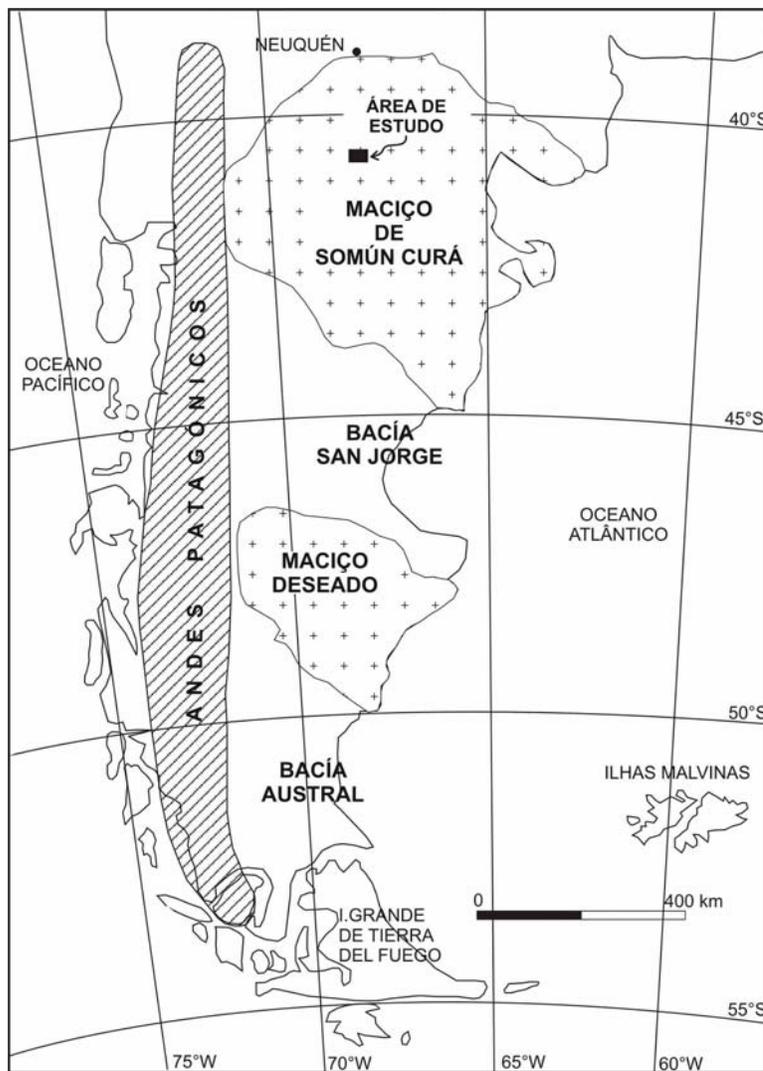


Figura 2.3: Principais províncias geológicas da Patagônia (modificado de Ramos & Aguirre-Urreta 2000).

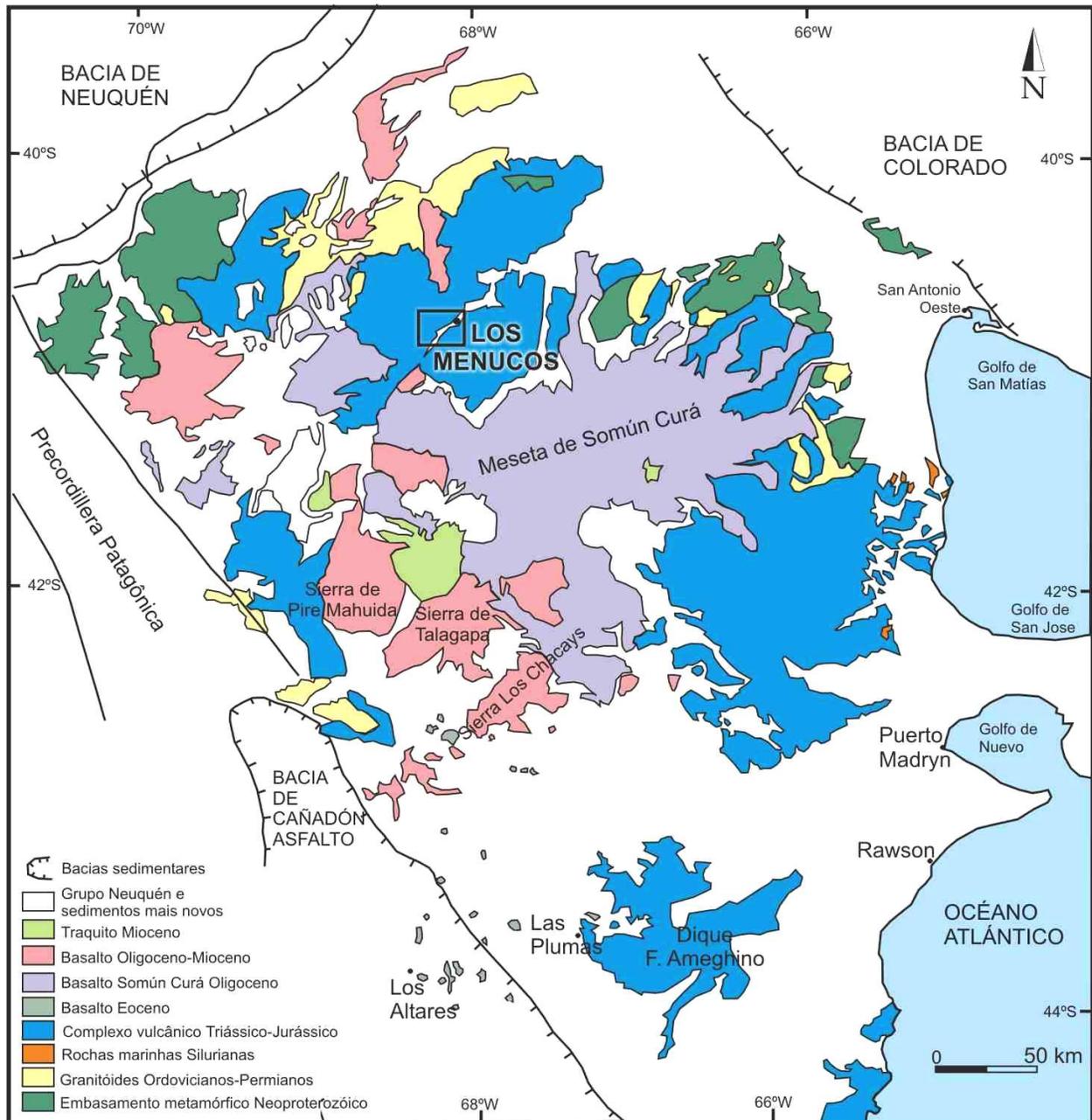


Figura 2.4: Principais feições geológicas do Maciço de Somún Curá, e províncias geológicas adjacentes (modificado de Ramos e Aguirre-Urreta 2000). O retângulo na parte norte do maciço representa a área de estudo de Los Menucos.

2.3.1 Embasamento Proterozóico

O Maciço de Somún Curá possui um embasamento metamórfico composto por gneisses e micaxistos metamorfizados em fácies anfibolito, associados a plútons graníticos sintectônicos. Determinações por Rb/Sr sugerem idades de 850 ± 50 Ma. (Linares *et al.* 1990) e de 620 ± 45 Ma. (Varela *et al.* 1997) para este embasamento. Localmente, ele é composto por rochas

metamórficas de baixo grau (Formações El Jagüelito, Colo Niyeu, Nahuel Niyeu) consideradas, por alguns autores, como parte de um embasamento Eo-paleozóico. No entanto, uma datação Rb/Sr realizada nestas rochas atribuiu-lhe a idade de 600 ± 25 Ma. (Linares *et al.* 1990).

2.3.2 Rochas marinhas Silurianas

Rochas sedimentares marinhas Silurianas da Formação Sierra Grande sobrepõem-se discordantemente a rochas do embasamento proterozóico no setor leste do maciço (Nuñez *et al.* 1975). Estas rochas são representadas por orto-quartzitos interestratificados com camadas de ferro oolítico.

2.3.3 Granitoides Paleozóicos

Nos períodos Ordoviciano, Carbonífero e Permiano, tanto o embasamento como sua cobertura foram intensamente intrudidos por granitos, granodioritos e tonalitos (Ramos & Aguirre-Urreta 2000).

2.3.4 Complexo vulcânico Triássico-Jurássico

As associações vulcânicas têm uma distribuição muito ampla no âmbito do Maciço de Somún Curá, estando presentes em praticamente toda sua extensão. Sua composição é bastante monótona, abrangendo geralmente riolitos e dacitos e, em menor proporção, andesitos, os quais com freqüência se intercalam na base da seqüência vulcânica. Constituem extensos mantos ignimbríticos, geralmente horizontais, ou levemente inclinados devido a falhas e inclinações de blocos. Devido às características mencionadas, este conjunto de rochas vulcânicas foi assimilado a um platô riolítico-ignimbrítico (Llambías *et al.* 1984) com idades Rb/Sr variando entre 183 ± 2 e 178 ± 1 Ma (Rapela & Pankhurst 1993). Idades Meso a Neo-Triássicas têm sido registradas no sector ocidental, associadas com flora *Dicroidium* (Stipanovic *et al.* 1968).

Com o objetivo de descrever este platô do ponto de vista estratigráfico, Llambías *et al.* (1984) dividiram-no em Setor Ocidental e Setor Oriental.

Setor Ocidental

Possui uma extensa distribuição de rochas vulcânicas e seus melhores afloramentos, com as maiores espessuras, localizam-se nas proximidades de Los Menucos. Nesta região, as rochas

são descritas como **Grupo Los Menucos** (Labudía & Bjerg 2001) que inclui duas formações: Formação Vera (unidade inferior) e Formação Sierra Colorada (unidade superior).

A Formação Vera é constituída por uma associação de rochas vulcânicas e sedimentares. As rochas vulcânicas formam camadas de até 30 m de espessura, constituídas por fluxos piroclásticos e brechosos de composição dacítica, ricos em anfibólio e biotita (Labudía *et al.* 1995). As rochas sedimentares, principalmente arenitos e pelitos, formam lentes de pouca extensão areal com espessuras desde 2 a 150 m. Contêm finas intercalações (poucos decímetros de espessura) de depósitos de queda e fluxos piroclásticos. As rochas sedimentares são amplamente conhecidas por sua flora fóssil e por produzir pedras ornamentais com valor comercial.

A Formação Sierra Colorada é essencialmente vulcânica, com restrita participação sedimentar, exibindo espessuras de mais de 250 m. É constituída por riolitos com biotita e anfibólio subordinados, tufos, brechas, aglomerados vulcânicos pobremente estratificados e ignimbritos. Ambas formações estão atravessadas por diques subverticais de composição riolítica.

De acordo com a flora fóssil, a idade desta Formação é Neo-Triássica (Stipanovic *et al.* 1968, Labudía *et al.* 1992, Labudía & Bjerg 2001). Datações radiométricas em riolitos da Formação Sierra Colorada fornecem idades de 215 ± 2 Ma e de 222 ± 2 Ma (Rapela *et al.* 1996), coincidentes com a idade estratigráfica.

Setor Oriental

Este setor é representado pelo Complexo Marifil (Cortés 1981). O mesmo é composto por rochas vulcânicas ignimbríticas de composição relativamente monótona, predominando a riolítica, e de forma subordinada andesítica, riodacítica, traquítica e traquibasáltica (Rapela & Pankhurst 1993). A maior parte dos afloramentos é constituída por mantos ignimbríticos, entretanto se reconheceram diferentes corpos intrusivos que variam desde domos riolíticos até corpos de pórfiros.

As rochas vulcânicas, principalmente Jurássicas, do setor extra-andino e meridional de América do Sul, formam uma das províncias ígneas silicosas de maior volume do mundo. A província compreende vários complexos e formações, agora geograficamente separados, localizados tanto na Patagônia Argentina (Complexo Marifil, Formações Chon Aike, El

Quemado, Tobífera, Lonco Trapial, e Bajo Pobre), como no Chile (Formação Ibañez) e na Península Antártica (Pankhurst *et al.* 1998). A origem desta província está relacionada à distensão litosférica contemporânea causada pela abertura do continente Gondwana.

2.3.5 Rochas sedimentares Cretáceo-Terciárias

Sedimentos continentais com importantes variações de litofácies foram depositados no Cretáceo e Terciário, sendo designados por Grupo Neuquén (Stipanovic *et al.* 1968), de idade Neo-Cretácea. Também no Neo-Cretáceo (Maastrichtiano), Eoceno (Daniano) e Neógeno, várias transgressões marinhas rasas cobriram a maior parte do sector oriental do maciço.

2.3.6 Basaltos Cenozóicos

Extensos derrames de basaltos alcalinos, de idade Oligoceno-Mioceno, cuja principal representante é a Formação Somún Curá, cobrem parcialmente o maciço (Ardolino 1981). Esta formação possui espessuras desde poucos metros até 110 m e constitui o corpo principal da Meseta de Somún Curá. Estes basaltos foram interpretados como produto de um ambiente tipo *hot-spot* transitório, que em poucos milhões de anos derramou um grande volume de basaltos (Kay *et al.* 1993).

2.3.7 Depósitos Quaternários

São representados por argilas, siltes, areias e cascalhos, inconsolidados, de origem aluvial e coluvial, formando depósitos amplamente distribuídos no maciço.

2.4 GEOLOGIA LOCAL

2.4.1 Apresentação

A geologia da área de estudo aqui apresentada se baseia nos relatórios internos da empresa de mineração IAMGOLD, que atualmente detém os direitos minerários da área, bem como em observações de campo feitas pelo autor.

A área de estudo, de 215 Km² de superfície, localiza-se no setor norte do Maciço de Somún Curá (Figura 2.4). Esta área abrange dois prospectos mineiros, onde são desenvolvidas

atualmente atividades exploratórias: Cerro Abanico (2 x 4 km) e Cerro La Mina (3 x 7 km) (Figura 2.6).

A geologia destes prospectos é composta principalmente por seqüências quase horizontais de ignimbritos do Grupo Los Menucos, de idade Neo-Triássica (Labudía *et al.* 1995), basaltos Pliocênicos (denominados Basalto Trayén Niyeu em SEGEMAR 1999), e sedimentos Quaternários inconsolidados.

A seguir descreve-se a geologia correspondente ao Grupo Los Menucos nos prospectos Cerro Abanico e Cerro La Mina, que hospedam as mineralizações epitermais de interesse deste trabalho.

2.4.2 Prospecto Cerro Abanico

Este prospecto é caracterizado por uma seqüência, de disposição horizontal a levemente inclinada para NNW, de ignimbritos félsicos soldados, intercalados com rochas sedimentares clásticas e vulcanoclásticas. Apresenta três unidades principais denominadas, de baixo para acima, A, B e C (Hedenquist 2002a).

A unidade “A”, com mais de 110 m de espessura, é composta de ignimbritos félsicos, riódacíticos, com proeminentes *fiammes*, clastos líticos e escassos fenocristais máficos.

A unidade “B”, com mais de 90 m de espessura, é formada por tufos cristalinos, soldados, de composição dacítica, de tons escuros, com anfibólio, abundante biotita, quartzo minoritário e raramente clastos líticos e *fiammes*.

Finalmente, a unidade “C”, com dezenas até mais de 180 m de espessura, é constituída por ignimbritos riolíticos soldados, com grandes *fiammes*, clastos líticos e sem biotita.

As Unidades “A” e “B” gradam em direção ao topo para tufos líticos vitro-cristalinos soldados. Na parte superior de cada unidade encontram-se camadas de rochas sedimentares clásticas (desde conglomerados até argilitos) e vulcanoclásticas.

No setor nordeste deste prospecto, no local denominado Cerro Abanico Chico, a seqüência vulcano-sedimentar hospeda vários diques riolíticos de direção NE. Nos contatos destes diques localizam-se corpos de brechas freáticas.

2.4.3 Prospecto Cerro La Mina

Na margem ocidental do prospecto afloram as unidades B e C, descritas acima. No setor central aflora um complexo de domos riolíticos (Complexo Tripailao), com bandamento de fluxo (Figura 2.7a), freqüentemente de orientação paralela à estrutura hospedeira. Localmente encontram-se camadas com agregados esferulíticos (Figura 2.7b). As relações estratigráficas entre estes domos e as unidades B e C do setor oeste não são conhecidas.

Rochas vulcanoclásticas e sedimentares predominam na porção NE do prospecto. As camadas exibem mergulho de 15°/SE e sua inclinação é posterior à mineralização epitermal (Hedenquist 2002a). Rochas hipabissais a subvulcânicas microdioríticas afloram ao SW do prospecto e são interpretadas como sendo a última fase de atividade magmática Triássica-Jurássica exposta na área de estudo.

2.4.4 Considerações estruturais

Baker (2000) identificou dois grupos de falhas na área de estudo. Um grupo corresponde a falhas mais antigas, extensionais, associadas a intrusões de pouca profundidade, efusões ignimbríticas e riolíticas, e alteração hidrotermal. Este evento teve lugar provavelmente no Triássico, quando esforços extensionais ao longo de falhas de direção NE ou ENE teriam criado um graben de aproximadamente 50 km de comprimento por 10 km de largura (Figura 2.5). A estrutura original no interior do graben foi complicada por deformação posterior, alteração ou soterramento por materiais superficiais.

O segundo grupo corresponde a zona de falhas regionais de tipo transcorrente dextral, de direção aproximada E-W e que cruzam o centro da área de estudo. Próximas a esta zona, algumas falhas extensionais foram re-ativadas, a maioria com movimentos inversos ou transcorrentes. A idade deste segundo evento não foi estabelecida, mas é posterior à atividade ígnea. A falha transcorrente principal que cruza o centro da área de estudo possui um deslocamento estimado entre 4 e 6 km (Baker 2000), e se divide em duas a leste da área.

No prospecto Cerro Abanico, o pacote vulcano-sedimentar é cortado por uma série de falhas de direção NE-SW, às quais a mineralização está comumente associada (Sillitoe 2001) (Figura 2.6). Estas estruturas estão cortadas por outras de direção E-W.

No prospecto Cerro La Mina dominam os lineamentos e zonas de fratura de direção ENE-WSW. Na mesma direção encontram-se brechas tectônicas, algumas de mais de 50 m de

comprimento e muito silicificadas, tais como as que afloram ao sul de Domo Sur e associadas à principal falha transcorrente E-W (Figura 2.6). Estas brechas não estão mineralizadas. Outras brechas tectônicas localizam-se no Complexo Tripailao e ao S de Cerro La Antena. O bandejamento de fluxo dos domos riolíticos é também paralelo ao *trend* estrutural ENE, indicando a extrusão dos domos ao longo destas estruturas.

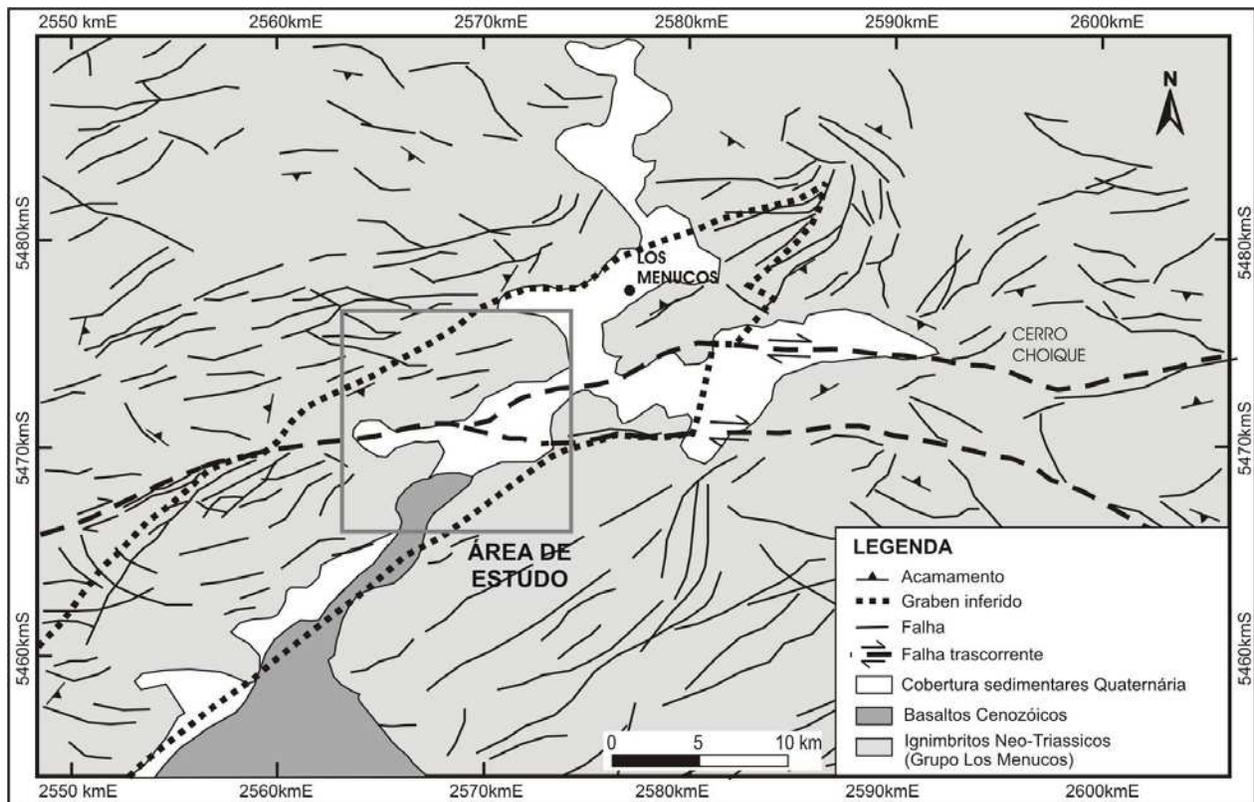


Figura 2.5: Esboço estrutural da região de Los Menucos (Extraído de Baker 2000).

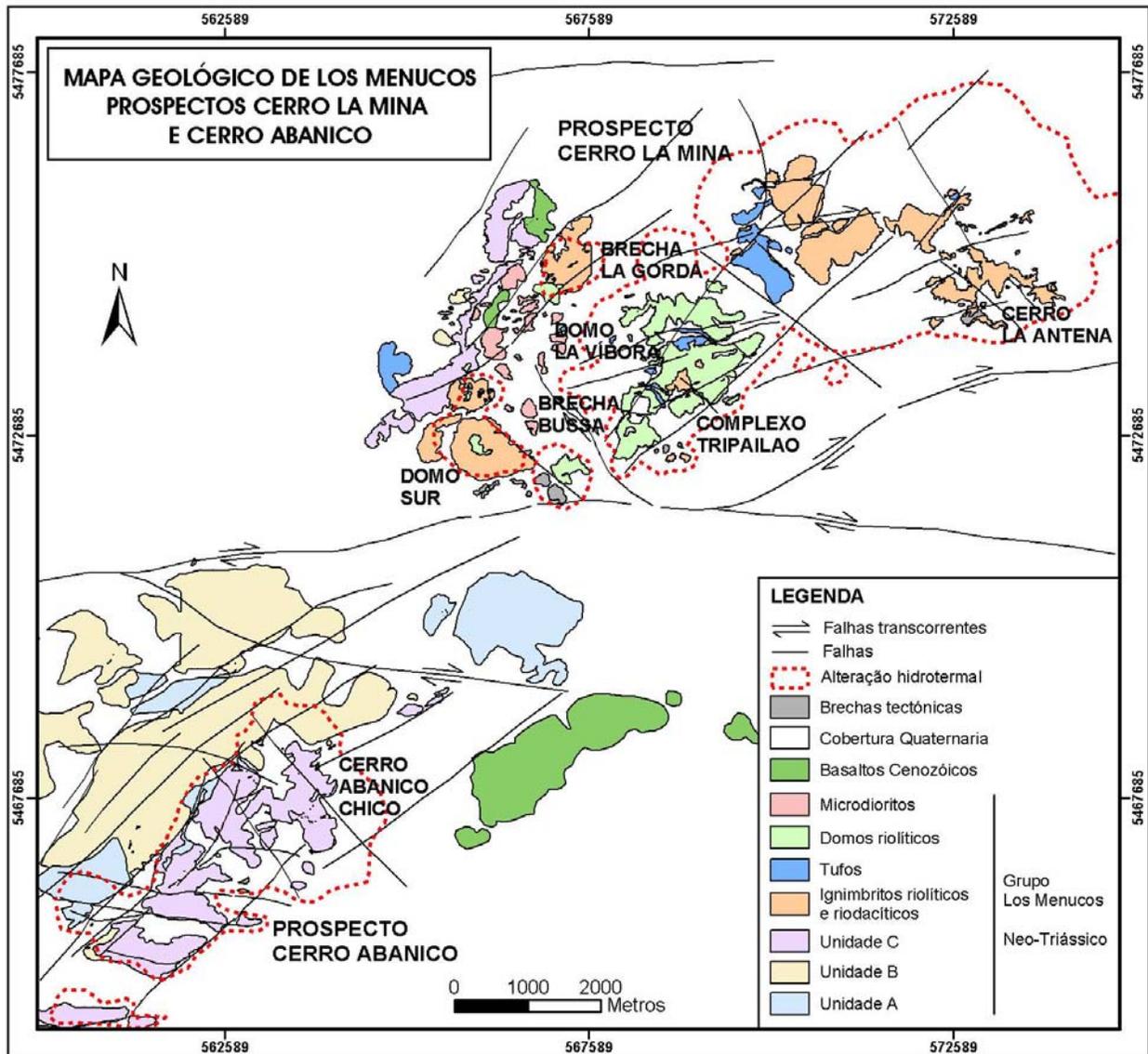


Figura 2.6: Mapa Geológico de Los Menucos (modificado de Sillitoe 2001, Hedenquist 2002a e b, e de mapas inéditos cedidos pela empresa IAMGOLD).

2.4.5 Aspectos metalogenéticos

Importantes depósitos epitermais de metais preciosos, alojados em rochas vulcânicas Jurássicas, foram descobertos na Patagônia Argentina nos últimos dez anos, principalmente no Maciço Deseado (por exemplo, o distrito Cerro Vanguardia) (Schalamuk *et al.* 1997). Mais recentemente (ano 1998), foi descoberto o distrito epitermal Los Menucos (com seus prospectos El Puesto, Caltrauna, Aguadita, Cuya, Cerro Abanico, Cerro La Mina, entre outros) hospedado em rochas vulcânicas Triássica-Jurássicas do Maciço de Somún Curá.

Diferentemente dos demais depósitos epitermais do Maciço Deseado, do tipo baixa sulfetação, no distrito Los Menucos ocorrem mineralizações de baixa sulfetação (Cerro Abanico e Dos Lagunas) e outras de alta sulfetação (Cerro La Mina, Caltrauna e El Puesto) (Sillitoe 2001).

Os prospectos Cerro Abanico e Cerro La Mina, focos deste trabalho, são atualmente alvos de exploração mineira por apresentar ocorrências de ouro-prata. Estas mineralizações, bem como a alteração hidrotermal à qual elas se associam, não foram ainda datadas, mas são comumente consideradas de idade Triássica-Jurássica (Hedenquist 2002a).

2.4.5.1 Prospecto Cerro Abanico

Dois estilos de mineralização de ouro se apresentam neste prospecto: em veios de quartzo e na forma disseminada. Os veios de quartzo são pobres em sulfetos, possuem orientação variável de NNE a ENE, larguras desde centímetros até 1 m e teores no intervalo de 1 a 10 g/t de ouro, com até centenas de g/t de prata (Figura 2.7c) (Hedenquist 2002b). Exibem texturas bandeadas e de substituição de carbonatos e suas rochas encaixantes apresentam evidências de brechamento. No setor NE do prospecto, os veios possuem textura em pente, abundante limonita em substituição à pirita de granulação grossa e, localmente, especularita. Próximo a Cerro Abanico Chico encontra-se um pequeno garimpo de extração de óxido de manganês.

Uma extensa alteração hidrotermal de tipo argílica, composta de ilita e quartzo, afeta as rochas deste prospecto, particularmente as vulcanoclásticas. Adulária também foi observada localmente nesta alteração, tanto na forma de pequenos cristais acompanhando quartzo prismático, como também revestindo fraturas (Sillitoe 2001).

A alteração argílica passa a filica nas proximidades do Cerro Abanico Chico, afetando intensamente os diques riolíticos. Esta alteração é composta por sericita (mica branca bem cristalizada), quartzo e pirita, sem adulária. Em todo o prospecto se encontra pirita, mas é neste setor onde a sua concentração é maior. Condições de formação mais profundas e quentes foram interpretadas para este setor.

O prospecto Cerro Abanico foi definido como do tipo baixa sulfetação com base na natureza dos veios de quartzo, com texturas de substituição de carbonatos, bem como na sua associação com alteração argílica intermediária, com ilita e adulária (Hedenquist 2002a).

2.4.5.2 Prospecto Cerro La Mina

As principais ocorrências de ouro no prospecto Cerro La Mina apresentam-se principalmente em brechas hidrotermais (Figura 2.7e), pobremente selecionadas, com clastos tanto suportados por matriz ou por clastos, clastos angulosos a sub-arredondados, cimentados por quartzo finamente cristalino a sacaróide, e dickita. Estas brechas encontram-se mineralizadas em Au, com teores variáveis de 0,7 a 11 g/t.

No Cerro La Antena encontram-se pequenos setores com quartzo *vuggy*, com as cavidades parcialmente preenchidas por dickita e sem concentrações significantes de ouro.

A alteração mais conspícua neste prospecto é a silicificação maciça, desenvolvida nas rochas vulcanoclásticas e localmente nos riolitos (Sillitoe 2001). Essa alteração é estruturalmente controlada, especialmente por falhas de orientação NE, assim como confinada à horizontes estratigráficos. Esta silicificação está rodeada por intensa alteração de caulinita–quartzo e dickita-quartzo. A caulinita foi observada subjacente às principais camadas silicificadas. Existem no setor nordeste deste prospecto, no Cerro La Antena, pedreiras de extração de caulinita, atualmente inativas (Figura 2.7d). Pirofilita tem sido observada acompanhando a assembléia dickita-quartzo. Alunita foi documentada somente na margem norte da principal zona silicificada (Complexo Tripailao), caracterizando uma alteração argílica avançada. A alunita foi interpretada como de origem hipogênica, devido à sua associação com as assembléias dickita-quartzo e pirofilita-quartzo de alta temperatura ($> 220^{\circ}\text{C}$), granulometria relativamente grossa e sua íntima associação com quartzo calcedônico maciço (Sillitoe 2001). A pirita, geralmente transformada em limonita jarosítica por alteração supergênica, está presente de forma extensiva através da silicificação e nos limites da alteração argílica avançada.

O prospecto Cerro La Mina pode ser interpretado como representante de um ambiente epitermal de alta sulfetação, devido à sua alteração característica.

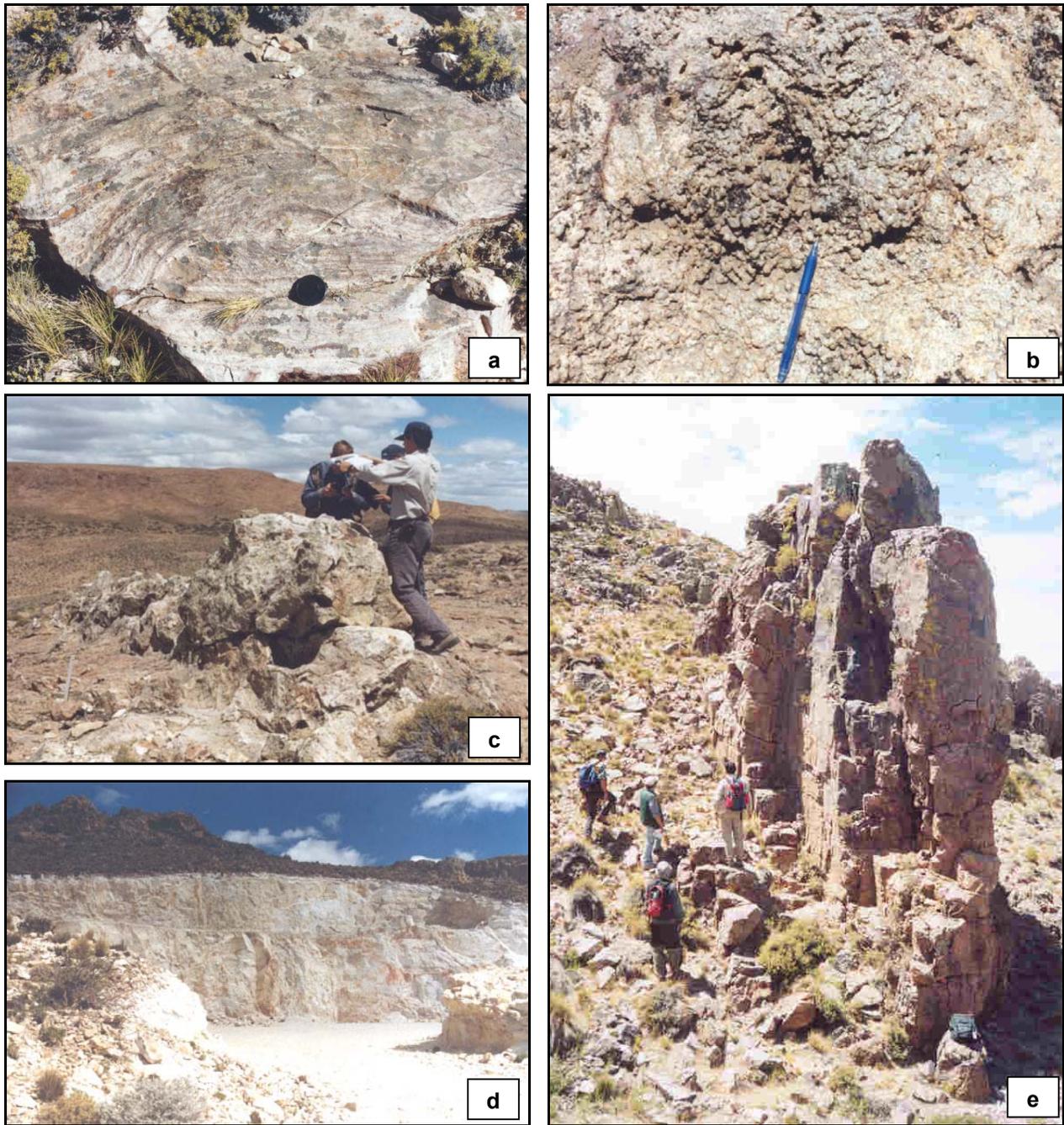


Figura 2.7: Fotografias da área de estudo. **(a)** Bandejamento de fluxo encontrado em domos riolíticos do prospecto Cerro La Mina. **(b)** Agregados esferulíticos apresentados em domos riolíticos do setor centro do prospecto Cerro La Mina. **(c)** Veio de quartzo, com calcita em lâminas, com teores de ouro de até 3 g/t localizado no prospecto Cerro Abanico. **(d)** Pedreira de caulinita, atualmente inativa, localizada no nordeste do prospecto Cerro La Mina. **(e)** Brecha hidrotermal intensamente silicificada, com matriz consistente de hematita, sílica e dickita, e teores de ouro de até 11 g/t.

CAPÍTULO 3: *ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS ESPECTRAIS*

3.1 INTRODUÇÃO

A maioria dos depósitos epitermais formados por veios é acompanhada por alteração hidrotermal das rochas hospedeiras. Embora nem toda alteração esteja associada a mineralizações, e nem todo minério seja acompanhado por alteração, a presença de rochas alteradas é um valioso indicador de possíveis depósitos (Sabine 1999). Muitas mineralizações foram descobertas por reconhecimento de rochas alteradas, seguido de coleta de amostras e geoquímica.

As propriedades de reflectância¹ das rochas alteradas diferem notavelmente daquelas das rochas hospedeiras, um fato aproveitado amplamente pelo sensoriamento remoto na exploração deste tipo de depósitos. Deste modo, a determinação do tipo de alteração e o mapeamento de minerais de alteração é uma tarefa rotineira da exploração mineral por sensoriamento remoto, auxiliando sobremaneira na localização de áreas potenciais para mineralizações.

De forma convencional, a caracterização de minerais hidrotermais é feita em laboratório, por meio de técnicas analíticas demoradas e custosas, tais como difratometria de raios-X e microscopia óptica e eletrônica. No entanto, espectro-radiômetros portáteis representam uma ferramenta eficaz na identificação rápida de minerais e de suas variações em termos da composição química.

Esta técnica é adequada para analisar argilas, filossilicatos, sulfatos e carbonatos, devido às vibrações ativas das ligações interatômicas destes minerais na região do infravermelho. O grau de cristalinidade dos minerais também pode ser obtido com esta técnica. Portanto, ela pode ser amplamente aplicada no mapeamento das variações mineralógicas presentes dentro de sistemas hidrotermais (Hauff *et al.* 1989, Pontual *et al.* 1997, Huston *et al.* 1999, Thompson *et al.* 1999, Sun *et al.* 2001, Yang *et al.* 2000, 2001).

¹ 'Reflectância' é a razão entre o fluxo de energia refletido e incidente, para um determinado comprimento de onda, sobre uma área de interesse (Moreira *et al.* 2003).

Neste capítulo, são apresentados os fundamentos teóricos da espectroscopia de reflectância (item 3.2), expondo-se, em seguida, a caracterização espectral dos minerais de alteração de Los Menucos. Esta caracterização foi realizada de forma qualitativa e quantitativa. A caracterização espectral qualitativa (item 3.3) consistiu de uma classificação espectro-mineralógica, ao passo que a quantitativa (item 3.4), baseou-se na determinação do grau de ordenamento estrutural cristalino (grau de cristalinidade) de alguns dos minerais de alteração.

3.2 ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA: FUNDAMENTOS TEÓRICOS

A espectroscopia de reflectância é uma técnica analítica que usa a energia eletromagnética refletida pelos materiais nas regiões do visível-infravermelho próximo (VNIR) e infravermelho de ondas curtas (SWIR), com o objetivo de obter informação sobre a composição mineralógica e química desses materiais (Clark 1999). Certos átomos ou moléculas absorvem energia em função de suas estruturas atômicas, manifestando-se na forma de feições de absorção nos espectros de reflectância (também chamados de curvas de reflectância espectral).

3.2.1 Fatores que afetam as medições espectrais

Os principais fatores que afetam diretamente a determinação da composição mineralógica das rochas por espectroscopia de reflectância são: o tipo de superfície, a granulometria e forma das partículas, e a geometria da iluminação (Meneses *et al.* 2001):

- *Tipo de superfície*: quando a superfície é lisa ocorre a reflectância do tipo especular, onde toda ou quase toda a energia incidente é refletida numa única direção. Quando a superfície é rugosa, a radiação incidente é refletida em várias direções e diz-se que esta superfície tem propriedades lambertianas de reflexão.
- *Granulometria e forma das partículas*: uma diminuição no tamanho das partículas dos minerais da rocha ou do solo é geralmente acompanhada do aumento de albedo (valor médio da reflectância medido num dado intervalo de comprimento de onda). Com relação à forma das partículas, quanto maior é a esfericidade das mesmas, maior a quantidade de superfícies expostas. Este fato provoca um maior número de reflexões entre as várias superfícies dos grãos, acompanhadas de perdas de energia, dificultando o escape da luz e atenuando a radiação refletida.

- *Geometria de iluminação*: corresponde à relação geométrica relativa entre as posições da fonte de iluminação, objeto e sensor. Ao analisar a dependência angular entre a fonte de iluminação, conclui-se que os maiores valores de reflectância e de absorvância ocorrem no intervalo angular entre 15° e 30° de iluminação.

3.2.2 Espectro-radiômetros de reflectância

Os espectro-radiômetros de reflectância são instrumentos que realizam medidas do Fator de Reflectância² (FR), e que operam no intervalo do espectro eletromagnético do VIS, NIR e SWIR, onde:

$$FR (\%) = (\text{medida tomada sobre o alvo} / \text{medida tomada na placa de referência}) \times 100$$

Os espectro-radiômetros geralmente constam de uma fonte de luz e um prisma que divide a luz em diferentes intervalos de comprimentos de onda. O FR é medido por um sensor, obtendo um espectro de reflectância contínuo no intervalo de comprimentos de onda medido pelo instrumento.

Atualmente existem vários espectro-radiômetros de reflectância. Entre os mais utilizados estão o FieldSpec *Full Resolution (FR)*, produzido pela ASD-*Analytical Spectral Devices (EUA)*, e o PIMA, produzido pela *Integrated Spectronics Pty. Ltd (Austrália)*.

O espectrômetro PIMA (*Portable Infrared Mineral Analyzer*) coleta dados somente na faixa do SWIR entre 1,300-2,500 μm , utilizando uma fonte interna de luz, e possui uma resolução espectral de 0,002 μm para todo o intervalo medido do espectro. A maioria dos espectros de reflectância utilizados neste trabalho foram obtidos com esse instrumento.

O espectrômetro FieldSpec-FR cobre um intervalo mais amplo do que o PIMA, abrangendo comprimentos de onda entre o VNIR e o SWIR (0,350-2,500 μm). Contém um total de 3 detectores independentes e utiliza tanto a iluminação solar como artificial. A resolução espectral é de 0,003 μm para o intervalo de 0,350 a 1,000 μm e de 0,010 μm para o intervalo de 1,000 a 2,500 μm . As análises com o FieldSpec-FR feitas como parte deste trabalho foram

² 'Fator de Reflectância' é definido como a razão entre o fluxo refletido pela superfície do alvo/amostra e o fluxo refletido, na mesma geometria, por uma superfície padrão lambertiana (e.g., placa de referência com composto Spectralon), irradiada/iluminada da mesma maneira que a superfície do alvo/amostra (Moreira 2003).

obtidas em laboratório, utilizando lâmpada de halogênio de alta temperatura (3000°K) acoplada a um tripé de 20 cm de altura, a uma distância de 40 cm da amostra e com um ângulo de visada de aproximadamente 30°.

3.2.3 Feições de absorção

A posição, forma, profundidade e largura das feições de absorção são controladas pela estrutura cristalina e composição química dos diferentes minerais. Estas feições aparecem no espectro de reflectância como “depressões” e correspondem a regiões do intervalo de comprimentos de ondas onde a luz é absorvida devido a ligações moleculares específicas do material alvo (Pontual *et al.* 1997). Tais feições são produzidas como consequência de processos eletrônicos (transições atômicas) e de processos vibracionais (transições moleculares) (Hunt 1977).

Os processos de transição eletrônica e transferência de carga (por exemplo: mudanças nos estados de energia de ligações eletrônicas em átomos e moléculas) associados a íons de metais de transição tais como Fe, Ti e Cr, determinam a posição das feições de absorção na região dos comprimentos de onda do VNIR dos espectros minerais (Adams 1974). Os processos vibracionais (por exemplo, pequenos deslocamentos de átomos desde suas posições estacionárias) em H₂O e OH⁻ produzem absorções harmônicas fundamentais (Hunt 1977). As transições eletrônicas geram feições de absorção largas que requerem níveis de energia mais altos que os processos vibracionais e, por este motivo, ocorrem em comprimentos de ondas menores.

3.2.4 Feições de absorção de minerais de alteração

Os principais minerais de alteração hidrotermal relacionados aos depósitos epitermais são argilas, sulfatos, micas, carbonatos e minerais contendo a molécula O-H (hidroxila) em sua composição, tais como caulinita, dickita, alunita, illita, esmectita e muscovita. A maioria destes minerais exhibe feições espectrais claramente definidas no intervalo de comprimentos de ondas do SWIR (Figura 3.1) (Hunt & Ashley 1979). Nesta região, todas as feições espectrais são originadas exclusivamente por transições vibracionais relacionadas à presença dos íons OH⁻, CO³⁻, H₂O (Tabela 3.1) (Hunt & Salisbury 1971, Hunt *et al.* 1971, Hunt & Ashley 1979).

A posição e a profundidade de uma feição, ou razão de profundidades entre duas feições, podem servir para estabelecer a mineralogia das zonas de alteração (Thompson *et al.* 1999).

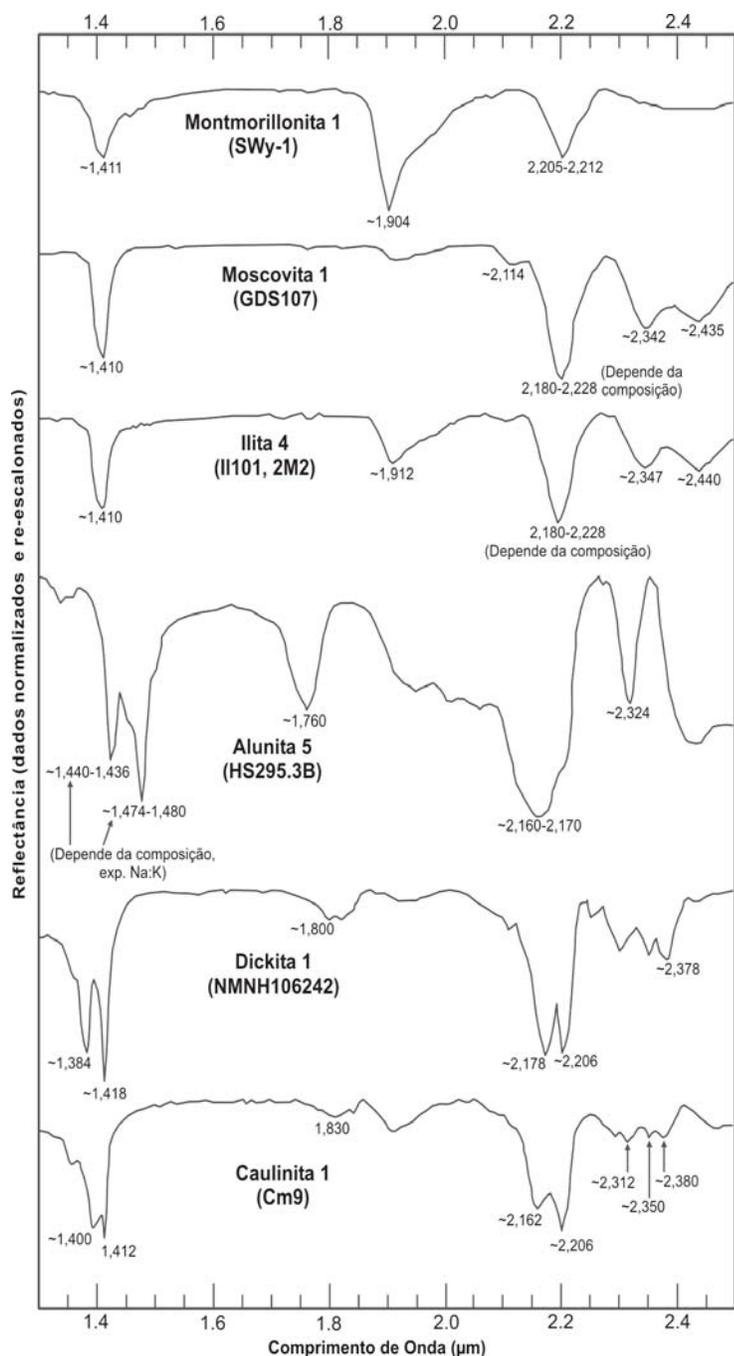


Figura 3.1: Espectros dos principais minerais de alteração extraídos da biblioteca espectral do USGS e utilizados neste trabalho como referência. Para melhor visualização das feições de absorção, os espectros tiveram o contínuo removido e as curvas foram deslocadas no eixo dos valores de reflectância. As principais bandas de absorção, utilizadas para o diagnóstico mineralógico, encontram-se indicadas.

Tabela 3.1: Principais bandas de absorção relacionadas à presença de íons ou moléculas em minerais (Extraído de Pontual *et al.* 1997).

Íons/moléculas	Principais bandas de absorção (µm)
OH	~1,400 (também a ~1,550 e ~1,750-1,850 em alguns minerais)
H ₂ O	~1,400 e ~1,900
Al-OH	~2,160-2,220
Fe-OH	~2,230-2,295
Mg-OH	~2,300-2,360
CO ₃	~2,300-2,350 (e também a 1,870; 1,990 e 2,155)

3.2.5 Remoção do contínuo

A remoção do contínuo é uma forma de normalizar espectros de reflectância para permitir a comparação de feições de absorção individuais, a partir de uma linha do contínuo comum.

A base da correção do contínuo é o cálculo de uma linha-base de geometria convexa e que toca o máximo número possível de pontos da curva de reflectância espectral, sem no entanto cruzá-la (Pontual *et al.* 1997). Existem dois métodos para corrigir o contínuo: “quociente do contínuo” (*hull quotient*, *quotient reflectance*, ou *continuum-removal*) e “diferença do contínuo” (*hull difference*). O cálculo utilizado em cada método é apresentado na Figura 3.2. A principal vantagem destes métodos é que feições de absorção, tanto evidentes ou sutis, são extremamente realçadas, facilitando a sua extração automática.

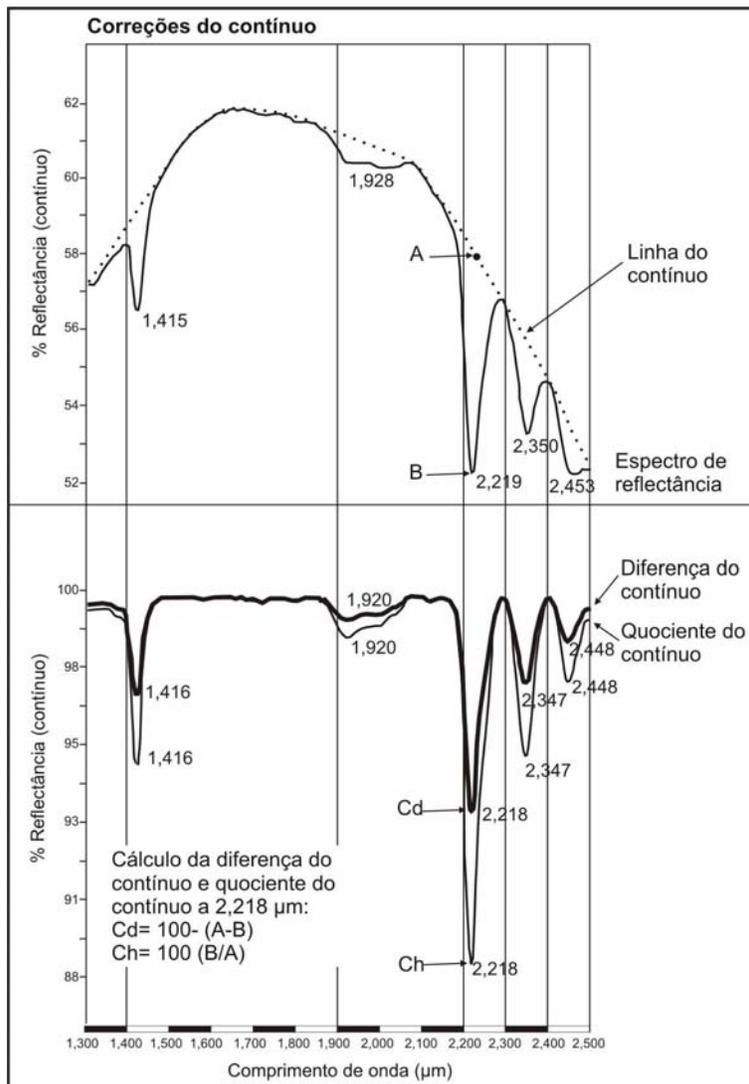


Figura 3.2: Métodos de remoção do contínuo: por “diferença do contínuo” e por “quociente do contínuo” (extraído de Pontual *et al.* 1997).

3.3 CARACTERIZAÇÃO ESPECTRAL QUALITATIVA

A classificação espectro-mineralógica das 1.089 amostras provenientes da zona de estudo (utilizando tanto os espectros obtidos no campo com o PIMA, como aqueles em laboratório com o FieldSpec-FR) foi realizada com ajuda dos programas SIMIS Field 2.9 e SIMIS FeatureSearch 1.6. Estes programas são ferramentas que dão assistência na identificação de minerais ou misturas de minerais desconhecidos, a partir de espectros de reflectância (Mackin 2002). Os resultados da classificação espectral dos principais minerais de alteração foram comparados com análises de difração de raios X (DRX) pelos métodos do pó (amostra total) e lâmina orientada (tratamento normal, glicolada e aquecida).

Na Figura 3.3 é mostrada a abrangência das malhas de amostragem utilizada para as medições com o PIMA.

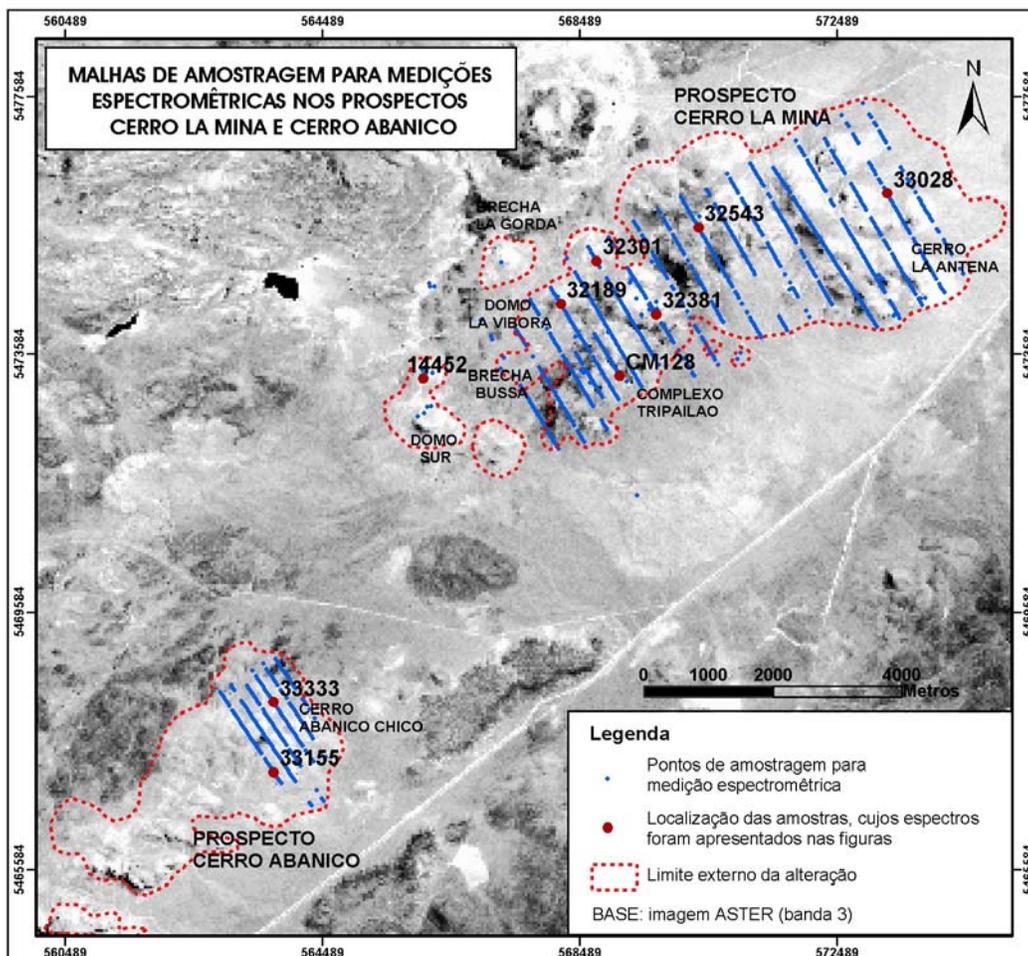


Figura 3.3: Foto mosaico mostrando a localização das malhas de amostragem para as medições com PIMA. A linha em vermelho representa o limite externo da alteração hidrotermal dos prospectos Cerro Abanico e La Mina, definido com base na resposta espectral das imagens ASTER.

A seguir, são descritos o procedimento e os parâmetros utilizados na análise e classificação espectro-mineralógica através do SIMIS.

3.3.1 Criação da biblioteca espectral de referência

Para a análise semi-automática da composição mineralógica das curvas espectrais foi criada uma biblioteca espectral de referência contendo os principais minerais de alteração encontrados em depósitos epitermais. Os minerais selecionados para esta biblioteca (27 no total, [Tabela 3.2](#)) foram extraídos da biblioteca espectral da USGS ([Clark et al. 1993](#)) composta de espectros de minerais, materiais artificiais e plantas, abrangendo o intervalo entre 0,205 e 2,976 μm . Esta biblioteca foi re-amostrada para o intervalo de comprimentos de ondas coberto pelo PIMA (1,300-2,500 μm). Alguns minerais da biblioteca serviram somente para certificar a sua ausência na composição mineralógica dos espectros da área de estudo. Um exemplo deste tipo é a pirofilita, colocada na biblioteca devido à sua menção no trabalho de Sillitoe ([2001](#)) em Los Menucos, mas que não foi reconhecida nos espectros deste estudo. Outro exemplo é a halloisita, com feições bastante similares à caulinita, mas que também não foi identificada neste trabalho.

Mineral	Amostra biblioteca USGS
Alunita	alunite2 (GDS83)
	alunite5 (HS295)
Calcita	calcite1 (WS272)
Calcedonia	chalcedo (CU91-6A)
Dickita	dickite1 (NMNH106242)
	dickite2 (NMNH46967)
Gesso	gypsum2 (SU2202)
Ilita	illite1 (GDS4)
	illite4 (IL101)
	illite5 (IL105)
Jarosita	Jarosit1 (GDS99)
Caulinita	Kaolini1 (CM9)
	Kaolini2 (KGa-1)
	Kaolini3 (KGa-2)
	Kaolini4 (KL502)
	Kaolini6 (CM3)
	Kaolini8 (CM7)
85% Caulinita + 15% esmectita	Kaosmec2 (KLF508)
50% Caulinita + 50% esmectita	Kaosmec3 (H89-FR-2)
30% Caulinita + 70% esmectita	Kaosmec4 (H89-FR-5)
12% Caulinita + 88% esmectita	Kaosmec5 (KLF511)
Montmorillonita	montmor1 (SWy-1)
	montmor2 (SAz-1)
	montmor3 (SCa-2)
	montmor5 (CM27)
Muscovita	muscovi1 (GDS107)
Pirofilita	pyrophy1 (PYS1A)
Haloisita	Halloys3 (CM13)
Haloisita + caulinita	Halloys5 (CM29)

Tabela 3.2: Amostras da biblioteca da USGS ([Clark et al. 1993](#)) selecionadas como minerais de referência para classificação pelo SIMIS.

3.3.2 Identificação mineralógica

Inicialmente, o SIMIS extrai as feições principais de um espectro por meio de um algoritmo e as ordena em uma lista em ordem decrescente de profundidades de absorção. Para esta extração foram testadas os dois métodos disponível no SIMIS: “reflectância absoluta” e “diferença do contínuo” (Pontual *et al.* 1997).

No passo seguinte, o usuário seleciona, de forma interativa, uma feição de interesse da lista. O programa então procura na biblioteca espectral de referência, usando um algoritmo de correlação cruzada, todos os minerais que possuem uma feição espectral nessa posição. Estes minerais são colocados em uma nova lista que inclui os nomes das amostras da biblioteca espectral com suas respectivas profundidades, e a diferença em nanômetros entre as feições espectrais de interesse e da biblioteca.

Como é de se esperar, as feições das curvas espectrais de campo geralmente não se ajustam perfeitamente às da biblioteca espectral de referência. As causas destas diferenças podem ser variadas, incluindo desde a presença de misturas minerais até diferenças na composição geoquímica ou no grau de ordenamento cristalino. Com o objetivo de determinar a contribuição de cada mineral selecionado da biblioteca espectral no espectro de interesse, o SIMIS utiliza uma rotina de desmistura espectral. Esta contém dois métodos de desmistura: o *unconstrained generalised linear least square* e um método mais simples, baseado na análise das profundidades das feições (Mackin 2002). Neste trabalho ambas opções foram testadas.

3.3.3 Resultados

Da análise espectral das amostras da área de estudo, puderam ser identificados os seguintes minerais principais: caulinita, dickita, ilita, quartzo, alunita e sericita (mica branca bem cristalina). Além destes, foram também identificadas misturas de esmectita e gipsita com os minerais anteriormente citados, geralmente em pequenas proporções. Na Tabela 3.3 são apresentadas as composições químicas destes minerais. Com base nos resultados da identificação espectral, foi então inferida (por interpolação manual) uma distribuição espacial para esses minerais, apresentada no mapa da Figura 3.4.

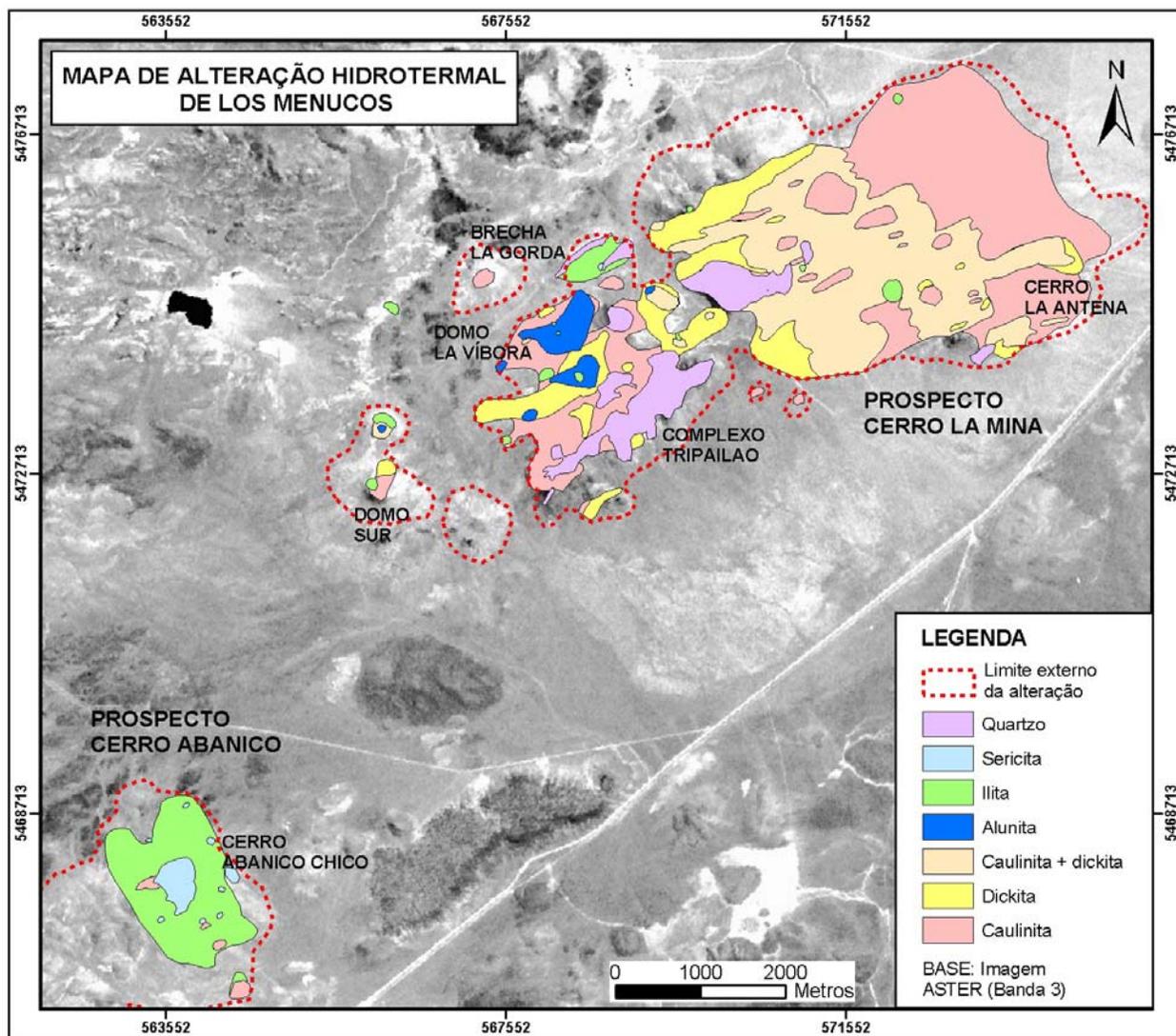


Figura 3.4 Mapa da alteração hidrotermal dos prospectos Cerro La Mina e Cerro Abanico, região de Los Menucos, elaborado a partir da caracterização espectral.

Tabela 3.3: Composições químicas dos principais minerais caracterizados espectralmente.

Mineral	Composição química
Caulinita	$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$
Dickita	
Ilita	$(Ca_{0,05}Na_{0,03}K_{0,61})(Al_{1,53}Fe^{+3}_{0,22}Fe^{+2}_{0,22}Mg_{0,28})(Si_{3,4}Al_{0,6})O_{10}(OH)_2$
Sericita	$K_2Al_4[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$
Quartzo	SiO_2
Alunita	$(K, Na) Al_3 (SO_4)_2(OH)_6$
Jarosita	$KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Esmectita	$\frac{1}{2}(Ca,Na)_{0,7}(Al,Mg,Fe)_4[(Si,Al)_8O_{20}](OH)_4.nH_2O$
Gipsita	$CaSO_{4-2}(H_2O)$

3.3.3.1 Caulinita e dickita

Os principais minerais do grupo da caulinita reconhecidos incluem a caulinita e a dickita. Na área de estudo estes minerais, da forma como aqui reconhecidos, encontram-se amplamente distribuídos no prospecto Cerro La Mina (Figura 3.4). A caulinita predomina no setor leste-nordeste do prospecto. Para o centro do prospecto, este mesmo mineral ocorre misturado com dickita, passando, para o oeste-sudoeste, a setores com dickita e caulinita intercalados. Caulinita também foi observada em pequenos setores de Cerro Abanico.

A caulinita e dickita apresentam diferenças espectrais nas feições de absorção duplas localizadas em 1,4 μm e 2,2 μm (Figura 3.1). A feição dupla em 1,4 μm é uma função das vibrações dentro de íons de hidroxilas (OH) e moléculas de água (H₂O) (Clark *et al.* 1990) (Tabela 3.1). A feição dupla de 2,2 μm é o resultado da energia vibracional associada à ligação Al-OH. A presença da feição de absorção de 1,9 μm indica presença de água molecular na amostra. Para o prospecto Cerro La Mina, espectros de reflectância de caulinita, caulinita+dickita e dickita são apresentados nas Figuras 3.5, 3.6 e 3.7, respectivamente. Localmente, quantidades pequenas de gipsita ocorrem misturadas com caulinita ou dickita (Figura 3.8).

Praticamente todas as análises de DRX realizadas em amostras do prospecto Cerro La Mina, tanto pelos métodos do pó, lâmina orientada, glicolada e aquecida, confirmam a presença da caulinita e dickita (Figuras 3.14, 3.15 e 3.16). A identificação da caulinita foi feita com base na presença de uma série de reflexões d (espaçamentos) situadas a 7,15 Å; 3,57 Å; 2,35 Å e 1,79 Å, como também pelo colapso da sua estrutura para dar lugar a um mineral amorfo (metacaulin) quando aquecido a aproximadamente 550°C (Carrol 1970). A dickita é quase indistinta da caulinita por possuir o mesmo padrão de difração. No entanto, Carrol (1970) considera que a dickita apresenta reflexões d mais intensas que a caulinita.

3.3.3.2 Ilita - sericita

A ilita predomina no setor amostrado de Cerro Abanico, ao redor da sericita (Figura 3.4). No entanto, somente a ilita se apresenta, de forma escassa, no setor oeste e noroeste de Cerro La Mina. Tanto a ilita como a sericita possuem 5 feições de absorção principais (Figura 3.1). A feição em 1,4 μm é função de vibrações de íons hidroxila (OH). A absorção em 1,9 μm , indicadora de água molecular, é uma feição profunda na ilita, enquanto na sericita a mesma é pouco pronunciada ou ausente. A feição de absorção próxima a 2,2 μm é diagnóstica da ilita e

pode variar segundo a sua composição (Pontual *et al.* 1997). As feições em $\sim 2,347 \mu\text{m}$ e $\sim 2,440 \mu\text{m}$ são também diagnósticas da illita e se mantêm consistentes mesmo em casos de misturas da illita com outros minerais. Os espectros da illita e sericita da área de estudo são apresentados nas Figuras 3.9 e 3.10, respectivamente.

A illita, em pouca proporção, foi reconhecida por DRX, apresentando reflexões d situadas a $10,077 \text{ \AA}$; $\sim 5,0 \text{ \AA}$; $4,48 \text{ \AA}$ e $3,34 \text{ \AA}$.

3.3.3.3 Quartzo ou sílica

Uma zona com rochas intensamente silicificadas foi reconhecida no setor sudoeste de Cerro La Mina (Figura 3.4). Os espectros de quartzo são caracterizados por não possuírem feições de absorção diagnósticas, sendo geralmente linhas quase horizontais. Ocasionalmente podem ter feições em $1,9 \mu\text{m}$ produzidas por moléculas de água (Figura 3.11).

As análises de DRX demonstraram que todas as amostras, principalmente no Complexo Tripailao, contêm quartzo geralmente em proporções elevadas (Figura 3.14). As reflexões d correspondentes ao quartzo localizam-se em $3,35 \text{ \AA}$; $4,26 \text{ \AA}$; $1,82 \text{ \AA}$; $2,46 \text{ \AA}$; $2,28 \text{ \AA}$ e $1,67 \text{ \AA}$.

3.3.3.4 Alunita

A alunita ocorre no setor noroeste de Cerro La Mina (Domo La Víbora) (Figura 3.4). Este mineral possui duas feições de absorção duplas diagnósticas, sendo uma em $1,400 \mu\text{m}$, que é função das vibrações dentro de íons de hidroxilas (OH), e outra, em $2,178 \mu\text{m}$, associada a ligações Al-OH. Outras feições típicas, também associadas a ligações Al-OH, e que persistem em espectros de misturas com outros minerais, são as de $1,780 \mu\text{m}$ e $2,320 \mu\text{m}$ (Figura 3.12).

As amostras, em cujos espectros de reflectância foi identificada a alunita, mostraram resultados de DRX apenas com pequenos picos diagnósticos deste mineral, localizados em $2,98 \text{ \AA}$ e $4,95 \text{ \AA}$.

3.3.3.5 Esmectita

A esmectita é escassa em ambos prospectos, geralmente misturada com caulinita em Cerro La Mina, e com illita em Cerro Abanico. A Figura 3.13 mostra um espectro de esmectita de Cerro La Mina. As esmectitas apresentam duas feições profundas e assimétricas em $\sim 1,411$ e $\sim 1,904 \mu\text{m}$, e uma pequena feição entre $2,205$ e $2,212 \mu\text{m}$.

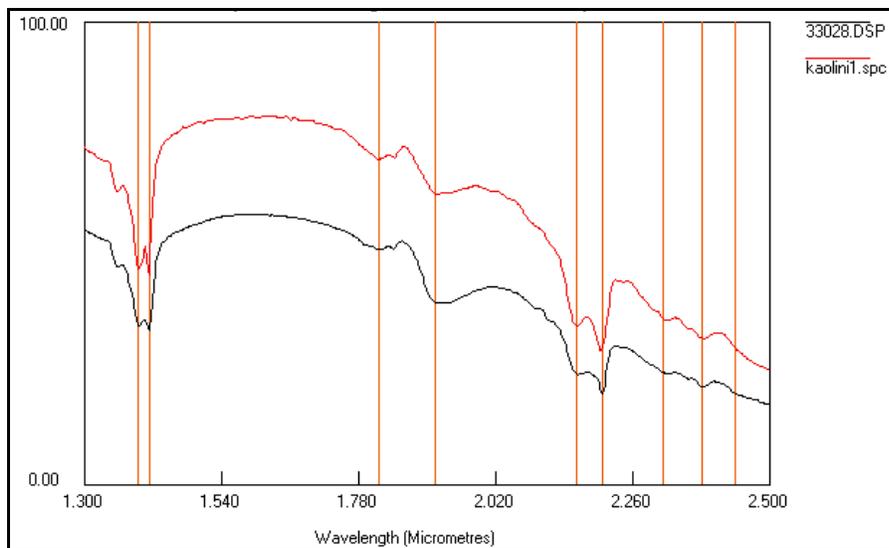


Figura 3.5: Espectro de reflectância da amostra 33028 de Cerro La Mina (em preto). O espectro em vermelho é da **caulinita** da biblioteca de referência (USGS). As linhas vermelhas verticais marcam as principais feições de absorção dos espectros.

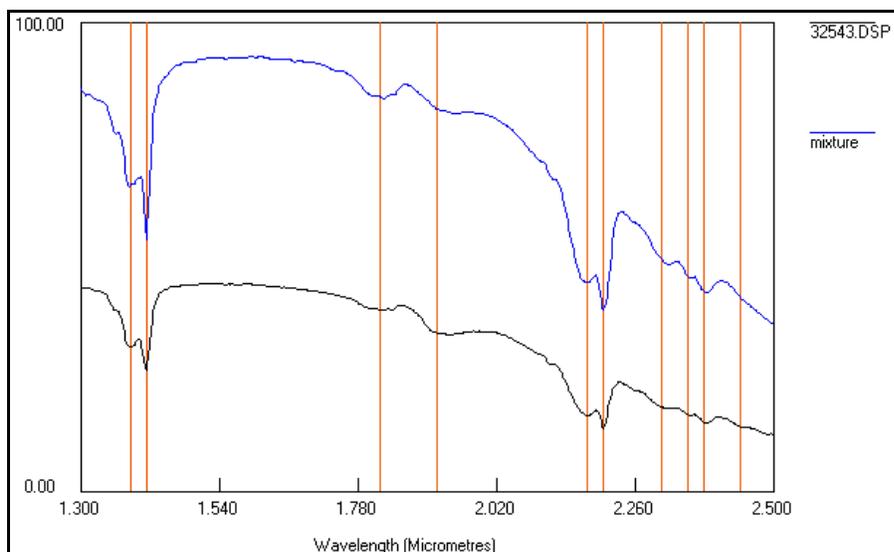


Figura 3.6: Espectro de reflectância da amostra 32543 de Cerro La Mina (em preto). O espectro em azul é de uma mistura de **37% de dickita + 63% de caulinita** da biblioteca espectral de referência (USGS). As linhas vermelhas verticais marcam as principais feições de absorção dos espectros.

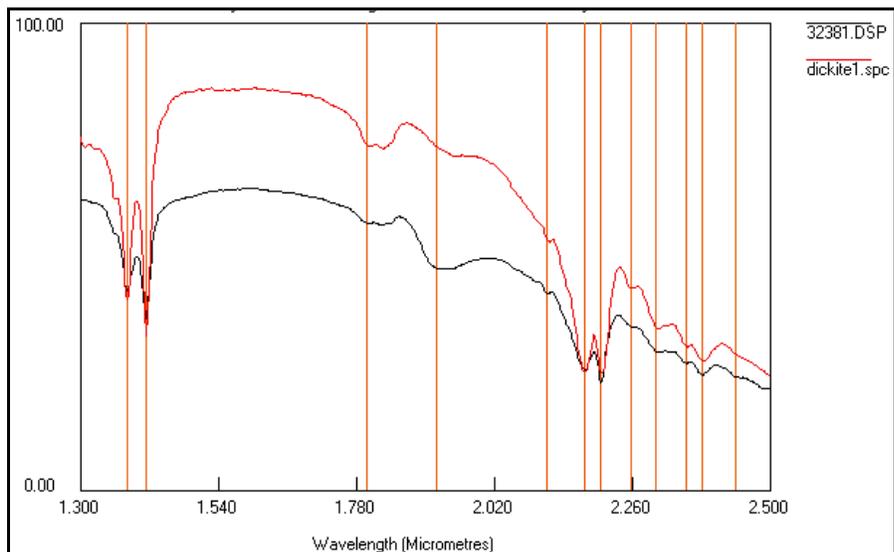


Figura 3.7: Espectro de reflectância da amostra 32381 de Cerro La Mina (em preto). O espectro em vermelho é de **dickita** da biblioteca espectral de referência (USGS). As linhas vermelhas verticais marcam as principais feições de absorção dos espectros.

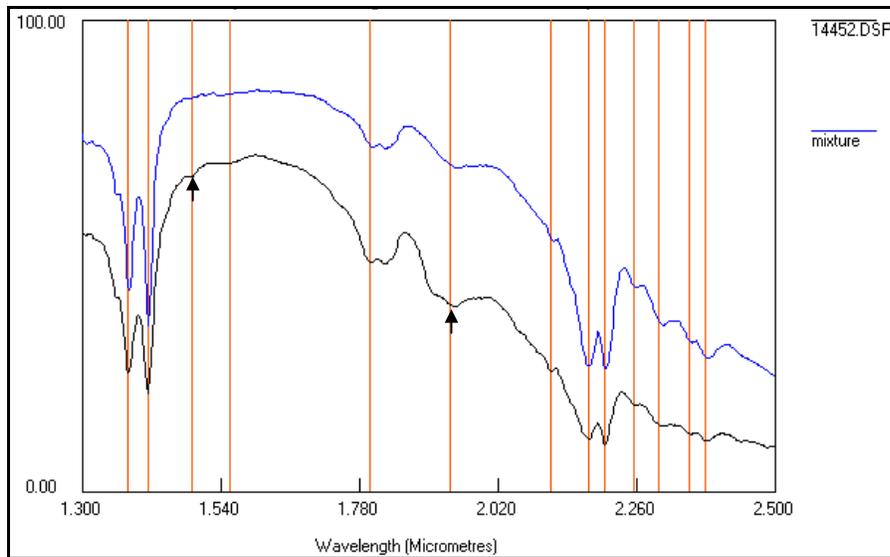


Figura 3.8: Espectro de reflectância da amostra 14452 de Cerro La Mina (em preto). O espectro em azul é de uma mistura de **94% de dickita + 6% de gipsita** da biblioteca de referência. As linhas vermelhas verticais marcam as principais feições de absorção dos espectros. As flechas pretas assinalam feições de absorção indicadores de gesso.

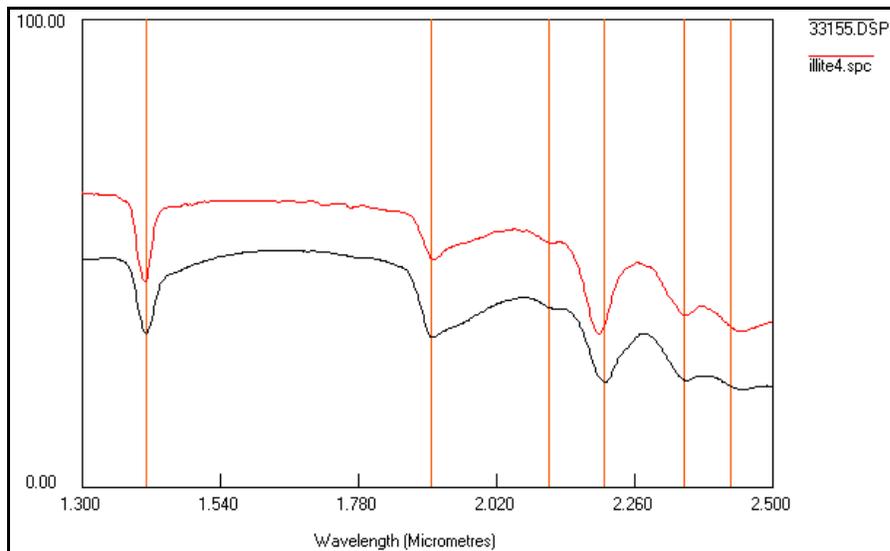


Figura 3.9: Espectro de reflectância da amostra 33155 de Cerro Abanico (em preto). O espectro em vermelho é de **ilite** da biblioteca de referência. As linhas vermelhas verticais marcam as principais feições de absorção dos espectros.

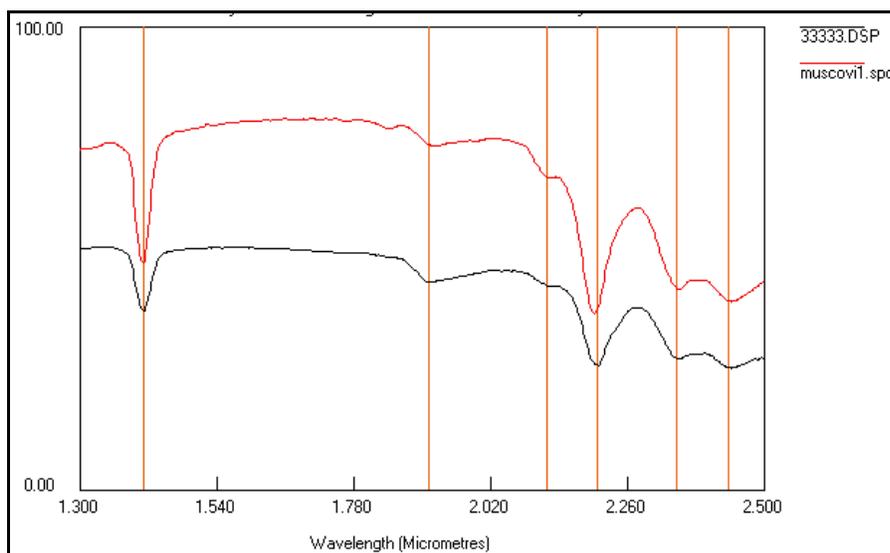


Figura 3.10: Espectro de reflectância da amostra 33333 de Cerro Abanico (em preto). O espectro em vermelho é de **sericita** (ou também muscovita) da biblioteca de referência. As linhas vermelhas verticais marcam as principais feições de absorção dos espectros.

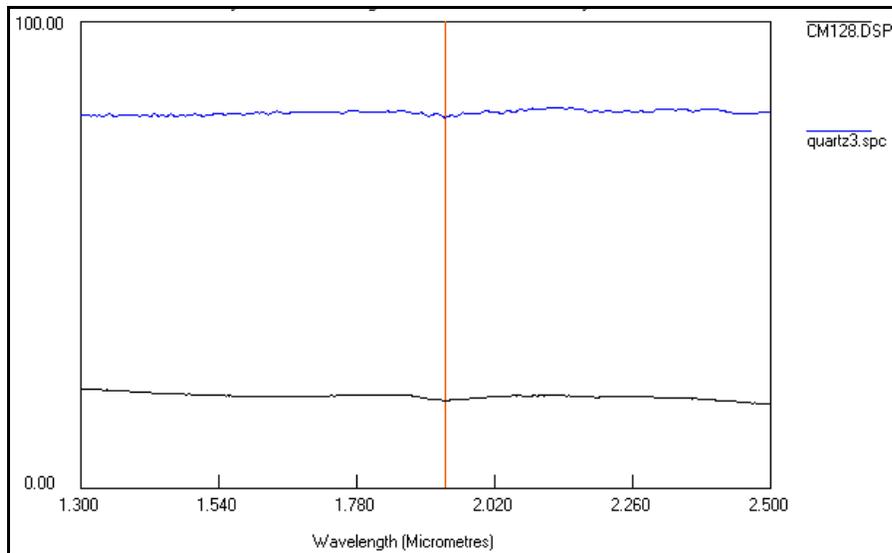


Figura 3.11: Espectro de reflectância da amostra CM128 de Cerro La Mina (em preto). O espectro em azul é de **quartzo** da biblioteca de referência.

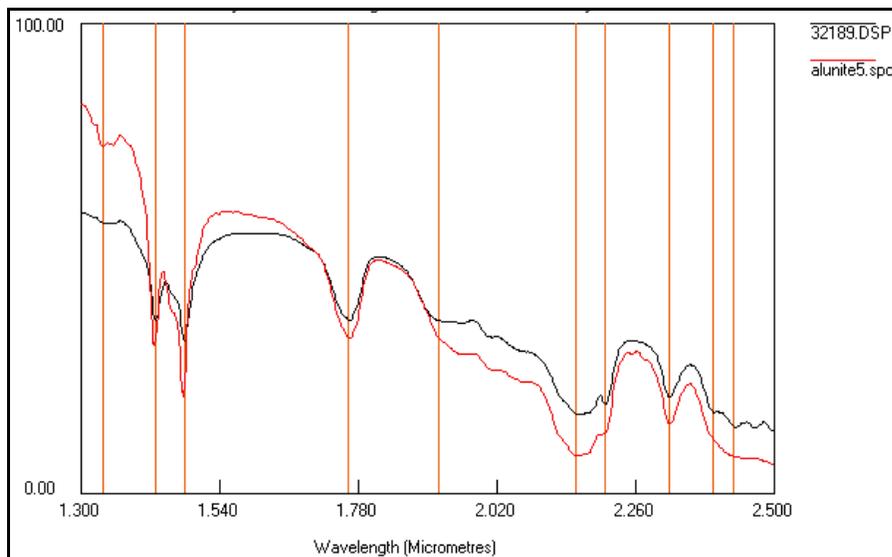


Figura 3.12: Espectro de reflectância da amostra 32189 de Cerro La Mina (em preto). O espectro em vermelho é da **alunite** da biblioteca espectral de referência. As linhas vermelhas verticais marcam as principais feições de absorção.

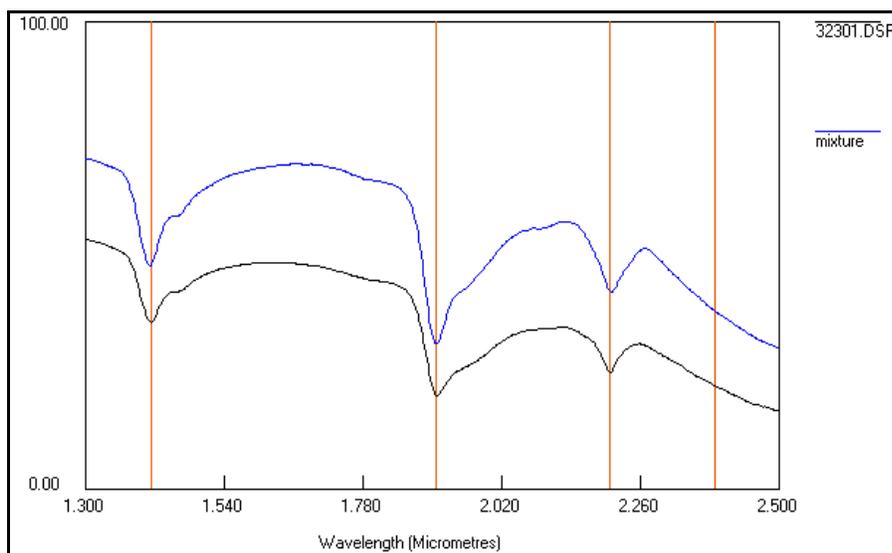


Figura 3.13: Espectro de reflectância da amostra 32301 de Cerro La Mina (em preto). O espectro em azul é de uma mistura de **esmectitas** (montmorilonitas) da biblioteca de referência (USGS). As linhas vermelhas verticais marcam as principais feições de absorção.

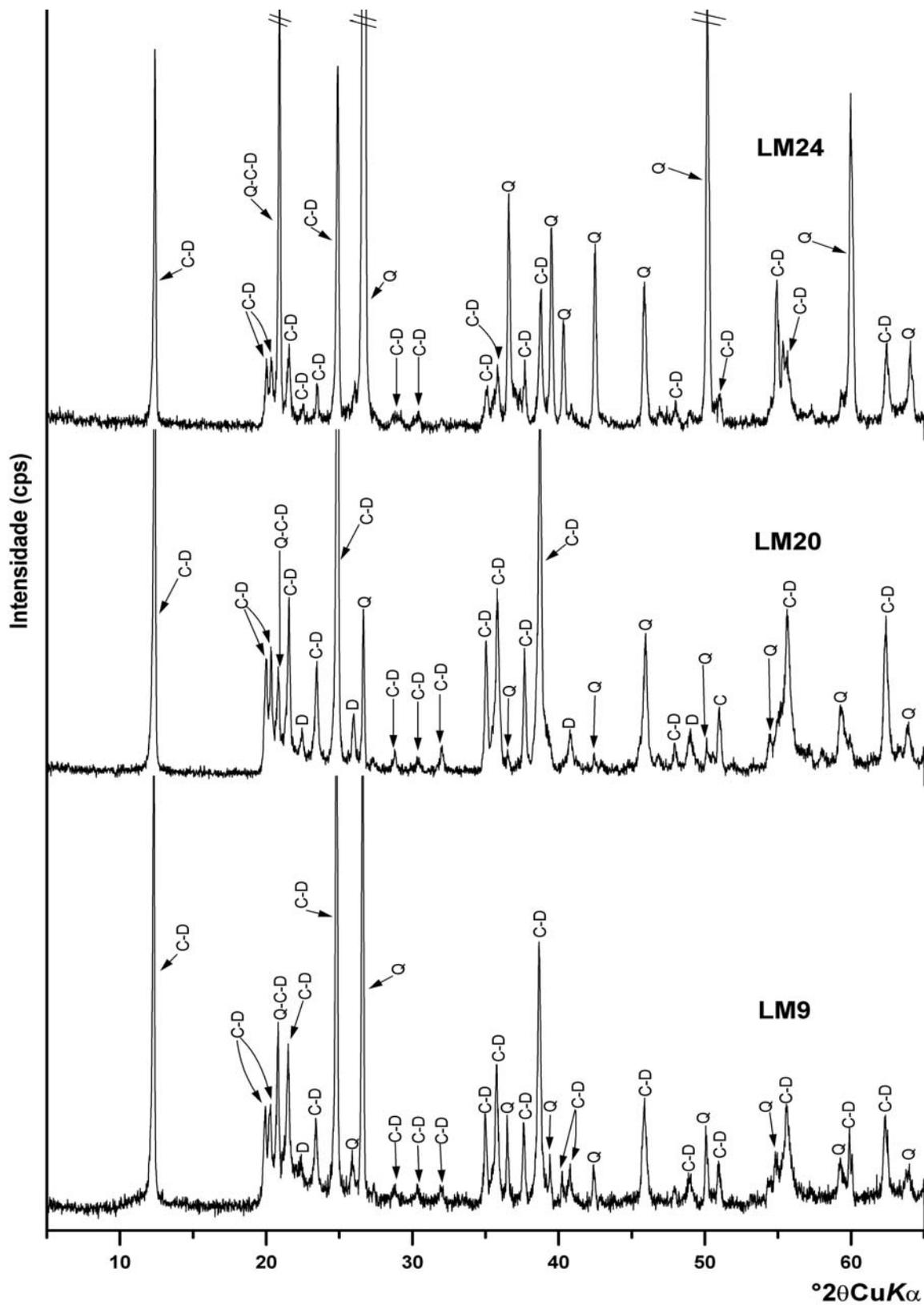


Figura 3.14: Difratogramas de amostras de Cerro La Mina (LM9, LM20 e LM24) tratadas pelo método do pó com radiação de $\text{CuK}\alpha$. Picos diagnósticos da caulinita (C), dickita (D) e quartzo (Q) foram identificados.

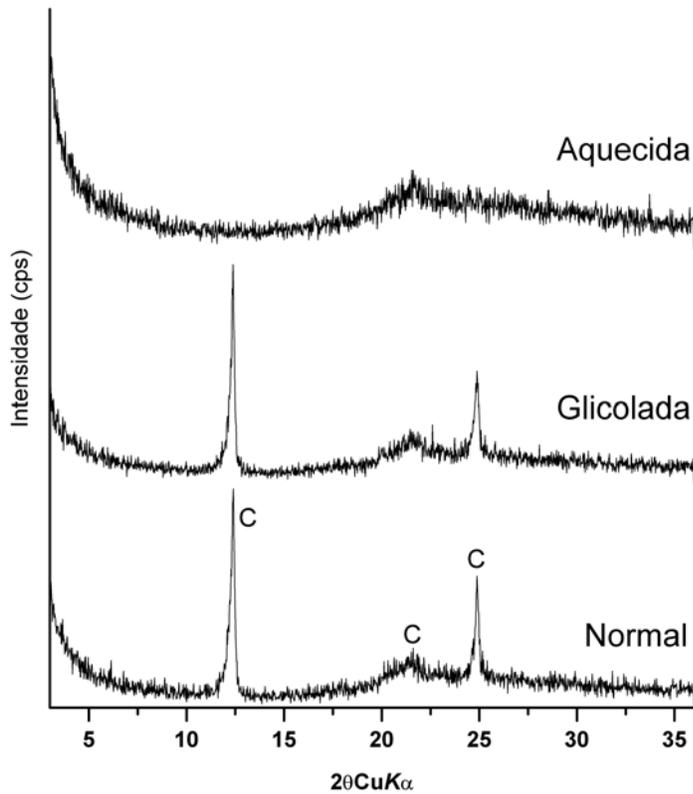


Figura 3.15: difratograma da amostra **LM9** de Cerro La Mina tratada pelo método da lâmina orientada, glicolada e aquecida, utilizando radiação de $\text{CuK}\alpha$. A amostra contém principalmente caulinita, o que é apontado em função da presença de reflexões típicas e por apresentar o colapso da estrutura cristalina, dando lugar a um mineral amorfo (metacaulin) quando aquecida a aproximadamente 550°C .

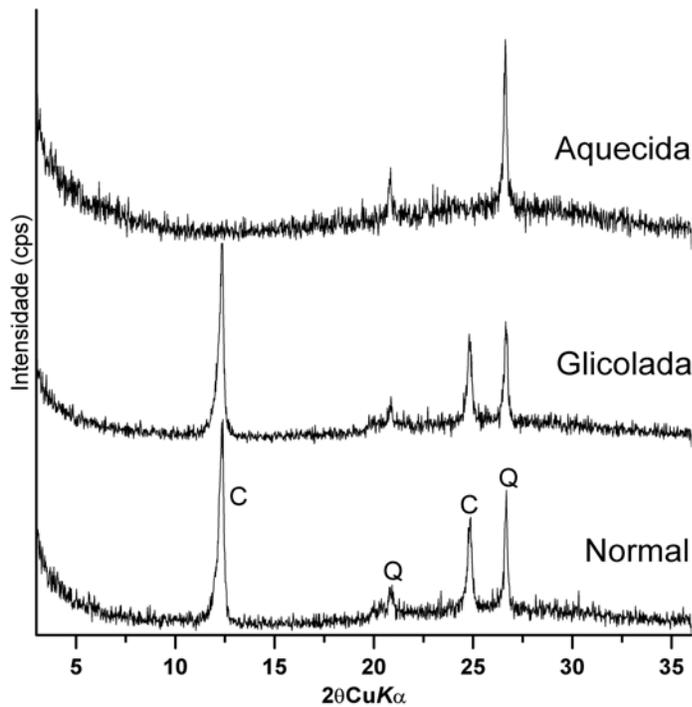


Figura 3.16: difratograma da amostra **LM24** de Cerro La Mina tratada pelo método da lâmina orientada, glicolada e aquecida, utilizando radiação de $\text{CuK}\alpha$. A amostra contém principalmente caulinita (C) e quartzo (Q). A caulinita pode ser identificada pela localização da suas reflexões e o colapso da estrutura cristalina, dando lugar a um mineral amorfo (metacaulin) quando aquecida a aproximadamente 550°C . A estrutura do quartzo não entra em colapso a esta temperatura de aquecimento.

3.4 CARACTERIZAÇÃO ESPECTRAL QUANTITATIVA

Além da identificação mineralógica, as curvas espectrais podem dar informação do grau de cristalinidade de certos minerais. Estritamente, o termo “cristalinidade” se refere à fração de material cristalino presente em uma mistura de material cristalino e não cristalino. No entanto, este também é um termo freqüentemente utilizado para referir-se ao “grau de ordenamento estrutural” de uma argila. É com este sentido que o termo é utilizado neste trabalho.

Alguns minerais comumente apresentam amplas variações nas propriedades cristalográficas, como resultado de diferentes modelos de formação (Plançon & Tchoubar 1977). Por exemplo, silicatos tais como caulinita, illita e sericita/muscovita exibem variações na cristalinidade que podem ser detectadas espectralmente. Geralmente, as variações na cristalinidade são refletidas por variações na forma e intensidade das feições de absorção diagnósticas. Estas variações são funções que podem ser parametrizadas de forma similar aos índices de cristalinidade utilizados na DRX (Fraser *et al.* 1990, Hauff *et al.* 1991).

A alta cristalinidade destes minerais pode indicar temperaturas mais altas, as quais são atingidas próximas a paleo-condutos de fluídos hidrotermais. Por outro lado, a baixa cristalinidade pode implicar cristalização em condições superficiais, produto de intemperismo (Yang *et al.* 1999). Portanto, variações de cristalinidade podem ser utilizadas na delineação de paleo-isotermas do fluido hidrotermal formador, definindo vetores em direção a possíveis zonas mineralizadas, úteis em exploração mineral (Kruse & Hauff 1991, Huston *et al.* 1999).

Estudos quantitativos de curvas espectrais, caracterizando a cristalinidade com a finalidade de estimar temperaturas de formação de depósitos minerais, foram desenvolvidos principalmente em illita (Hauff *et al.* 1989, 1991, Kruse & Hauff 1991, Masinter & Lyon 1991, Martinez-Alonso *et al.* 1997, Tapia 2002). Alguns estudos aplicaram índices em espectros de reflectância de caulinita com o objetivo de caracterizar sua cristalinidade (Pontual *et al.* 1997, Zhang *et al.* 2001).

A caulinita de alta cristalinidade apresenta, em curvas de DRX, picos nítidos e intensos como resultado do alto grau de ordenamento estrutural de sua configuração cristalina (Brindley *et al.* 1986). Em contraste, degradação na cristalinidade é observada na DRX pela baixa resolução dos picos e feições. Esta degradação ocorre quando os domínios cristalográficos, dentro e entre as camadas do cristal da caulinita, têm alguma imperfeição. A espectroscopia de reflectância é sensível a variações localizadas entre camadas da estrutura cristalina, não detectadas facilmente

por DRX. Desta forma, a espectroscopia de reflectância é mais sensível a variações sutis na cristalinidade do que a DRX (Crowley & Vergo 1988).

No espectro de reflectância da caulinita, a feição de absorção próxima a 1,40 µm mostra um deslocamento para menores comprimentos de onda conforme diminui a cristalinidade (Crowley & Vergo 1988), enquanto a feição de 1,412 µm não varia. De forma similar, a feição de absorção entre 2,160-2,180 µm se torna mais débil conforme diminui a cristalinidade (Figura 19a). A posição da feição de absorção no comprimento de onda de 2,160 µm ou de 2,180 µm é importante na determinação da cristalinidade da caulinita.

Em caulinitas de cristalinidade moderadamente alta a muito alta, domina a feição de 2,160 µm, a qual varia em intensidade conforme varia a cristalinidade (Pontual *et al.* 1997) (Figura 3.19a). À medida em que a caulinita se torna menos cristalina, a feição de 2,160 µm torna-se mais débil e uma pequena feição em 2,180 µm começa a aparecer, assemelhando-se à dickita. Nas caulinitas de cristalinidade baixa, ambas feições são incipientes e, com freqüência, somente aparece uma inflexão sobre a principal feição de 2,205 µm. Ocasionalmente, ambas feições podem ser observadas no espectro.

Clark *et al.* (1990) observaram que as feições duplas de 1,4 e 2,2 µm nas caulinitas de cristalinidade moderadamente alta a muito alta, em detalhe, tornam-se triplas devido à aparição de uma pequena feição de absorção entre ambas (o que é notado, por exemplo, na amostra 32921 da Figura 19b).

Pontual *et al.* (1997) propuseram um índice de cristalinidade para caulinita, KX, o qual é o resultado de uma fórmula que combina dois gradientes medidos na feição de absorção dupla de 2,2 µm:

$$KX = (\text{gradiente } 2,180 - (\text{gradiente } 2,160 - \text{gradiente } 2,180))$$

Sendo que ‘gradiente 2,160’ e ‘gradiente 2,180’ representam os gradientes entre os comprimentos de onda 2,160-2,177 µm e 2,184-2,190 µm, respectivamente, calculados desde um espectro com correção do contínuo. O índice KX incrementa em valor conforme aumenta a cristalinidade da caulinita.

3.4.1 Procedimento e resultados

3.4.1.1 Caulinita

Uma modificação do índice de cristalinidade da caulinita, proposto por Pontual *et al.* (1997), foi aplicado neste trabalho. Considerou-se como índice de cristalinidade, o “gradiente 2,160” (denominado aqui como ‘Ck’), o qual avalia especificamente o desenvolvimento da feição de 2,162 μm nos espectros de caulinita com cristalinidade crescente.

A diferença do ‘gradiente 2,160’ (Ck) é o gradiente entre as reflectâncias correspondentes a 2,162 (R_A) e 2,182 μm (R_B) da curva espectral (Figura 3.17). Os valores de Ck diminuem conforme aumenta a cristalinidade. Valores maiores do que 1 ($R_A > R_B$) correspondem a gradientes negativos da curva de reflectância, indicando a ausência da feição de 2,160 μm , própria de caulinitas de cristalinidade baixa a muito baixa (ver Figura 3.19a). Valores próximos a 1, ou levemente superiores, correspondem a gradientes aproximadamente neutros da curva, indicando caulinitas de cristalinidade baixa. Já valores menores do que 1 correspondem a gradientes positivos da curva, indicando a aparição da feição de 2,160 μm , desenvolvida com maior intensidade conforme aumenta a cristalinidade. Também foi observada uma certa correlação dos valores do Ck com a profundidade da feição de 2,206 μm para os mesmos espectros de caulinita, sendo que diminui o Ck conforme aumenta a profundidade (Figura 3.18).

Foram selecionados para este procedimento todos os espectros de reflectância de caulinita correspondentes ao prospecto Cerro La Mina, sem considerar os espectros resultantes de misturas com outros minerais.

Para calcular este índice foi preciso importar, no programa ENVI[®], todos os espectros de caulinita, após a remoção do contínuo. Em seguida, esses espectros foram exportados em forma de tabela ao programa Excel[®], onde foi executada a divisão entre as bandas. Cada medida foi associada à sua correspondente coordenada geográfica, objetivando representá-la espacialmente no ambiente SIG (ArcGIS), numa etapa posterior. A classificação dos diferentes graus de cristalinidade teve como base a proposta de Pontual *et al.* (1997) (Figura 19b).

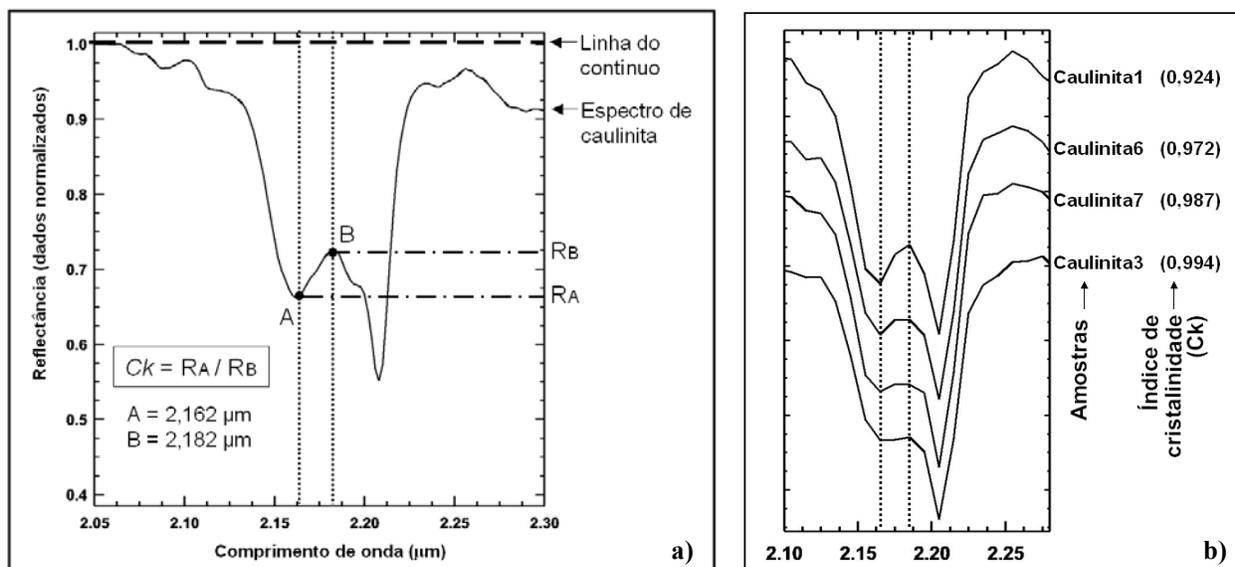


Figura 3.17: (a) feição de absorção dupla de 2,206 μm de um espectro de caulinita de cristalinidade alta (com remoção do contínuo) do prospecto Cerro La Mina. O índice Ck é calculado a partir da divisão entre as reflectâncias RA e RB, medidas nos pontos A (2,162 μm) e B (2,182 μm), respectivamente. (b) O índice Ck aplicado a espectros de caulinita da biblioteca espectral da USGS, com cristalinidade aumentando para cima.

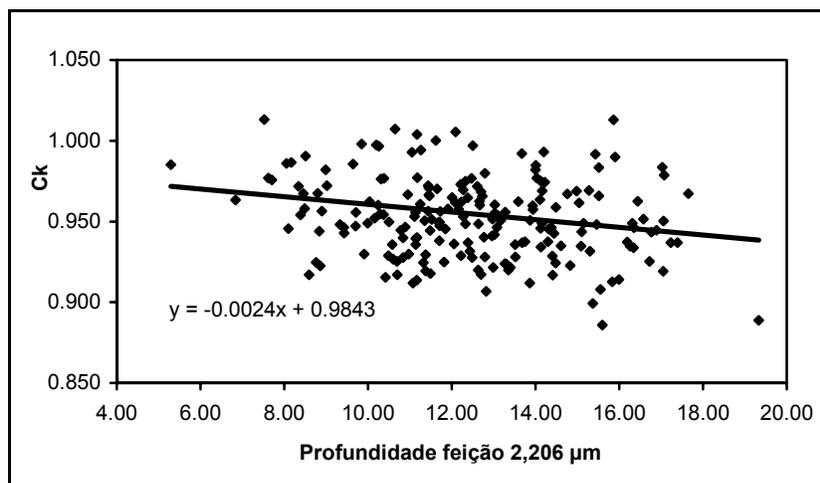


Figura 3.18: Gráfico de dispersão comparando valores do índice de cristalinidade de caulinita (Ck), com a profundidade da feição de absorção de 2,206 μm dos espectros do prospecto Cerro La Mina. Os valores do índice Ck diminuem conforme aumenta a cristalinidade. Nota-se que, deste modo, o aumento da profundidade da feição de 2,206 μm está relacionado aproximadamente ao aumento da cristalinidade.

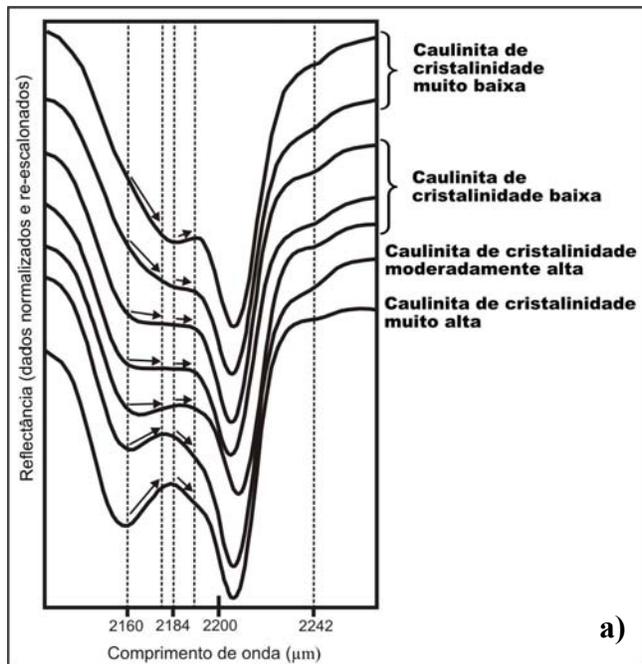
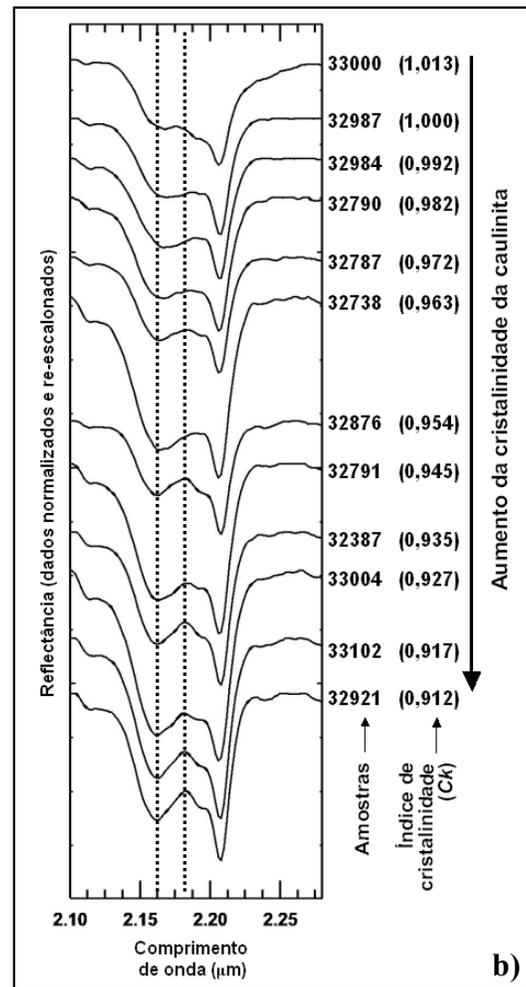


Figura 3.19: Figuras mostrando a feição de absorção dupla de 2,2 µm correspondentes a espectros de reflectância de caulinita com diferentes graus de cristalinidade. Todos os espectros da figura apresentam remoção do contínuo. **(a)** Espectros de caulinita mostrando aumento da cristalinidade para baixo (extraído de Pontual *et al.* 1997). Observar a classificação dos graus de cristalinidade da caulinita de acordo com a morfologia apresentada no intervalo de 2,160-2,190 µm. **(b)** Feições correspondentes a espectros da área de área de estudo, com diminuição para baixo do índice de cristalinidade Ck , o que indica aumento da cristalinidade. Pode-se observar que a variação da morfologia das feições duplas corresponde a um aumento da cristalinidade para baixo, assemelhando-se ao ilustrado na figura (a).



A [Figura 3.20](#) apresenta os resultados da caracterização dos graus de cristalinidade da caulinita no prospecto Cerro La Mina. A cristalinidade apresenta um aumento notável em direção ao setor nordeste do prospecto.

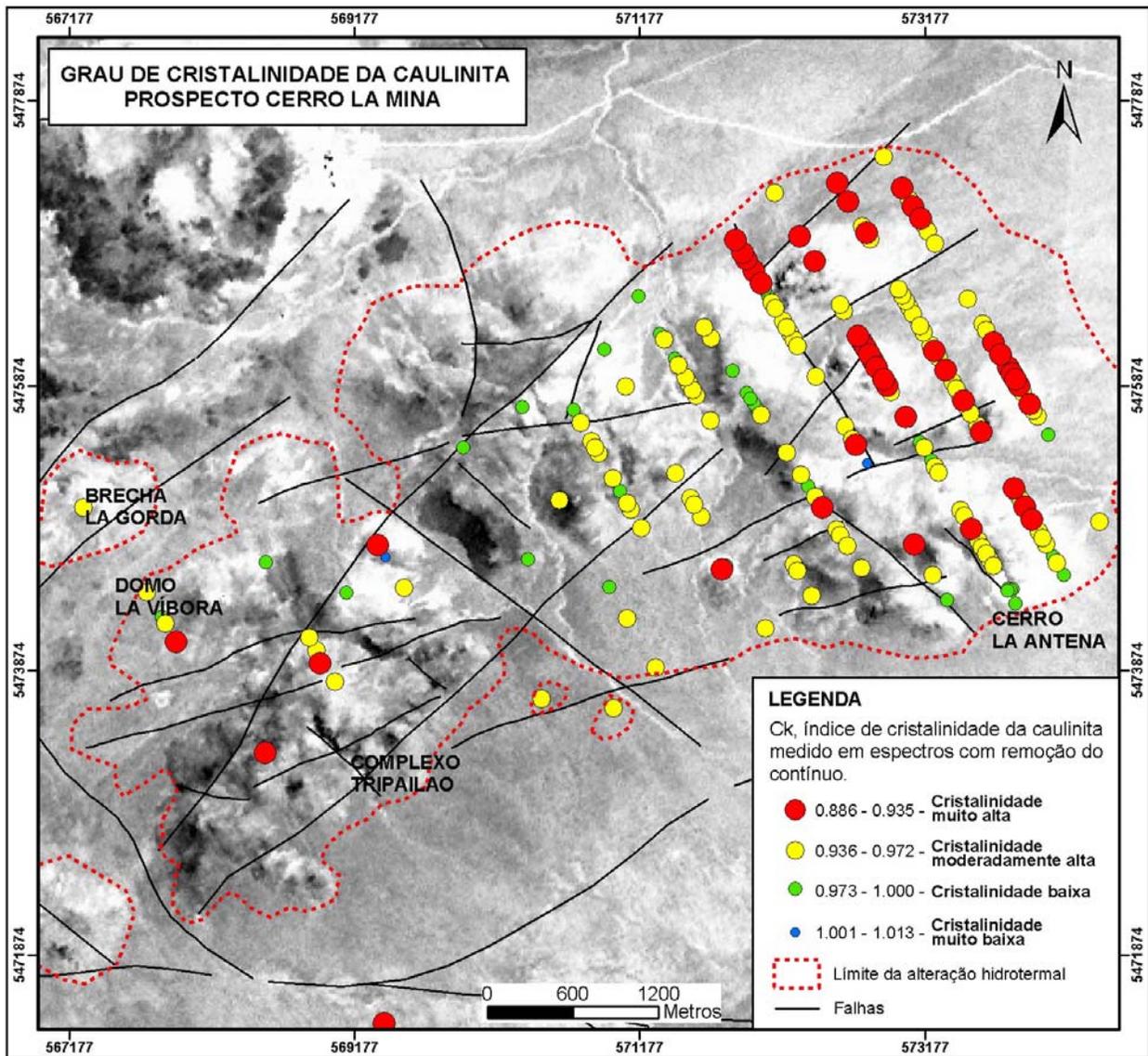


Figura 3.20: Mapa do grau de cristalinidade da caulinita do Prospecto Cerro La Mina, obtido a partir da aplicação do índice de cristalinidade C_k em espectros de reflectância. Os pontos correspondem a espectros de caulinita sem misturas consideráveis com outros minerais. O índice C_k diminui conforme aumenta a cristalinidade da caulinita.

3.4.1.2 Dickita

Uma tentativa de caracterização relativa da cristalinidade da dickita por meio de espectroscopia de reflectância foi realizada neste trabalho, resultando numa proposta preliminar. Uma dificuldade encontrada nesta caracterização da cristalinidade é a falta de bibliografia sobre o tema.

Considerando que a dickita pertence ao grupo mineralógico da caulinita e que, no caso da caulinita, é possível relacionar aproximadamente a profundidade de sua feição de absorção de 2,206 μm com a cristalinidade (Figura 3.18), propõe-se aqui que seja também considerada a

profundidade da feição de 2,206 μm da dickita como uma medida indicativa de sua cristalinidade. Valores da profundidade desta feição aumentam conforme a cristalinidade da dickita aumenta.

A profundidade da feição de absorção de 2,206 μm (Al-OH) foi medida em espectros de dickita sem misturas consideráveis com outros minerais, utilizando o programa SIMIS FeatureSearch 1.6.

Os valores de profundidades foram incluídos em uma tabela Excel, para posterior transferência para o ambiente SIG, onde foi elaborado o mapa da [Figura 3.21](#). Três intervalos de valores de profundidade com diferentes graus de cristalinidade foram definidos a partir da comparação das profundidades da mesma feição 2,206 entre dickita e caulinita.

Os resultados da caracterização pelo método aqui proposto dos graus de cristalinidade da dickita no prospecto Cerro La Mina mostram um padrão mais aleatório de aumento da cristalinidade do que o mostrado pela caulinita. No entanto, pode-se observar que as dickitas, apontadas como de maior cristalinidade, são mais frequentes no setor noroeste e central do prospecto.

3.5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A determinação da mineralogia e do zoneamento das assembléias de alteração hidrotermal são características distintivas importantes para a definição de um sistema epitermal.

No prospecto Cerro La Mina, a presença de alteração argílica avançada (quartzo + **alunita** + caulinita + dickita) no setor sudoeste, alteração argílica (dickita, dickita + caulinita, **caulinita**, **ilita**) nos setores central e nordeste, além de intensa silicificação (**quartzo** \pm pirita) no setor centro-sul, indica um padrão de alteração similar ao de sistemas epitermais de alta sulfetação ([Arribas 1995](#)). Este padrão é consistente com um aumento das paleo-temperaturas dos fluídos hidrotermais na direção sudoeste, coincidindo com as áreas de maior conteúdo de ouro no prospecto ([Figura 3.22](#)). No entanto, a análise da cristalinidade da caulinita ([Figura 3.20](#)) indica um aumento das paleo-temperaturas em sentido nordeste. Com base no conhecimento atual sobre esse prospecto, não há uma explicação óbvia para essa aparente contradição, necessitando-se de estudos futuros para elucidar essa questão.

No prospecto Cerro Abanico, a presença de uma zona central com alteração filica (**sericita** + quartzo), tendo ao seu redor uma extensa alteração argílica (**ilita** \pm esmectita \pm **caulinita**), pode ser relacionada à atuação de um sistema epitermal de baixa sulfetação. A

alteração filica, aliada à ausência de mineralização de Au (Figura 3.22), indicam paleotemperaturas mais altas para este setor, o qual poderia corresponder a um nível mais profundo dentro do sistema epitermal original.

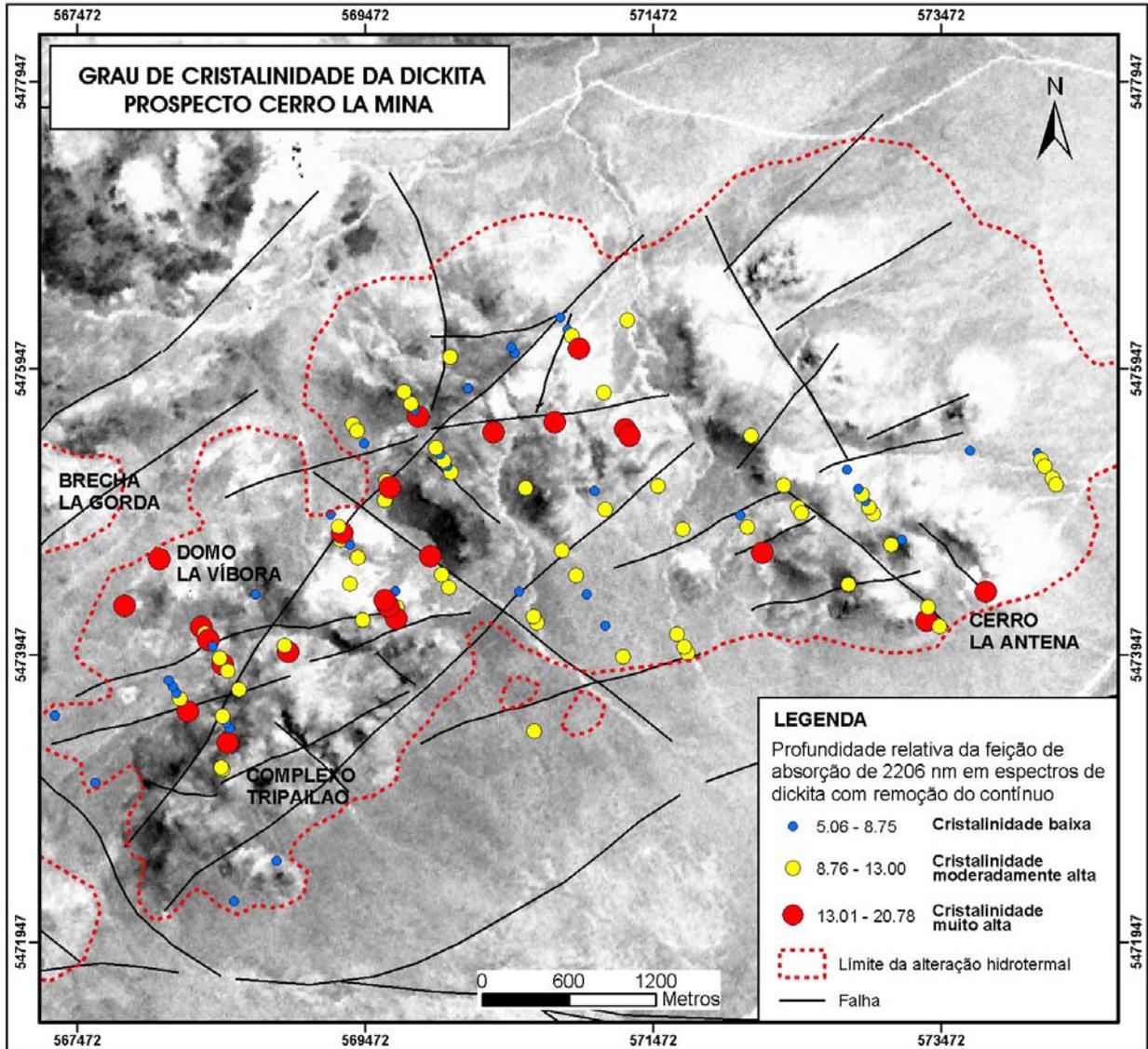


Figura 3.21: Mapa do grau de cristalinidade da dickita, no Prospecto Cerro La Mina, obtido a partir da medição da profundidade da feição de 2,206 μm em espectros de reflectância. Os pontos correspondem a espectros de dickita sem misturas consideráveis com outros minerais. A profundidade relativa da feição de absorção em 2,206 μm aumenta conforme aumenta a cristalinidade da dickita.

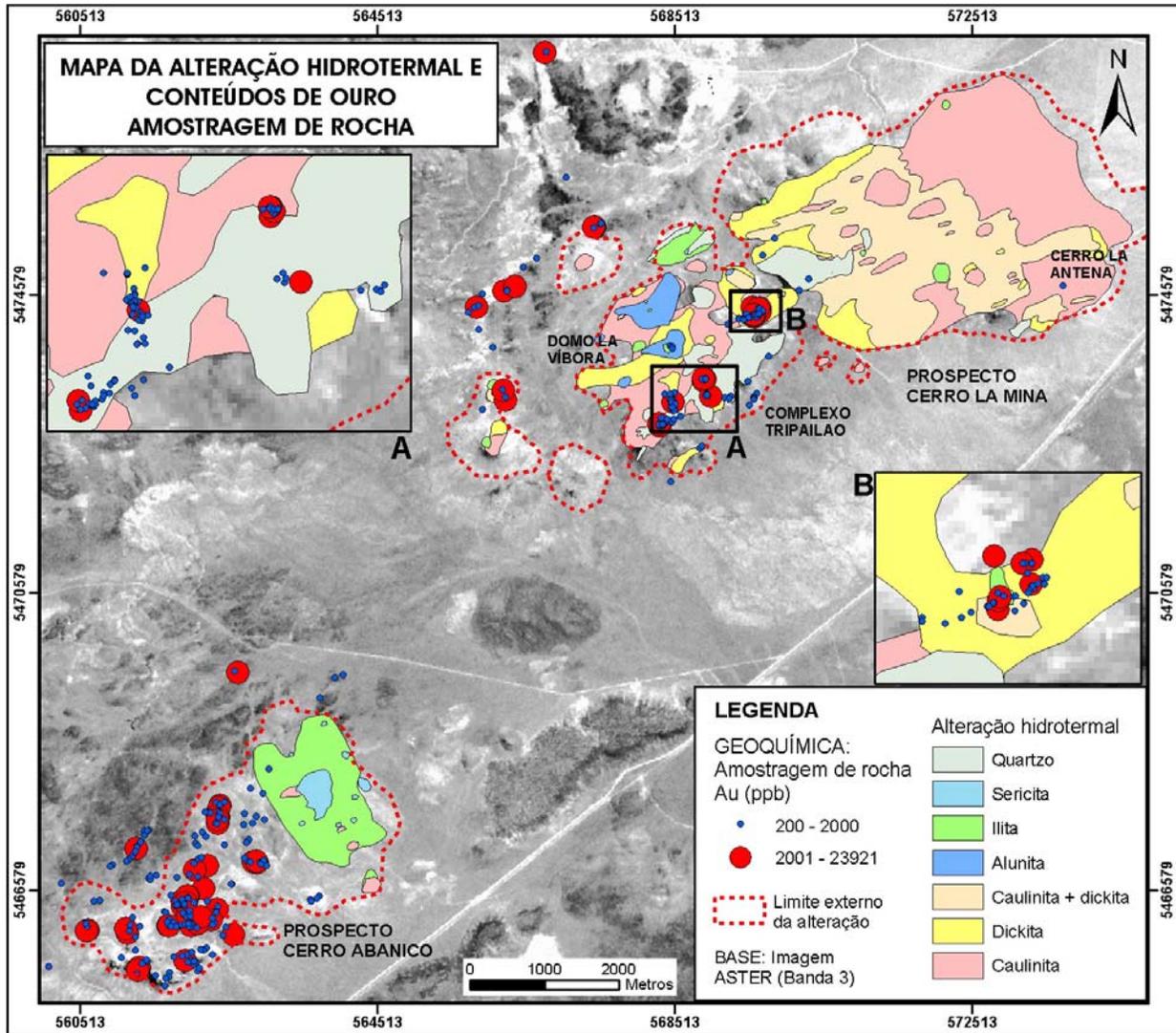


Figura 3.22: Mapa da alteração hidrotermal dos prospectos Cerro La Mina e Abanico combinado com os conteúdos de Au, obtidos a partir da amostragem geoquímica de rochas, junto com a distribuição dos tipos de alteração hidrotermal. Pode-se notar, no prospecto Cerro La Mina, que os maiores conteúdos de Au ocorrem dentro das zonas silicificadas ou com dickita, dickita+caulinita, e illita. Nas janelas A e B são mostradas ampliações de áreas do Complexo Tripailao (prospecto Cerro La Mina).

CAPITULO 4: *APLICAÇÃO DE TÉCNICAS DE CLASSIFICAÇÃO HIPERESPECTRAL UTILIZANDO O SENSOR ASTER*

4.1 O SENSOR ORBITAL ASTER

O sensor multiespectral ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) foi lançado em Dezembro de 1999, a bordo do satélite TERRA, como parte do programa *Earth Observing System* (EOS). Este sensor é constituído por três sub-sistemas de imageamento independentes, os quais coletam dados em várias porções do espectro electromagnético: 3 bandas na região do visível-infravermelho próximo (VNIR) com resolução espacial de 15 m, 6 bandas na região do infravermelho de onda curta (SWIR) com resolução de 30 m e 5 bandas na região do infravermelho termal (TIR) com resolução de 90 m (Abrams 2000, Souza Filho *et al.* 2003). As principais características espectrais e espaciais do sensor ASTER são apresentadas na [Tabela 4.1](#).

Tabela 4.1: Características principais do sensor ASTER.

ASTER			
Sub-sistema	Banda No.	Intervalo espectral (μm)	Resolução espacial (m)
VNIR	1	0,520 - 0,600	15
	2	0,630 - 0,690	
	3B E 3N (estereopar)	0,760 - 0,860	
SWIR	4	1,600 - 1,700	30
	5	2,145 - 2,185	
	6	2,185 - 2,225	
	7	2,235 - 2,285	
	8	2,295 - 2,365	
	9	2,360 - 2,430	
TIR	10	8,125 - 8,475	90
	11	8,475 - 8,825	
	12	8,925 - 9,275	
	13	10,250 - 10,950	
	14	10,950 - 11,650	
Largura da faixa imageada: 60 km			

Os dados multiespectrais do sensor ASTER têm sido utilizados com sucesso em diversos estudos voltados à caracterização de minerais associados a depósitos minerais e mapeamento

geológico. Os primeiros trabalhos, utilizando simulações do sensor no mapeamento mineralógico e geológico, foram realizados por [Abrams & Hook \(1995\)](#), [Marsh & Grealley \(1996\)](#), [Yamaguchi et al. \(1996\)](#), [Rowan \(1998\)](#), [Yamaguchi & Naito \(1999\)](#). [Yamaguchi & Takeda \(2001\)](#), e [Yamaguchi & Naito \(2003\)](#), utilizaram índices espectrais para discriminar minerais de alteração hidrotermal (alunita, caulinita, montimorilonita e calcita).

[Crósta et al. \(2002, 2003a, b\)](#) aplicaram a técnica *feature-oriented principal components selection* (FPCS), adaptada para a resolução espectral do sensor ASTER, na região de Los Menucos. Nesse trabalho, os autores conseguiram mapear minerais de alteração hidrotermal (caulinita-dickita, alunita e illita).

Diversos trabalhos utilizaram imagens ASTER para o mapeamento de minerais de alteração hidrotermal e unidades geológicas ([Kruse 2002](#), [Souza Filho et al. 2003](#), [Azcurra et al. 2003](#), [Marquetti et al. 2003](#), e [Hewson et al. 2003](#)). [Rowan & Mars \(2001, 2003\)](#) e [Rowan et al. \(2003\)](#) mapearam unidades litológicas, utilizando técnicas de classificação hiperespectral em dados do VNIR, SWIR e TIR do ASTER na região de Mountain Pass – Califórnia. [Lima \(2003\)](#) desenvolveu estratégias para detectar gossans associados a mineralizações de Pb-Zn-Ba na bacia de Irecê.

4.2 ESPECTROSCOPIA DE IMAGEAMENTO

O processo de aquisição de imagens em centenas de bandas registradas e contíguas, de forma a possibilitar que para cada pixel das mesmas seja possível derivar uma curva de reflectância espectral completa, recebe as denominações de ‘espectroscopia de imageamento’ (*imaging spectrometry*) e ‘sensoriamento remoto hiperespectral’ (*hyperspectral remote sensing*) (van der [Meer 2000](#)). O objetivo da espectroscopia de imageamento é medir quantitativamente a assinatura espectral dos componentes do sistema Terra a partir de espectros calibrados, adquiridos na forma de imagens, para uso na investigação científica e em aplicações de sensoriamento remoto ([Goetz et al. 1985](#)).

Pesquisas levadas a cabo ao longo das últimas décadas mostraram que a mineralogia da superfície terrestre pode ser identificada usando informação espectral geradas por sensores a bordo de aviões ou de satélites ([Kruse & Hauff 1989](#), [Rubin 1991](#), [Boardman & Kruse 1994](#), [Crósta et al. 1998](#), [Clark et al. 1998](#), [Bierwirth et al. 2002](#)). A maioria dos materiais terrestres pode ser caracterizada por feições de absorção espectral com larguras entre 0,02 e 0,04 μm . As

bandas espectrais de sensores hiperespectrais são estreitas (geralmente com larguras entre 0,01 e 0,02 μm), contíguas (adjacentes e não se sobrepõem) e permitem a extração de espectros de reflectância a partir de cada pixel componente da imagem. Estes espectros extraídos podem ser comparados diretamente com espectros medidos no campo ou em laboratório (Figura 4.1).

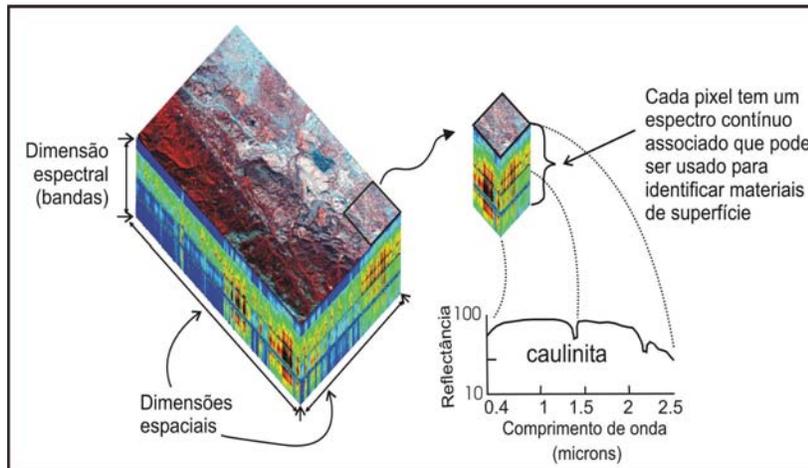


Figura 4.1: Conceito da espectroscopia de imageamento (adaptado de Vane 1985). Na porção esquerda da figura, é apresentado um cubo de dados espectrais (*datacube*) de uma imagem AVIRIS, com 224 bandas, da área de Jasper Ridge (Califórnia, USA). Os eixos x e y do cubo representam dados espaciais (1024 x 614 pixels) de uma composição colorida (R=banda 43, G=17, B=10). O eixo z representa dados espectrais de 224 bandas contíguas desde 0,4 μm até 2,5 μm em pseudocolor (*rainbow*).

Existem atualmente em funcionamento várias dezenas de sensores desse tipo (Tabela 4.2). A maioria destes sensores são aero-transportados, portanto, com escassa cobertura global e custos associados muito elevados. Atualmente, há apenas dois sensores hiperespectrais do tipo orbital em operação: Compact High Resolution Imaging Spectrometer (CHRIS) (a bordo do satélite Proba) e *Hyperion Imaging Spectrometer* (a bordo do satélite EO-1). Um terceiro sensor hiperespectral orbital, o *Fourier Transform Hyperspectral Imager* (FTHSI, a bordo do MightySat II), foi lançado em Julho do 2000, não tendo chegado a atingir a órbita programada e não tendo, portanto, entrado em operação.

O sensor CHRIS somente cobre a faixa do VIS e NIR, o que limita seu uso em geologia. O sensor Hyperion continua sendo, entre os dois sensores hiperespectrais em operação, o mais indicado para mapeamento mineralógico devido à cobertura da faixa espectral entre o visível e o SWIR (0,4 a 2,5 μm). Entretanto, é preciso destacar que suas imagens possuem cobertura geográfica extremamente reduzida (7,5km de largura ao longo da órbita da plataforma EO-1).

Sensores remotos multispectrais tradicionais, tais como Landsat MSS, TM e SPOT, produzem imagens de baixa resolução espectral e bandas com centenas de nanômetros de largura (1000 nm = 1 μm). Os espectros de reflectância de cada pixel destas imagens carecem, em muitos casos, da informação espectral essencial para a identificação dos minerais constituintes.

As técnicas utilizadas no processamento de imagens de espectroscopia de imageamento possuem diferenças com relação às técnicas utilizadas com dados multiespectrais, notadamente quanto ao seu caráter eminentemente quantitativo (Rubin 1991, Boardman & Kruse 1994, Crósta *et al.* 1998, Kruse *et al.* 1999). Contudo, estas técnicas também mostram resultados satisfatórios quando aplicadas a imagens multiespectrais Landsat-TM (Almeida 2000, Swalf 2000, Tapia 2002, Kruse 1989, Kruse *et al.* 2002a) e ASTER (Kruse *et al.* 2002b, Azcurra *et al.* 2003, Castro Godoy *et al.* 2003, Marquetti *et al.* 2003, Rowan & Mars 2003, Souza Filho *et al.* 2003).

Tabela 4.2: Principais sensores de imageamento orbitais e aereo-transportados (adaptado de Shippert 2002)

Sensores orbitais	Fabricante	Numero de bandas	Intervalo espectral (μm)
FTHSI no MightySat II	Air Force Research Lab	256	0,35-1,05
Hyperion no EO-1	NASA Goddard Space Flight Center	220	0,4-2,5
CHRIS no ESA's Proba	ESA's General Support Technology Programme	63	0,4-1,05
Sensores aereo-transportados	Fabricante	Numero de bandas	Intervalo espectral (μm)
AVIRIS	NASA Jet Propulsion Lab	224	0,4-2,5
HYDICE	Naval Research Lab	210	0,4-2,5
PROBE-1	Earth Search Sciences Inc.	128	0,4-2,5
Casi	ITRES Research limited	Superior a 228	0,4-1,0
HypMap	Integrated Spectronics	126 + 32	0,4-2,5 + 8-12,5
EPS-H	GER Corporation	VIS/NIR (76), SWIR1 (32), SWIR2 (32), TIR (12)	VIS/NIR (0,43-1,05), SWIR1 (1,5-1,8), SWIR2 (2,0-2,5), TIR (8-12,5)
DAIS 7915	GER Corporation	VIS/NIR (32), SWIR1 (8), SWIR2 (32), MIR (1), TIR (6)	VIS/NIR (0,43-1,05), SWIR1 (1,5-1,8), SWIR2 (2,0-2,5), MIR (3,0-5,0), TIR (8,7-12,3)
DAIS 21115	GER Corporation	VIS/NIR (76), SWIR1 (64), SWIR2 (64), MIR (1), TIR (6)	VIS/NIR (0,4-1,0), SWIR1 (1,0-1,8), SWIR2 (2,0-2,5), MIR (3,0-5,0), TIR (8,0-12,0)
AISA	Spectral Imaging	Superior a 288	0,43-1,0

Siglas: VIS = visível, NIR = infravermelho próximo, SWIR = infravermelho de onda curta, TIR = infravermelho termal, MIR = infravermelho médio

4.3 CORREÇÃO ATMOSFÉRICA DA IMAGEM ASTER

Toda a radiação solar detectada por sensores remotos atravessa necessariamente a atmosfera da Terra. A atmosfera contém gases e partículas que provocam absorção e espalhamento da radiação. Esses efeitos afetam a intensidade e a composição espectral da radiação eletromagnética disponível para um sensor remoto, resultando na diminuição da

qualidade da imagem e modificando significativamente a resposta espectral dos alvos. A absorção e espalhamento dos gases atmosféricos são mais perceptíveis nos comprimentos de onda do visível e infravermelho e podem ser corrigidos por meio de técnicas de correção atmosférica de imagens (Green *et al.* 1993). Essa correção é um passo fundamental para a classificação espectral dos alvos, permitindo comparar os valores de reflectância dos pixels das imagens com os espectros de reflectância medidos na superfície (Figura 4.2).

Para a correção atmosférica dos dados do ASTER foi utilizado o programa ACORN (*Atmospheric CORrection Now*). Este programa oferece uma série de estratégias para a correção atmosférica de imagens hiperespectrais e multiespectrais, que incluem métodos que se baseiam em códigos de transferência empírica e radiativa (Lima 2003, Souza Filho & Yamagushi 2004). O método fornece parâmetros para se obter um modelo de absorção e espalhamento atmosférico e possibilita converter os valores de radiância dos pixels da imagem em reflectância aparente. A correção atmosférica é feita com base nas seguintes equações (Chandrasekhar 1960):

$$L_t(l) = F_0(l) \{ r_a(l) + T_d(l)r(l)T_u(l)/(1-s(l)r(l)) \} / p$$

Onde:

L_t = radiância total que chega ao sensor.

F_0 = irradiância solar no topo da atmosfera

r_a = reflectância da atmosfera

T_d = transmitância descendente da atmosfera

r = reflectância espectral da superfície

T_u = transmitância ascendente da atmosfera

s = reflectância descendente da atmosfera

l = comprimento de onda espectral

A solução dessa equação fornece a reflectância (r) aparente de superfície, segundo a fórmula:

$$r(l) = 1 / [\{ F_0(l)T_d(l)T_u(l)/p \} / (L_t(l) - F_0(l)r_a(l)/p) + s(l)]$$

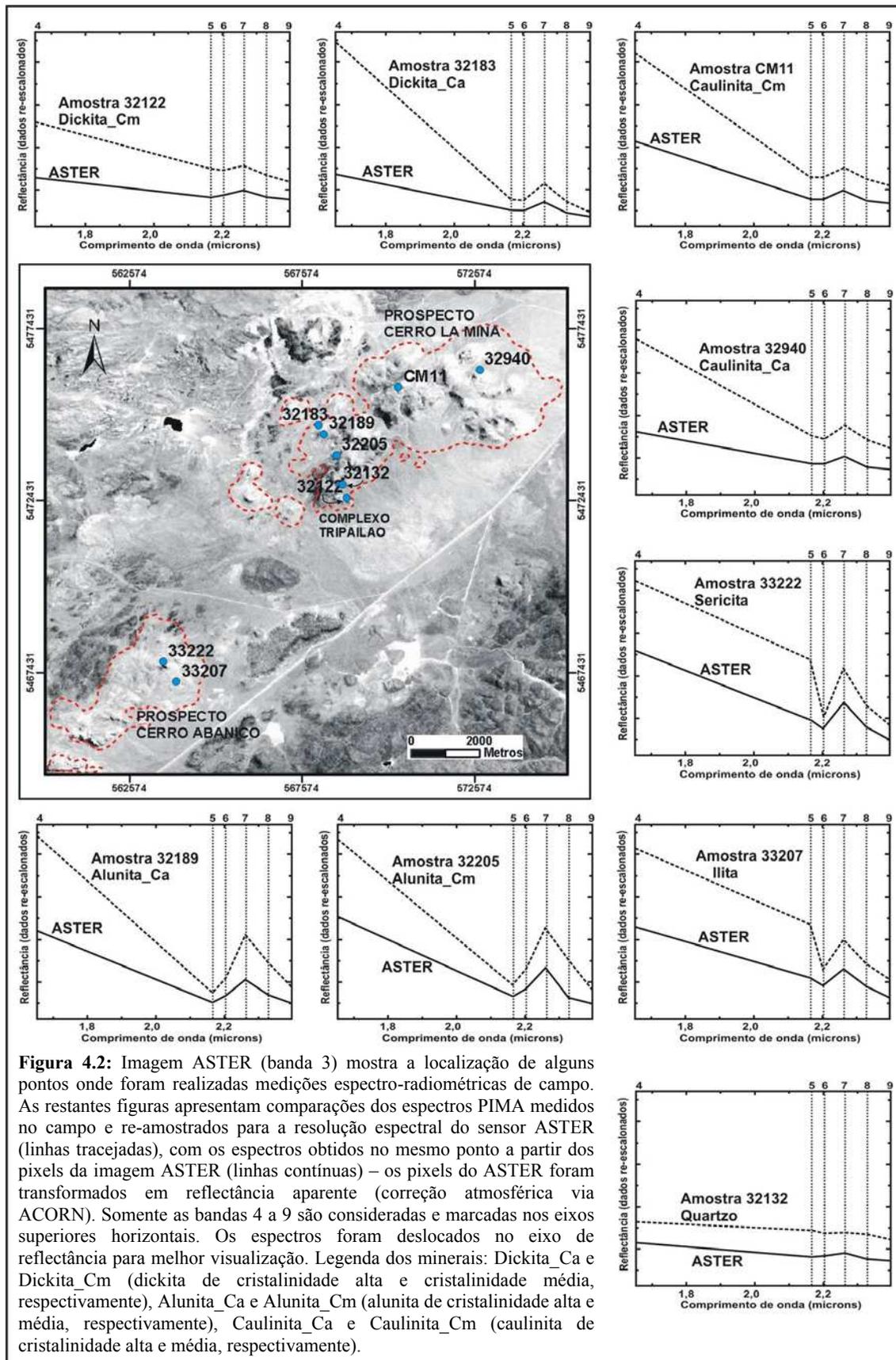


Figura 4.2: Imagem ASTER (banda 3) mostra a localização de alguns pontos onde foram realizadas medições espectro-radiométricas de campo. As restantes figuras apresentam comparações dos espectros PIMA medidos no campo e re-amostrados para a resolução espectral do sensor ASTER (linhas tracejadas), com os espectros obtidos no mesmo ponto a partir dos pixels da imagem ASTER (linhas contínuas) – os pixels do ASTER foram transformados em reflectância aparente (correção atmosférica via ACORN). Somente as bandas 4 a 9 são consideradas e marcadas nos eixos superiores horizontais. Os espectros foram deslocados no eixo de reflectância para melhor visualização. Legenda dos minerais: Dickita_Ca e Dickita_Cm (dickita de cristalinidade alta e cristalinidade média, respectivamente), Alunita_Ca e Alunita_Cm (alunita de cristalinidade alta e média, respectivamente), Caulinita_Ca e Caulinita_Cm (caulinita de cristalinidade alta e média, respectivamente).

4.4 CARACTERIZAÇÃO ESPECTRAL DOS MINERAIS DE REFERÊNCIA

Para fins de análise espectral, além da adequada correção atmosférica, é preciso dispor de uma biblioteca espectral de referência. As bibliotecas espectrais são coleções de espectros de reflectância de materiais de composição conhecida, medidos no campo ou laboratório (Clark 1995). A comparação da informação espectral contida nos pixels de imagens hiperespectrais ou multiespectrais com dados da biblioteca espectral possibilita a identificação dos respectivos materiais presentes na superfície imageada.

A caracterização espectral dos materiais geológicos, produtos de alteração hidrotermal do prospecto Los Menucos (*cf.* Capítulo 3), serviu de base para a seleção de alguns espectros, correspondentes aos minerais mais representativos das zonas de alteração. Os minerais selecionados foram a caulinita de cristalinidade alta e média, dickita de cristalinidade alta e média, alunita de cristalinidade alta e média, ilita, sericita e quartzo. Com estes minerais foi criada uma biblioteca espectral de referência para uso no processamento hiperespectral (Figura 4.3a). Os espectros foram re-amostrados para a resolução espectral do ASTER (Figura 4.3b), de modo a permitir a análise de sua similaridade com os espectros dos pixels da imagem.

Uma análise comparativa entre os espectros re-amostrados para a resolução do ASTER mostra que, apesar da aparente similaridade, existem diferenças importantes entre eles, principalmente nos comprimentos de onda correspondentes às bandas 5, 6 e 7 do ASTER (Figura 4.3b), o que potencialmente pode ser reproduzido em imagens geradas pelo sensor ASTER.

As bandas do SWIR da sub-cena ASTER, utilizada no processamento hiperespectral, foram espacialmente re-amostradas para uma resolução espacial maior, de 15 metros, correspondente à resolução primária das bandas espectrais do VNIR (1, 2 e 3). Embora as características espectrais de cada pixel sejam o resultado de uma mistura de todos os materiais localizados na projeção do pixel no terreno (solo, rocha, vegetação, água, etc), é possível tomar em consideração o conceito de “espectro médio”, representando as características do(s) material(is) que predominam em superfície.

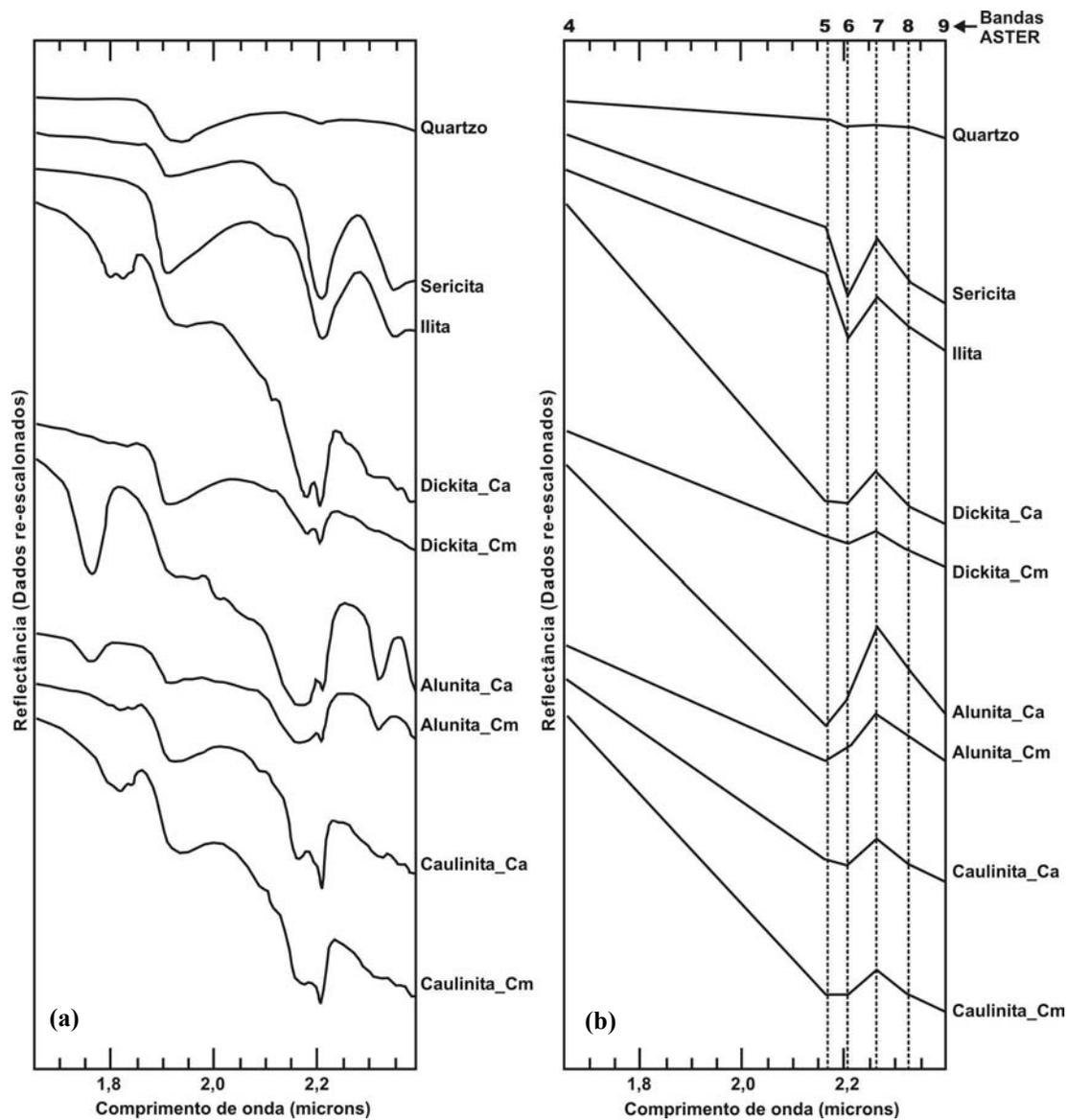


Figura 4.3: Espectros de campo obtidos com o instrumento PIMA dos principais minerais de alteração hidrotermal de Los Menucos, utilizados na criação da biblioteca espectral. Os espectros foram deslocados no eixo de reflectância para melhor visualização. Legenda dos minerais: **Dickita_Ca** e **Dickita_Cm** (dickita de cristalinidade alta e cristalinidade média, respectivamente), **Alunita_Ca** e **Alunita_Cm** (alunita de cristalinidade alta e média, respectivamente), **Caulinita_Ca** e **Caulinita_Cm** (caulinita de cristalinidade alta e média, respectivamente). **(a)** Espectros originais considerando o intervalo de 1,600 a 2,430 μm , que coincide com as bandas utilizadas do ASTER (4 a 9). **(b)** Os mesmos espectros da figura (a) re-amostrados para a resolução espectral do ASTER.

Na [Figura 4.2](#) são apresentadas comparações, para as mesmas localizações geográficas, entre os espectros de reflectância de campo da biblioteca e os espectros obtidos dos pixels da imagem ASTER, transformados em reflectância aparente. Apesar do espectro de reflectância de um pixel do ASTER ser o resultado da reflectância de uma área de 15 x 15 m no terreno, neste caso há uma razoável coincidência com o espectro de campo de localização pontual. Eventuais

diferenças são devidas a fatores que influenciam os espectros da imagem, incluindo a presença de misturas de minerais, misturas de vegetação-mineral, variações no tamanho de grão do mineral, feições residuais de absorção atmosférica e sombra topográfica. No caso da região de Los Menucos, por ser de clima árido e ficar longe de grandes cidades, há uma atmosfera geralmente livre de moléculas ou partículas que interfiram sobre a radiação refletida pelo terreno. Devido ao clima semi-árido vigente, há também na superfície a predominância de espectros correspondentes a rochas e minerais, facilitando deste modo o mapeamento.

4.5 PROCESSAMENTO HIPERESPECTRAL DA IMAGEM ASTER

De forma geral, as técnicas de classificação hiperespectral se baseiam na análise da similaridade entre os espectros de um conjunto de materiais de referência, ou *endmembers*, e as curvas espectrais correspondentes a cada pixel da imagem. Vale aclarar que um *endmember* é o espectro de uma classe pura idealizada numa imagem (Schowengerdt 1997). Nesse sentido, o *endmember* só existe como uma conveniência conceitual ou como idealizações em imagens reais.

Para identificar e ressaltar materiais de interesse numa imagem a partir de suas feições espectrais podem ser aplicadas técnicas “convencionais” de processamento digital, como por exemplo mapeamento da profundidade de banda utilizando subtração, divisão ou inspeção visual dos espectros da imagem (van der Meer 2000). Estas técnicas são geralmente úteis para o realce visual dos materiais de interesse, mas requerem experiência na interpretação. Por conseguinte, foram desenvolvidas técnicas de processamento específicas para dados de alta resolução espectral, que logram enfrentar a grande dimensionalidade espectral característica dos dados de espectroscopia de imageamento.

Neste trabalho, a classificação hiperespectral foi aplicada na imagem ASTER utilizando ferramentas espectrais do programa ENVI[®] (RSI 2003). Este programa dispõe de um assistente de classificação espectral, o *ENVI Spectral Mapping Wizard*. O assistente é uma guia que possibilita identificar *endmembers* espectrais de dados hiperespectrais e multiespectrais. As etapas do processamento do assistente são mostradas na Figura 4.4. Na Tabela 4.3 é descrita a seqüência de passos compreendidos no processamento hiperespectral.

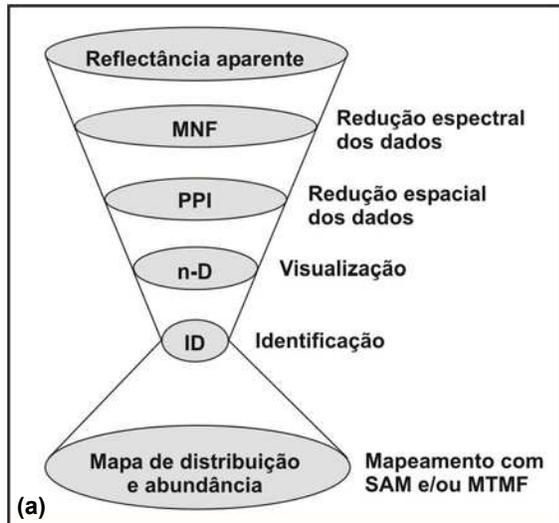


Figura 4.4: Fluxogramas das operações feitas no processamento hiperespectral com o programa ENVI. (a) Fluxograma geral do processamento com ENVI (Kruse *et al.* 1999). (b) Fluxograma detalhado dos passos do processamento (modificado de RSI 2003).

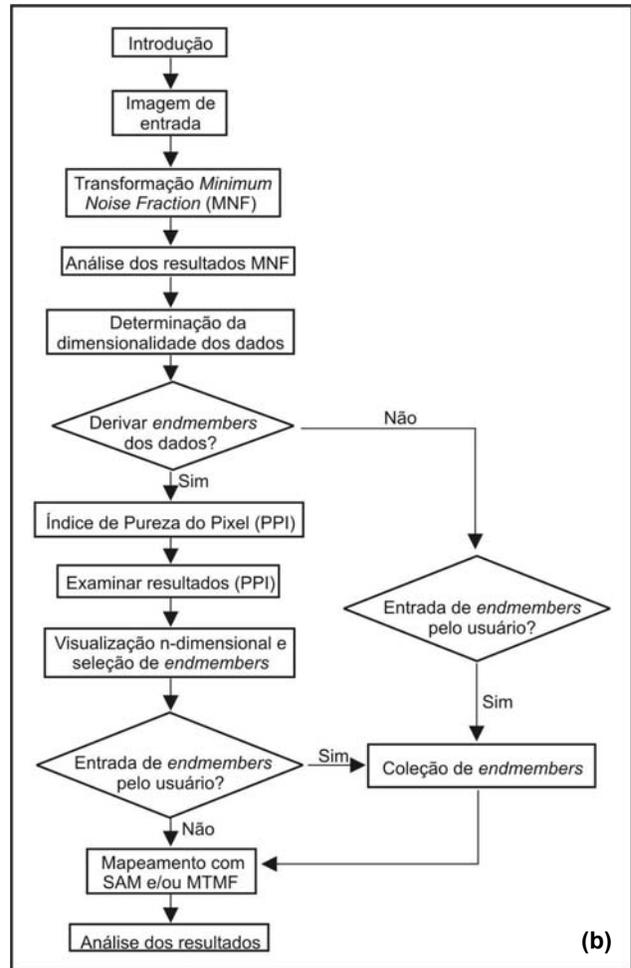


Tabela 4.3: Sequência para o processamento com técnicas hiperespectrais (modificada de Kruse 1999)

PROCESSOS	
1	Imagem de entrada para o processamento.
2	Transformação MNF (Minimum Noise Transform)
3	Índice de Pureza do Pixel (PPI - Pixel Purity Index)
4	Visualização n-dimensional
5	Métodos de processamento hiperespectral
	- <i>Spectral Angle Mapper (SAM)</i>
	- <i>Mixture Tuned Matched Filtering (MTMF)</i>

4.5.1 Imagem de Entrada para o Processamento

A sub-cena ASTER convertida para reflectância aparente é usada como entrada para o processo de classificação hiperespectral. Esta sub-cena tem 1019 x 940 pixels (equivalentes a 15,2 x 14,1 km), e abrange as principais áreas com alteração hidrotermal hospedeiras de

mineralizações auríferas dos prospectos Cerro Abanico e Cerro La Mina, segundo um *trend* de orientação NE-SO localizado a sudoeste da vila de Los Menucos.

No processamento hiperespectral foram utilizadas apenas as bandas espectrais 4 a 9, cobrindo a região espectral de 1,600 a 2,430 μm (SWIR). Neste intervalo ocorrem as feições espectrais diagnósticas das argilas, sulfatos e filossilicatos de interesse neste trabalho (Hunt & Salisbury 1970, Hunt 1977, Hunt & Ashley 1979, Clark *et al.* 1990), além de ser o intervalo equivalente à cobertura espectral do instrumento PIMA, utilizado na caracterização espectral dos materiais de alteração hidrotermal.

4.5.2 Transformação Minimum Noise Fraction (MNF)

O valor registrado para cada pixel de uma imagem de sensoriamento remoto envolve uma componente relativa ao sinal, que é o valor de reflectância (ou emitância) medido pelo sensor, acrescido do ruído, o qual descreve a variabilidade aleatória do sinal (Schowengerdt 1997, van der Meer 2000). O ruído, que pode ser introduzido nos dados pelo sensor de diversas formas, causa interferência na identificação de materiais e no cálculo de suas abundâncias. Com a finalidade de minimizar a componente de ruído das imagens ASTER, foi utilizada uma técnica de processamento que é uma versão modificada da transformação *Minimum Noise Fraction* (MNF) (Green *et al.* 1988).

A transformação MNF é usada para determinar a dimensionalidade espectral inerente aos dados, segregar o ruído e reduzir os requisitos computacionais para o processamento subsequente (Green *et al.* 1988, Boardman & Kruse 1994). Essa técnica utiliza duas transformações em cascata, baseadas na Análise por Principais Componentes (APC), sendo que a primeira transformação usa a matriz de co-variância estimada de ruído para remover a correlação interbandas e escalonar o ruído. O ruído contido nos resultados deste primeiro passo tem variância unitária. O segundo passo é uma transformação-padrão por Principal Componente dos dados, já com o ruído minimizado. Para propósito do processamento espectral posterior, a dimensionalidade inerente dos dados é determinada por exame dos autovalores e das imagens associadas (Green *et al.* 1988). O espaço dos dados pode ser dividido em duas partes: uma parte associada com autovalores elevados e imagens com pouco ruído, e outra, complementar, com autovalores próximos à unidade e com imagens dominadas pelo ruído (Figura 4.5). Usando somente as porções coerentes, o ruído é separado dos dados, o que melhora os resultados do

processamento espectral (Kruse 1996). Uma importante propriedade da transformação MNF é sua independência das mudanças de escala da imagem, devido à sua dependência da relação sinal/ruído (Green *et al.* 1988).

A diminuição dos autovalores, conforme aumentam as bandas MNF, mostra que a quase totalidade da informação está contida nas três primeiras bandas, ao passo que o ruído concentra-se nas três últimas (Figura 4.5). No entanto, nas imagens MNF das bandas 1 a 5 (Figura 4.6) foram observadas algumas feições espectrais importantes não correspondentes a ruído, denotando a presença de informação espectral qualitativamente relevante. Por essa razão, somente foi eliminada a última banda para o processamento posterior (banda MNF 6).

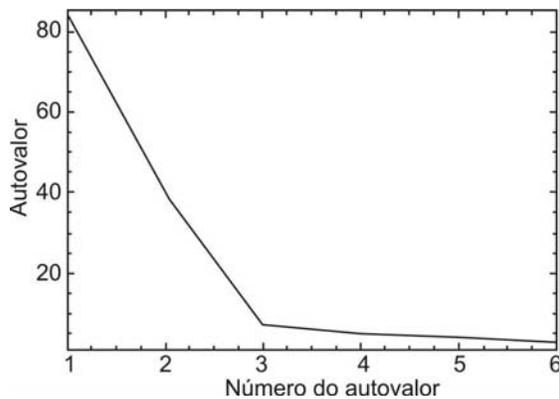


Figura 4.5: Gráfico mostrando os autovalores (no eixo Y) e as bandas transformadas pelo MNF (no eixo X) do processamento hiper-espectral na imagem ASTER de Los Menucos.

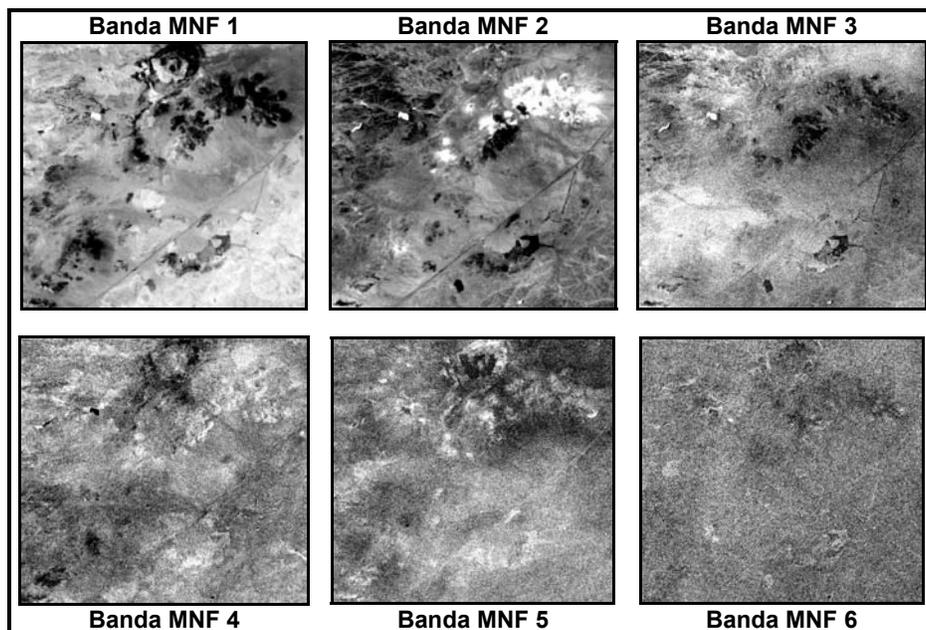


Figura 4.6: Bandas resultantes da transformação MNF da imagem ASTER de Los Menucos. Notar o aumento do ruído conforme aumenta o número das bandas.

Ao fim da etapa de determinação da dimensionalidade, são fornecidas duas opções de escolha (Figura 4.4b): (i) derivação dos *endmembers* a serem usados na classificação a partir da própria imagem de entrada (método dos *Endmembers* Derivados) ou; (ii) fornecimento dos espectros dos *endmembers* a partir de fonte externa (biblioteca espectral, medidas de campo ou laboratório) (método dos *Endmembers* Conhecidos). Neste trabalho ambas opções foram testadas.

4.5.3 Índice de Pureza do Pixel (PPI - *Pixel Purity Index*)

A mistura espacial de materiais dentro de um pixel no terreno é um fenômeno que pode ser explicado em muitos casos por meio do modelo de mistura linear. Este modelo assume uma reflectância simples dentro da área do pixel no terreno. Singer e McCord (1979) destacam que se a escala de mistura é grande (macroscópica), a mistura ocorre de forma linear. Para escalas microscópicas, a mistura é geralmente não-linear (Nash & Conel 1974, Singer 1981). A Figura 4.7 ilustra o conceito do modelo de mistura linear, ao passo que na Figura 4.8 são apresentados os resultados teóricos de misturas lineares entre os principais espectros de referência da área de estudo.

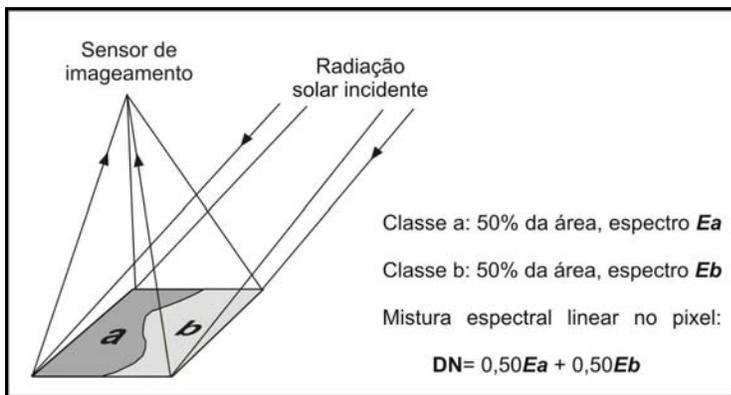


Figura 4.7: Modelo de mistura linear macroscópica para a projeção de um simples pixel no terreno (modificado de Schowengerdt, 1997).

No processamento hiperespectral, é útil separar os pixels puros daqueles correspondentes a misturas, com o objetivo de reduzir o número de pixels a serem analisados. O Índice de Pureza do Pixel (PPI) é um meio de identificar os pixels espectralmente mais puros numa imagem (Boardman *et al.* 1995). A técnica PPI, utilizada apenas quando se opta pelo Método dos *Endmembers* Derivados, é aplicada no conjunto de bandas selecionadas pelo processo MNF. Os pixels espectralmente puros correspondem geralmente a misturas de *endmembers* e, para identificá-los, o PPI utiliza conceitos de geometria convexa. A geometria convexa é baseada na geometria de conjuntos convexos em n -dimensões, definidos como pontos que resultam de

combinações lineares de alguns conjuntos, onde todos os pesos são positivos e cuja soma é igual à unidade (Boardman 1993). Esta também é a definição exata do modelo de mistura espectral linear.

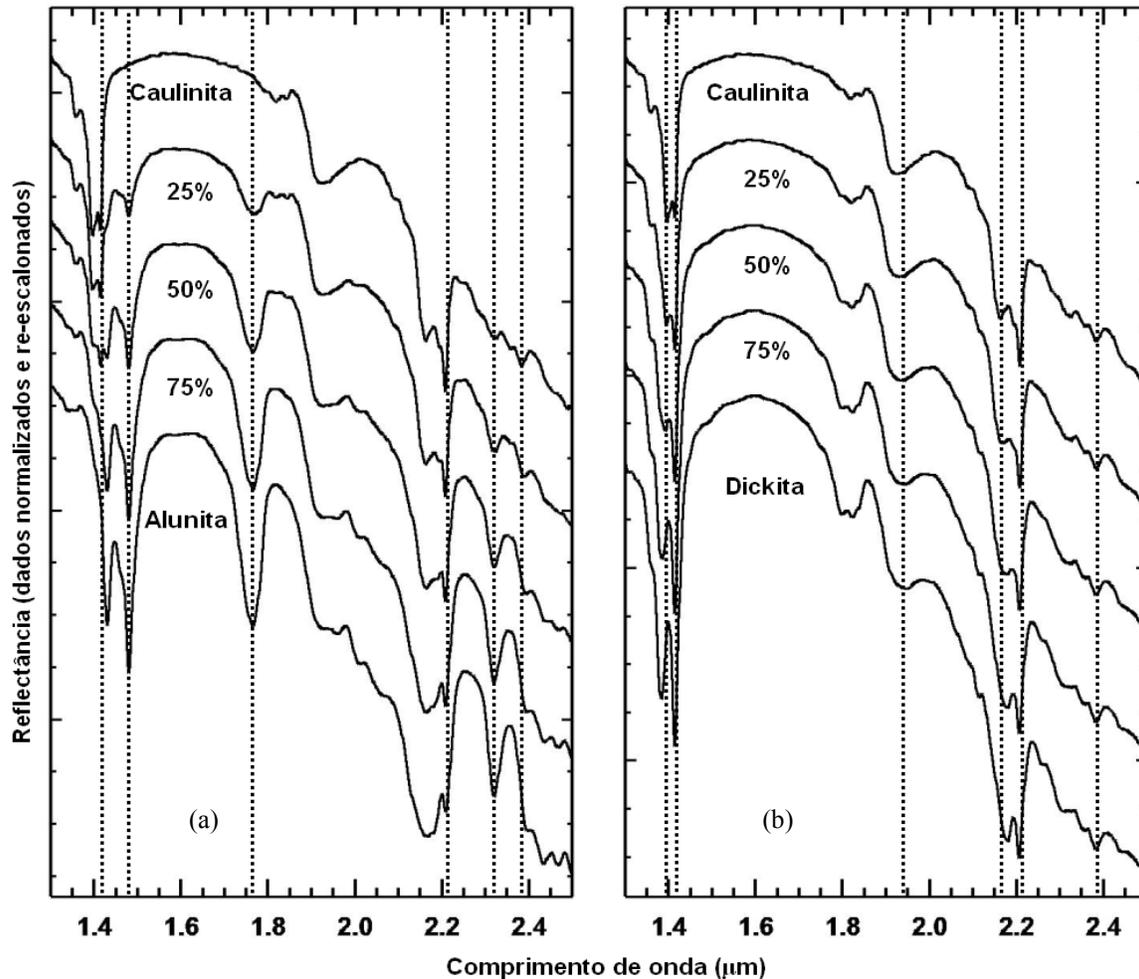


Figura 4.8: Misturas artificiais, geradas com o programa ENVI, de espectros puros obtidos em campo (PIMA) seguindo o modelo de mistura linear. As linhas verticais mostram a principais feições de absorção. **(a)** Misturas de 75%, 50% e 25% de caulinita de alta cristalinidade (espectro superior) com alunita de alta cristalinidade (espectro inferior). **(b)** Misturas de 75%, 50% e 25% de caulinita de alta cristalinidade (espectro superior) com dickita de alta cristalinidade (espectro inferior). As misturas artificiais destes minerais resultaram ser similares às misturas encontradas em espectros de campo.

O PPI é computado por repetidas projeções n -dimensionais de gráficos de dispersão sobre um vetor unitário randômico. Os pixels extremos em cada projeção são registrados, assim como o número total de vezes em que isso ocorre. Uma imagem de Índice de Pureza de Pixels é então gerada, na qual o DN de cada pixel corresponde ao número de vezes que cada pixel foi apontado como extremo em alguma projeção. Os valores mais altos indicam que os pixels estão localizados

mais próximos aos cantos da nuvem de dados n -dimensionais e, portanto, são mais puros em relação aos pixels com valores menores.

Neste trabalho, o PPI foi computado utilizando 15.000 projeções repetidas de todas as observações no espaço n -dimensional ao redor de um vetor unitário, junto com um valor de limiar (*threshold*) de 2,5 números digitais (sendo que 1 número digital ou DN é igual a 1 desvio-padrão com relação à media do pixel).

4.5.4 Visualização n-Dimensional

A visualização n -dimensional fornece uma ferramenta interativa para selecionar os *endmembers* no espaço n -dimensional. Nessa ferramenta de visualização, o espectro pode ser imaginado como pontos em um diagrama de dispersão n -dimensional, onde " n " é o número de bandas MNF ou dimensões (Boardman *et al.* 1995). As coordenadas dos pontos no n -espaço consistem de " n " valores que são os valores de radiância ou reflectância espectral em cada banda para um determinado pixel (Boardman 1993). Os pixels puros situam-se nas extremidades dos diagramas de dispersão, sendo marcados interativamente pelo usuário (Figura 4.9).

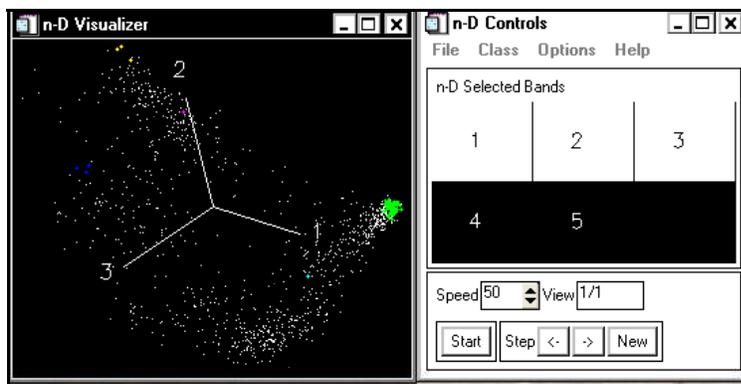


Figura 4.9: Janela do programa ENVI mostrando a visualização n -dimensional e seus controles para a seleção dos *endmembers* (em cores na janela da direita) da imagem ASTER de Los Menucos.

O processamento anterior ao mapeamento com as técnicas espectrais (SAM e MTMF) foi aplicado de duas formas diferentes: uma utilizando somente os *endmembers* obtidos a partir da imagem por meio das ferramentas PPI e a visualização n -dimensional (método dos *Endmembers* Derivados), e a outra utilizando somente os *endmembers* da biblioteca espectral criada com os espectros de campo (método dos *Endmembers* Conhecidos) (ver Figura 4.4). Em todos os casos, a dimensionalidade dos dados foi estabelecida em 5 bandas.

Na aplicação do método dos *Endmembers* Derivados, além de considerar os *endmembers* selecionados automaticamente pelo programa, foram selecionados manualmente mais alguns que se localizaram nas porções extremas da nuvem do diagrama de dispersão, determinando-se 7 classes no total. Testes feitos selecionando um menor número de *endmembers* resultou em classes muito abrangentes. Por outro lado, quando utilizado um maior número de *endmembers*, as classes foram muito complexas e com maior quantidade de misturas de minerais.

4.5.5 Métodos de Mapeamento Espectral

Muitas das técnicas de processamento de imagens têm sido desenvolvidas para aproveitar a extensiva e detalhada informação espectral contida em imagens hiperespectrais. A maioria delas pode, contudo, ser aplicada de forma precisa a imagens multiespectrais, porém com resultados mais limitados. Os métodos de mapeamento espectral usualmente comparam espectros de pixels com espectros de referência (Shippert 2002) As técnicas para identificação direta de materiais, via extração de feições espectrais específicas a partir de espectros de reflectância de campo ou laboratório, têm sido utilizadas há algum tempo em aplicações geológicas (Green & Craig 1985, Kruse *et al.* 1985, Yamaguchi & Lyon 1986, Clark *et al.* 1987, Kruse *et al.* 1988, Kruse 1988, Clark *et al.* 1990, 1991, 1992, Swayze & Clark 1995).

Existem dois tipos de técnicas espectrais para localizar materiais em imagens hiperespectrais. O primeiro serve para classificar cada pixel num simples mineral (*whole-pixel-scale*), enquanto o segundo tipo serve para analisar a contribuição relativa de diferentes materiais no espectro de cada pixel (*sub-pixel-scale*). Dentro de cada tipo existem algumas variações:

- Técnicas de identificação na escala do pixel total (*whole-pixel-scale tools*): classificações supervisionadas *standard*, *Spectral Angle Mapper* (SAM), *Binary Encoding*, *Spectral Feature Fitting*
- Técnicas de identificação na escala do sub-pixel (*sub-pixel-scale tools*): *Linear Spectral Unmixing*, *Matched Filtering*, *Mixture Tuned Matched Filtering* (MTMF)

Neste trabalho, foram aplicadas duas técnicas, SAM e MTMF, pertencentes a cada um dos tipos acima, as quais são descritas a seguir.

4.5.5.1 Spectral Angle Mapper (SAM)

O SAM é uma técnica de classificação supervisionada que calcula a similaridade entre os espectros de cada pixel da imagem com os espectros de referência provenientes de bibliotecas espectrais, ou de amostras selecionadas em campo ou laboratório (Kruse *et al.* 1993, Boardman & Kruse 1994). A similaridade espectral entre o espectro teste (ou pixel – t) e o espectro de referência (r), é expressa em termos de um ângulo meio entre os dois espectros, Θ , e calculado para cada banda, i , tal que:

$$\Theta = \cos^{-1} \left(\frac{\sum_{i=1}^n t_i r_i}{\sqrt{\sum_{i=1}^n t_i^2 \sum_{i=1}^n r_i^2}} \right)$$

Desta forma, os espectros são tratados como vetores no espaço com dimensionalidade n igual ao número de bandas. Num diagrama de dispersão, espectro do pixel e espectro de referência são plotados como pontos que definem vetores, como exemplificado na Figura 4.10. O método SAM é insensível à iluminação solar, uma vez que ele usa somente o vetor “direção” e não o vetor “longitude” do espectro.

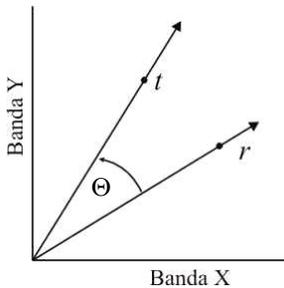


Figura 4.10: O espectro do pixel (t) e o espectro de referência (r) são plotados como pontos num diagrama de dispersão de valores de pixels. Se dois vetores são desenhados a partir da origem, atravessando cada ponto, o ângulo entre os dois vetores constitui o ângulo espectral Θ , cujo valor é inversamente proporcional à similaridade espectral entre o pixel e a referência.

Este método fornece uma primeira abordagem no mapeamento de materiais espectralmente predominantes que estão presentes no pixel. Há que se considerar, no entanto, que superfícies naturais raramente são compostas por materiais espectralmente uniformes e simples.

Como resultado, obtém-se uma imagem de classificação SAM, mostrando o melhor ajuste para cada pixel, sujeito a um limiar especificado pelo usuário (RSI 2003). Adicionalmente, são fornecidas imagens *rule* que mostram a distância angular (em radianos) entre cada espectro da imagem e cada espectro de referência. Os pixels escuros na imagem *rule* representam ângulos espectrais de valor baixo e, portanto, mais similares aos espectros dos *endmembers*. Para o

propósito de visualização, estas imagens são invertidas para que os melhores ajustes (representados pelos menores ângulos) apareçam em tons claros.

4.5.5.2 Mixture Tuned Matched Filtering (MTMF)

O MTMF é uma técnica de classificação hiperespectral que mapeia abundâncias de *endmembers* na escala de sub-píxel. Esta técnica utiliza um filtro de ajuste (*Matched Filter*) para maximizar a resposta do *endmember* conhecido e suprimir a resposta dos minerais desconhecidos considerados de fundo (Chen & Reed 1987, Harsanyi & Chang 1994). Isso fornece um meio rápido de detecção de materiais específicos com base no ajuste a espectros provenientes de bibliotecas ou imagens e não requer conhecimento de todos os *endmembers* de uma imagem (Boardman 1998). Os resultados do MTMF são apresentados na forma de dois conjuntos de imagens para cada *endmember* selecionado, sendo um relativo aos *MF Scores* (*Matched Filter image*) e o outro às imagens de ‘improbabilidades’ (*infeasibility image*). As *MF Scores*, apresentadas em escala de cinza com valores desde 0 a 1, fornecem um meio de estimar o grau relativo de ajuste ao espectro de referência (onde o valor de 1,0 corresponde a um ajuste perfeito) (Figura 4.11). As imagens de ‘improbabilidades’, com base nas misturas viáveis entre o plano de fundo composto e o espectro alvo, são adicionadas para reduzir os ‘falsos positivos’ (pixels que não se ajustam aos *endmembers* selecionados). Nestas imagens, os valores de improbabilidades estão em unidades de ruído sigma e variam na escala de DN, sendo que os mais altos indicam a improbabilidade de que a mistura entre o fundo composto e o material alvo ocorra (Figura 4.11).

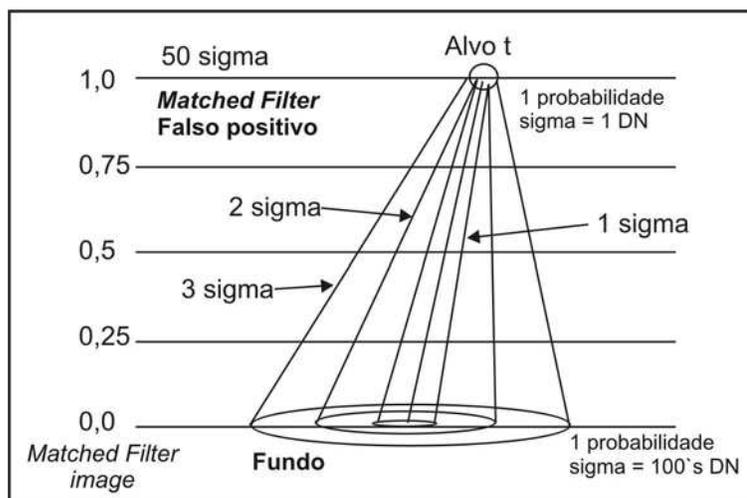


Figura 4.11: Diagrama mostrando a técnica *Mixture Tuned Matched Filtering* (RSI 2003).

A melhor forma de encontrar os pixels que se ajustam melhor ao espectro *endmember* e que não correspondem a ‘falsos positivos’ é plotar num diagrama de dispersão a imagem *MF Score* num eixo contra a imagem de ‘improbabilidades’ (*Infeasibility*) no outro, mantendo a imagem de MF Escore aberta em uma janela de visualização simultânea (Figura 4.12 b-c). Um aumento de contraste interativo deve ser usado na parte superior do diagrama de dispersão para mostrar somente os pixels contendo o material alvo (sob o intervalo aproximado desde 0,1 a 0,65). Em seguida, é feita de forma interativa, no diagrama de dispersão (Figura 4.12a), a seleção dos pixels com ‘escores de ajuste’ altos (próximos a 1) e valores de improbabilidades baixos (próximos a 0). O critério para determinar o número de pixels a serem selecionados é algo subjetivo, mas está claro que quanto menor a área de seleção, maior é a probabilidade que esses pixels não sejam ‘falsos positivos’. Neste trabalho, a área de seleção dos pixels foi determinada refletindo na imagem a abrangência dos minerais de alteração da zona de estudo (ver Figura 3.4).

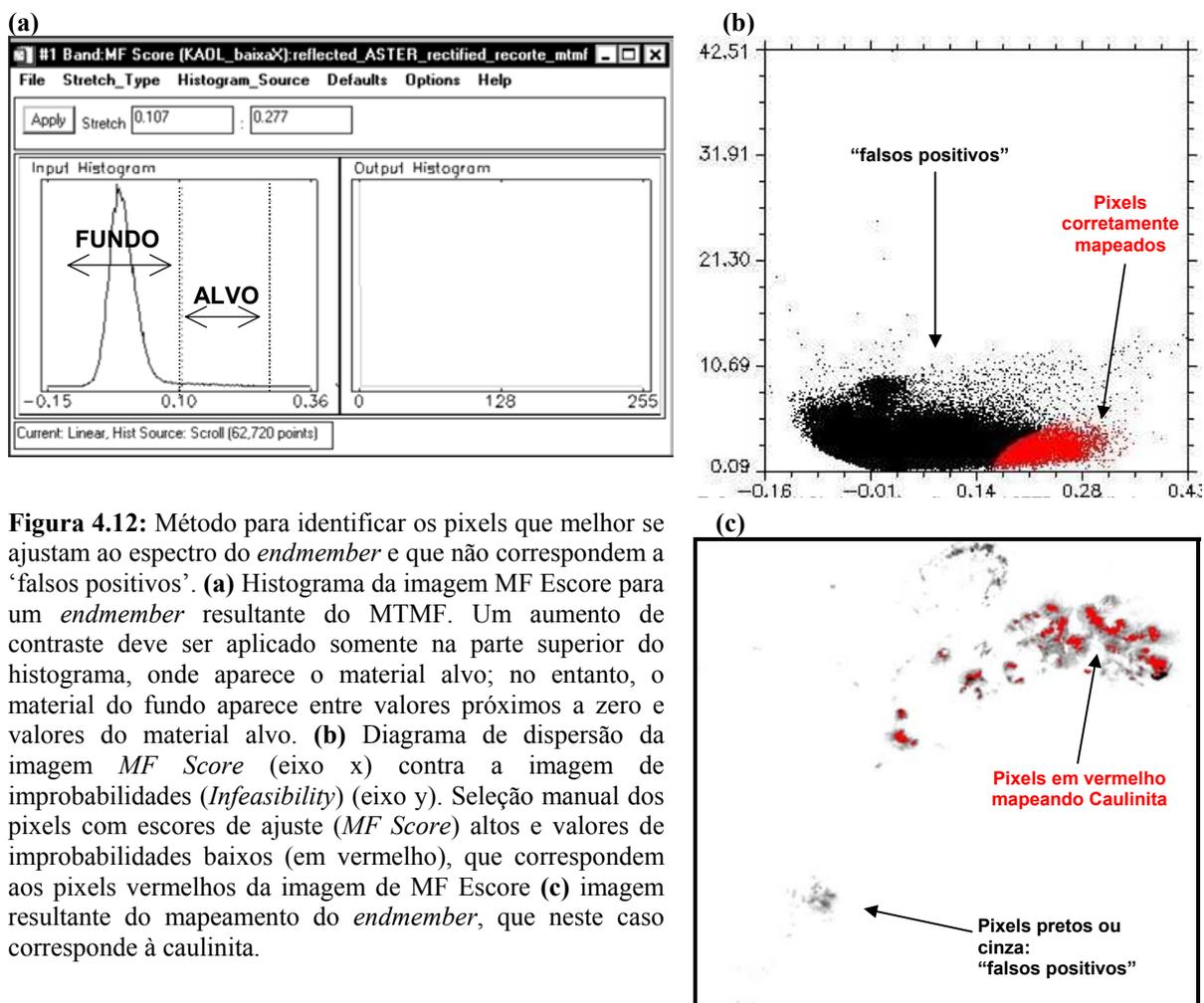


Figura 4.12: Método para identificar os pixels que melhor se ajustam ao espectro do *endmember* e que não correspondem a ‘falsos positivos’. **(a)** Histograma da imagem MF Escore para um *endmember* resultante do MTMF. Um aumento de contraste deve ser aplicado somente na parte superior do histograma, onde aparece o material alvo; no entanto, o material do fundo aparece entre valores próximos a zero e valores do material alvo. **(b)** Diagrama de dispersão da imagem *MF Score* (eixo x) contra a imagem de improbabilidades (*Infeasibility*) (eixo y). Seleção manual dos pixels com escores de ajuste (*MF Score*) altos e valores de improbabilidades baixos (em vermelho), que correspondem aos pixels vermelhos da imagem de MF Escore **(c)** imagem resultante do mapeamento do *endmember*, que neste caso corresponde à caulinita.

4.5.5.3 Resultados Obtidos com os Métodos de Mapeamento Espectral

A continuação se apresenta os resultados do mapeamento espectral com os métodos SAM e MTMF aplicados na imagem ASTER de Los Menucos. Estes resultados são comparados com os resultados da caracterização espectral de campo (ver Capítulo 3), a qual é considerada aqui como ‘verdade terrestre’.

a) Resultados de SAM utilizando o Método dos Endmembers Derivados

Este método conseguiu discriminar 7 classes, correspondentes às principais zonas de alteração de Los Menucos, apresentadas na imagem de classificação da [Figura 4.13](#). Na [Figura 4.14 \(a-g\)](#) são apresentados os espectros de reflectância correspondentes às classes obtidas por este método, comparados com espectros de referência da biblioteca espectral com que mais se assemelham.

A *classe 1* se localiza em pequenos setores do prospecto Cerro La Mina, localizados em sua porção nordeste (Cerro La Antena), norte e sudeste (Domo Sur). O espectro de reflectância correspondente à classe 1 na imagem se assemelha bastante com o espectro de alunita de cristalinidade média re-amostrado para a resolução espectral de ASTER. No entanto, as áreas cobertas por esta classe não coincidem com a área com alunita mapeada por a espectroscopia de reflectância de campo. As áreas cobertas por esta classe ficam dentro das áreas mapeadas com caulinita, dickita ou caulinita+dickita por meio da espectroscopia de campo (ver [Figura 3.4](#)), e estreitamente associadas a setores onde a caulinita ou dickita possuem altas cristalinidades (ver [Figuras 3.20 e 3.21](#)).

A *classe 2* está representada principalmente a nordeste do prospecto Cerro Abanico no setor de Cerro Abanico Chico, e em pequenos setores ao noroeste do prospecto Cerro La Mina. Esta classe se ajusta notavelmente com a zona mapeada com sericita por meio da espectroscopia de campo. O espectro de reflectância desta classe possui maior absorção no comprimento de onda de 2,2 μm . De forma similar, o espectro de reflectância de campo da sericita absorve neste comprimento de onda com maior intensidade.

A *classe 3* está restrita a poucos pixels localizados no setor noroeste do prospecto Cerro La Mina ([Figura 4.13](#), ver ampliação em A). Esta classe situa-se dentro da área com dickita mapeada a partir dos dados de espectroscopia de campo. O espectro correspondente à estes pixels se assemelham muito com os espectros de campo identificados como sendo de dickita de alta

cristalinidade, re-amostrados para a resolução de ASTER,. A análise quantitativa dos espectros de reflectância de campo localizados neste ponto (Figura 3.20) mostra uma maior profundidade na feição de absorção de 2,206 μm da dickita (maior cristalinidade).

A *classe 4* ocorre extensamente no prospecto Cerro La Mina, com exceção da área do Complexo Tripailao. O espectro correspondente a esta classe é algo semelhante ao espectro de campo re-amostrado para a resolução de ASTER da alunita de cristalinidade média e, em menor proporção, ao da caulinita de cristalinidade média.

A *classe 5* ocorre de forma extensa ao redor das outras classes em ambos prospectos. Seu espectro é o resultado da mistura de vários espectros de campo, possivelmente caulinita de cristalinidade média, ilita e de algumas outras rochas não identificadas. Esta classe se associa a áreas com ilita, caulinita e dickita mapeadas com espectroscopia de campo.

A *classe 6* se dispõe em pequenos setores do prospecto Cerro La Mina, mostrados nas janelas ampliadas A e B da Figura 4.13. Esta classe se assemelha à classe 3 e se acha dentro da área com caulinita ou dickita de alta cristalinidade ou com mistura de caulinita+dickita, mapeadas pela espectroscopia de campo.

A classe 7 se encontra em torno da classe 2 no prospecto Cerro Abanico e em pequenos setores do prospecto Cerro La Mina, a leste de Brecha La Gorda, no Domo Sur, e como pixels isolados na porção leste do prospecto. O espectro desta classe é muito similar ao da classe 2, sendo que a mesma se ajusta notavelmente com a área de ilita mapeada a partir da espectroscopia de reflectância de campo.

Os resultados aqui relatados mostram que a aplicação da técnica SAM logrou discriminar, relativamente bem, a caulinita (ou dickita) na classe 4, e sericita e ilita nas classes 2 e 7, respectivamente. No entanto, não foi possível discriminar caulinita em relação à dickita, o que seria de se esperar considerando que o sensor ASTER não tem resolução espectral suficiente para tal. A técnica também não conseguiu mapear a alunita adequadamente. Algumas das classes mapeadas por esta técnica abrangem vários dos minerais identificados por espectroscopia de campo, como por exemplo caulinita, dickita e ilita compreendidas na classe 5.

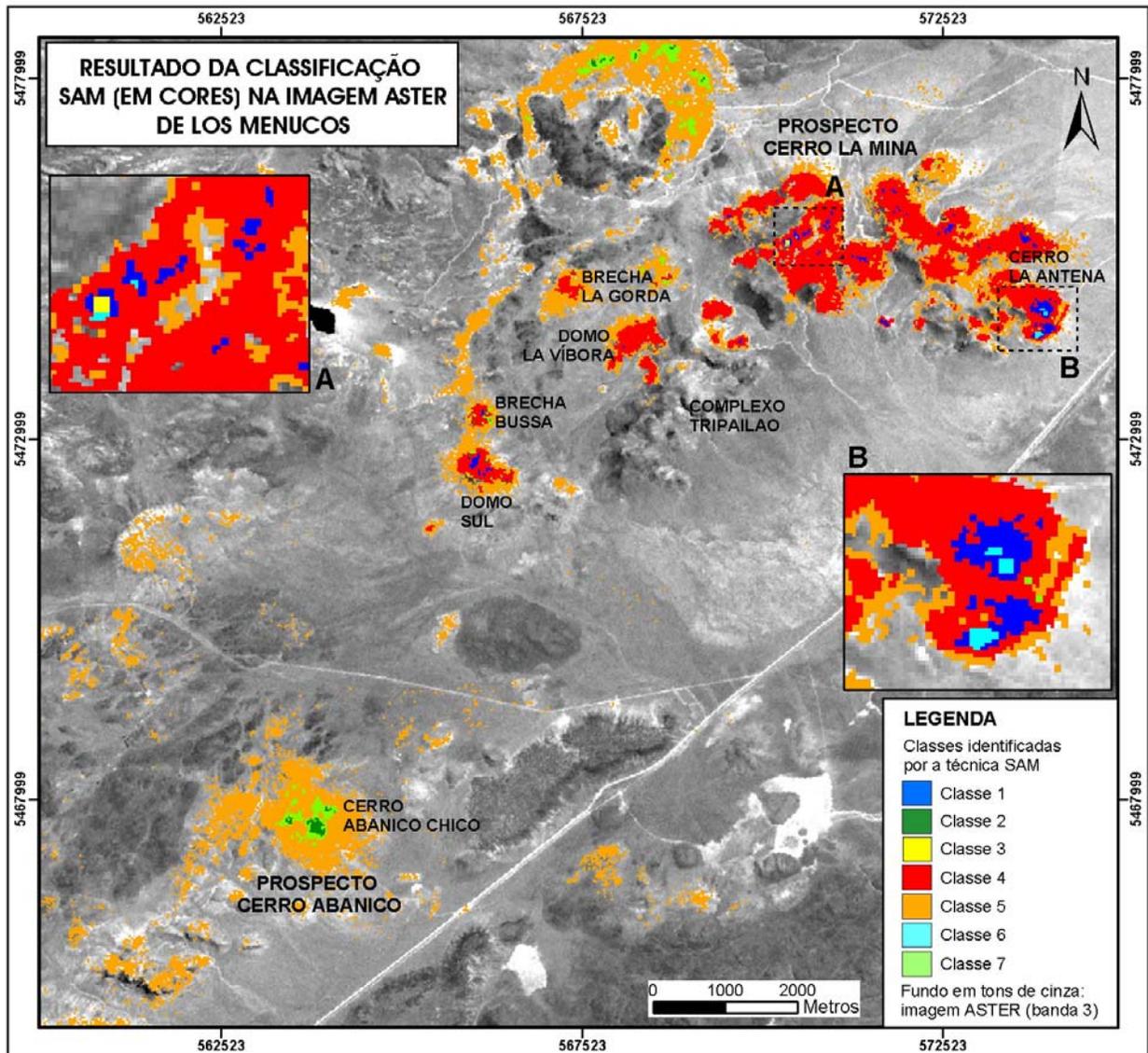


Figura 4.13: Resultado da classificação SAM (classes 1 a 7, em cores) da imagem ASTER de Los Menucos, utilizando o método dos *endmembers* derivados, tendo como fundo a banda 3 do ASTER. Na janela *A* é mostrada uma ampliação da zona onde ocorre a classe 3; em *B* o local onde se situam as classes 1 e 3 em Cerro La Antena.

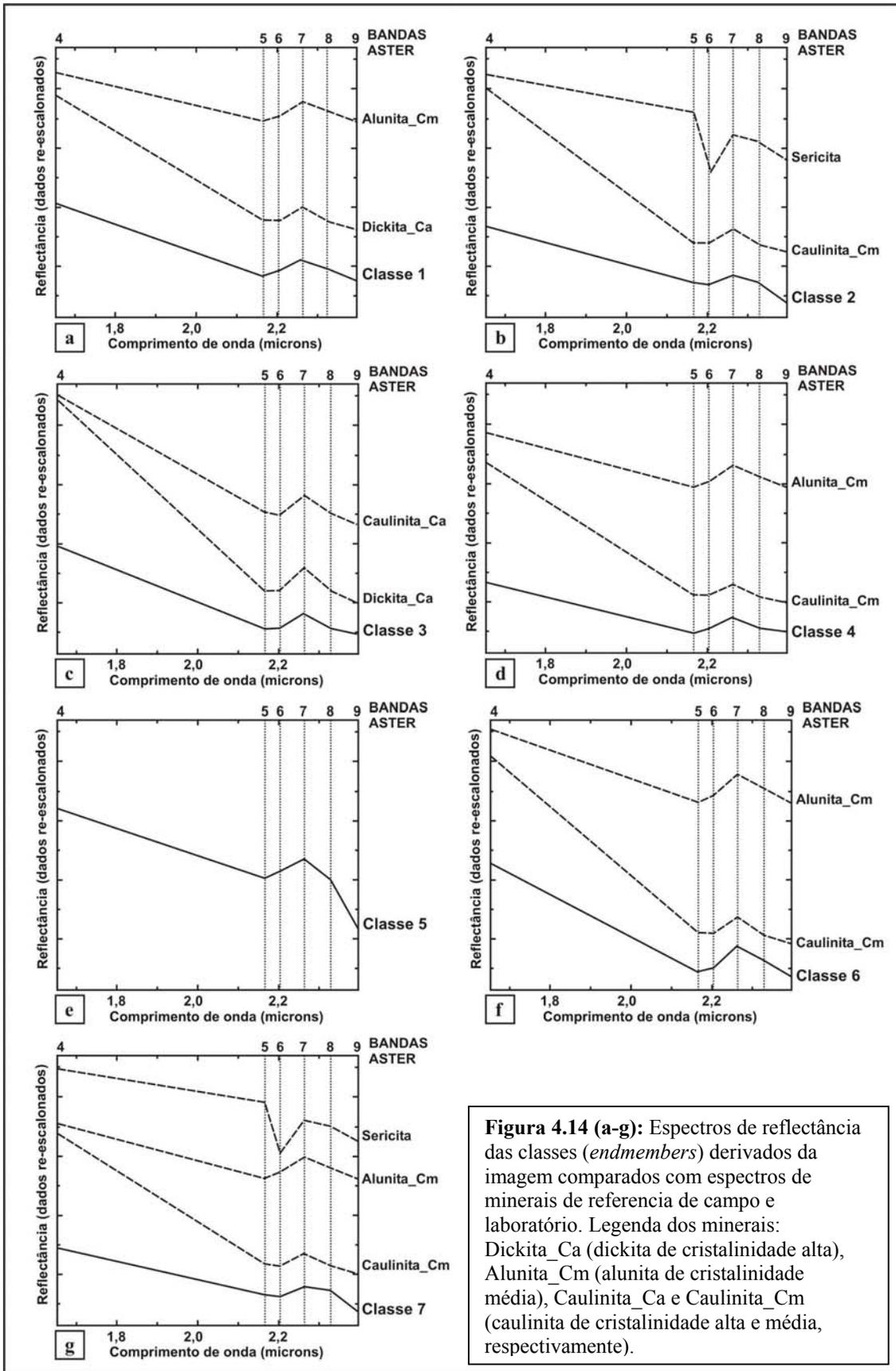


Figura 4.14 (a-g): Espectros de reflectância das classes (*endmembers*) derivados da imagem comparados com espectros de minerais de referência de campo e laboratório. Legenda dos minerais: Dickita_Ca (dickita de cristalinidade alta), Alunita_Cm (alunita de cristalinidade média), Caulinita_Ca e Caulinita_Cm (caulinita de cristalinidade alta e média, respectivamente).

b) Resultados de MTMF Utilizando o Método dos Endmembers Conhecidos

A [Figura 4.15](#) representa a imagem de classificação resultante da aplicação do método MTMF. Para tanto, foi utilizada a biblioteca espectral criada com os espectros de campo obtidos com o PIMA. Os pixels selecionados para cada *endmember*, e que não correspondem a “falsos positivos” (ver método de seleção na [Figura 4.12](#)), foram reunidos em uma imagem de classificação. Para melhorar os resultados foram aplicadas duas ferramentas disponíveis no ENVI, a *Sieve Classes* (“peneira de classes”), que elimina os pixels isolados, e a *Clump Classes*, que corrige a falta de coerência espacial (pixels não classificados, em meio a áreas classificadas).

Os resultados obtidos pela aplicação desta técnica foram bastante satisfatórios com relação à identificação da caulinita de cristalinidade média, mas apresentaram limitações com relação à dickita de cristalinidade média. Os espectros de campo destes dois minerais de cristalinidade média, quando re-amostrados para a resolução de ASTER, não apresentam diferenças significativas entre si, motivo pelo qual ambos são mapeados por esta técnica como se fossem um único mineral. A mesma limitação ocorre na separação entre caulinita e dickita de cristalinidade alta.

Ainda assim, foi possível discriminar uma zona onde estes dois minerais possuem maior cristalinidade. Na zona de Cerro La Antena, a leste do prospecto Cerro La Mina ([Figura 4.15](#), janela B), pode-se observar uma área onde foram identificadas caulinita e dickita de alta cristalinidade, a qual coincide parcialmente com os mapas de cristalinidades das [Figura 3.20](#) e [3.21](#). Os espectros de reflectância de campo deste setor efetivamente mostram a ocorrência de dickita com maior cristalinidade. Já na área de Cerro Abanico Chico, a dickita não foi adequadamente mapeada.

Resultados positivos foram obtidos no mapeamento de alunita no prospecto Cerro La Mina. Foi possível registrar a variação na profundidade das feições de absorção, como mostrado na [Figura 4.15](#) (ampliação mostrada na janela A), correspondente a uma zona central com alunita de maior cristalinidade tendo ao seu redor alunita de menor cristalinidade. Resultados similares foram também obtidos no mapeamento de ilita e sericita em ambos prospectos. Em Cerro Abanico Chico a sericita ocorre com ilita ao seu redor, padrão mostrado também pela espectroscopia de campo.

A técnica MTMF também conseguiu mapear quartzo de forma condizente com os resultados da espectroscopia de campo, apesar deste mineral não apresentar feições marcantes de absorção características na região do SWIR do espectro, utilizada nesse estudo.

Entre os dois métodos de classificação hiperespectrais aplicados à imagem ASTER, o método MTMF foi o que demonstrou a maior eficácia e precisão no mapeamento dos principais minerais de alteração hidrotermal.

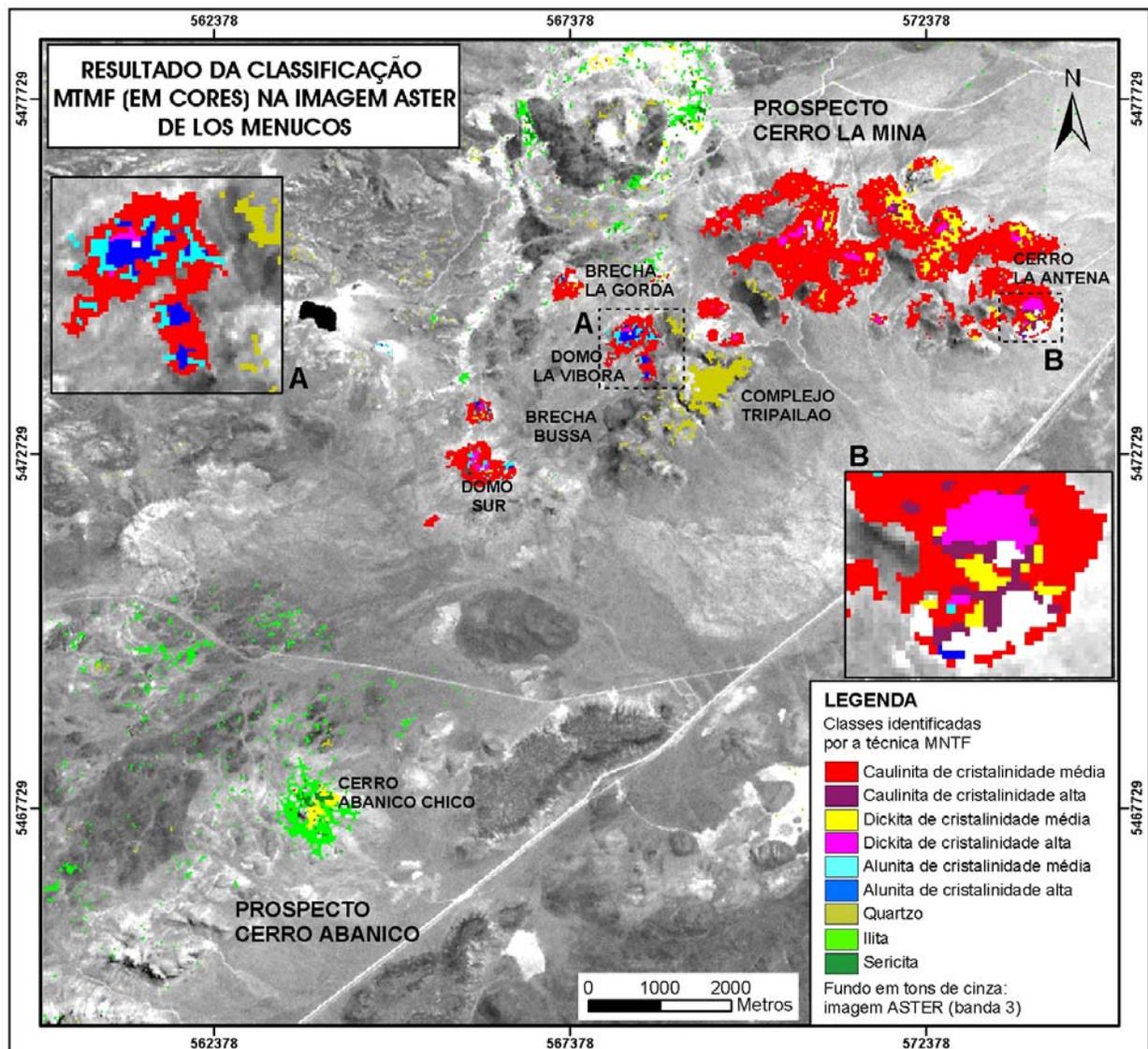


Figura 4.15: Resultado da classificação MTMF (em cores) na imagem ASTER de Los Menucos, utilizando o método dos *endmembers* conhecidos, tendo como fundo a banda 3 do ASTER. Nas janelas A e B são apresentadas ampliações dos resultados da técnica em setores específicos do prospecto Cerro La Mina.

CAPITULO 5: *CONCLUSÕES*

A partir dos resultados obtidos nesse estudo, são delineadas a seguir as conclusões e comentários finais.

A análise qualitativa dos dados espectrais de campo, referente aos prospectos Cerro Abanico e Cerro La Mina, permitiu definir em nível de detalhe os principais minerais de alteração hidrotermal e suas correspondentes áreas de ocorrência.

No prospecto Cerro La Mina, foi determinada a presença de alteração argílica avançada (quartzo+alunita+dickita+caulinita) no setor sudoeste, de intensa silicificação (quartzo) no setor centro-sul, passando para alteração argílica (dickita, dickita+caulinita, caulinita e ilita) no setor central e nordeste. Este padrão de alteração indica um aumento da paleo-temperatura de formação destes minerais em direção sudoeste, ajustando-se com os maiores conteúdos de ouro encontrados no prospecto.

No prospecto Cerro Abanico, foi determinada a presença de uma zona central com alteração fílica (sericita+quartzo), tendo ao seu redor uma zona de extensa alteração argílica (ilita±esmectita±caulinita), características que sugerem tratar-se de um sistema epitermal de baixa sulfetação. A alteração fílica, junto com a ausência de mineralização de Au, indicam as mais altas paleo-temperaturas, o qual pode corresponder a um nível mais profundo do sistema.

Análises quantitativas, aplicadas aos espectros de reflectância, mostraram sua utilidade na determinação do grau de ordenamento estrutural (grau de cristalinidade) de alguns minerais de alteração. Análise sistemática do grau de cristalinidade de caulinita e dickita pode ser utilizada em atividades exploratórias para determinar paleo-temperaturas relativas de minerais de alteração hidrotermal e, desta forma, ajudar na localização de possíveis condutos de fluídos mineralizados.

Resultados da aplicação deste tipo de determinação à caulinita do prospecto Cerro La Mina mostraram um aumento relativo das paleo-temperaturas na direção nordeste. Foi também apresentada uma tentativa de caracterização relativa da cristalinidade da dickita do prospecto Cerro La Mina, resultando numa proposta preliminar. Os resultados mostraram um padrão mais aleatório de aumento da cristalinidade deste mineral do que o mostrado pela caulinita. No entanto, observou-se a ocorrência de paleo-temperaturas mais altas nos setores noroeste e central do prospecto. Ainda assim, estudos complementares precisam ser realizados com o objetivo de

compreender a estrutura geoquímica e termal, e desta forma a hidrologia deste sistema hidrotermal extinto.

Deste modo, mostrou-se que a espectroscopia de reflectância é uma ferramenta muito valiosa para a exploração mineral. Esta ferramenta permite a identificação rápida, econômica e eficiente da mineralogia (comumente de granulometria fina) associada às alterações hidrotermais, além da detecção de mudanças sutis dos seus graus de cristalinidade.

A aplicação na imagem ASTER dos métodos de classificação espectral SAM (*Spectral Angle Mapper*) e MTMF (*Mixture Tuned Matched Filtering*) permitiu também identificar o zoneamento hidrotermal associado a ambos prospectos.

O método MTMF, aplicado às bandas espectrais 4 a 9 (SWIR), demonstrou maior eficiência no mapeamento da mineralogia de alteração. Uma vantagem deste método é que não depende da estatística da cena na qual são aplicados, ao contrário de outros métodos como Análise de Principais Componentes. Os métodos de classificação espectral utilizam, em uma mesma análise, todas as porções da assinatura espectral associada ao material alvo. Para isto, o segredo de uma boa classificação espectral utilizando esses métodos encontra-se na aplicação prévia de uma boa correção atmosférica e conversão para valores de reflectância aparente, permitindo comparar eficientemente os valores de reflectância dos pixels da imagem com os espectros de reflectância medidos na superfície.

Demonstrou-se assim que, apesar do número relativamente reduzido de bandas espectrais disponíveis neste sensor, é possível determinar a presença de caulinita/dickita, alunita, illita, sericita (ou muscovita) e quartzo nos prospectos. Como era de se esperar, devido à resolução espectral deste sensor, a diferenciação entre caulinita e dickita não apresentou resultados tão satisfatórios, assim como não foi possível a identificação de mudanças sutis nos espectros de reflectância desses minerais causadas por diferentes graus de cristalinidades.

Os resultados positivos obtidos com o sensor ASTER no mapeamento mineralógico de zonas de alteração, aliados à ampla disponibilidade de suas imagens em nível mundial, tornam este sensor uma ferramenta de grande utilidade nas atividades de exploração mineral para depósitos de metais preciosos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrams M. 2000. The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): Data products for the high spatial resolution imager on NASA's EOS-AM1 platform. *International Journal of Remote Sensing*, **21**(5):847-861.
- Abrams M. & Hook S.J. 1995. Simulated ASTER data for geological studies. *IEEE Trans. on Geosc. and Rem. Sensing*, **33**:692-699.
- Adams J.B. 1974. Visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system. *J. Geophys. Res.*, **79**: 4829-4836.
- Almeida T. 2000. *Modelos exploratórios para a prospecção de Pb/Zn utilizando dados de Sensoriamento Remoto: estudo de caso do Prospecto Salobro (Porteirinha – MG)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 132 p.
- Aragón E., Iñiguez Rodriguez A.M., Benialgo A. 1996. A calderas field at the Marifil Formation, new volcanogenic interpretation, Norpatagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **9** (5,6): 321-328.
- Ardolino A.A. 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroccidental de la meseta de Somuncurá, Provincia de Chubut. In: Congreso Geológico Argentino, 8, Buenos Aires, *Actas*, **3**:7-23.
- Arribas A. 1995. Characteristics of high sulfidation epithermal deposits and their relation to magmatic fluid. In: Magmas, fluids and ore deposits of C., MDRU-UBC, **23**: 419 - 455.
- Azcurra D., Castro G.S., Kaku M., Kohno I., Marin G. 2003. Procesamiento y productos Aster del Área de Sierra de Famatina, Provincia de La Rioja, República Argentina. In: XI Simpósio Brasileiro Sensoriamento Remoto, Belo Horizonte, *Anais*, 815-822.
- Baker M. 2000. *Airphoto interpretation, Los Menucos Área, Argentina*. Relatório interno da IAMGOLD Argentina S.A. (Informe N° 119), 9 p.
- Bierwirth P., Huston D.L., Blewett R.S. 2002. Hyperspectral mapping of mineral assemblages associated with gold mineralization in the Central Pilbara, Western Australia. *Economic Geology*, **97**:819-826.
- Boardman J.W. 1993. Automated spectral unmixing of AVIRIS data using convex geometry concepts: in Summaries, Fourth JPL Airborne Geoscience Workshop, JPL Publication 93-26, **1**:11-14.
- Boardman J.W. 1998. Leveraging the High Dimensionality of AVIRIS Data for Improved Sub-Pixel Target Unmixing and Rejection of False Positives: Mixture Tuned Matched Filtering. AVIRIS Proceedings: (JPL Publication 97-21).
- Boardman J.W. & Kruse F.A. 1994. Automated spectral analysis: A geologic example using AVIRIS data, north Grapevine Mountains, Nevada: In: Tenth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor, *Proceedings*, MI, I-407 - I-418.
- Boardman J.W., Kruse F.A., Green R.O. 1995. Mapping target signatures via partial unmixing of AVIRIS data: in Summaries, Fifth JPL Airborne Earth Science Workshop, JPL Publication 95-1, **1**:23-26.
- Brindley G.W., Kao C.C., Harisson J.L., Lipsicas M., Raythatha R. 1986. Relations between structural disorder and other characteristics of kaolinites and dickites. *Clays. Clay. Miner. Soc. Spec. Pub.* **61**, **34**:239 - 249.
- Carrol, D. 1970. *Clay Minerals: A Guide to Their X-ray identification*, Geological Society of America, Special Paper 126.
- Castro Godoy S.E., Urai M., Kaku M., Kohno I. 2003. Utilización de datos Aster para el monitoreo de volcanes y la identificación de productos volcánicos. In: XI Simp. Bras. Sensor. Remot., Belo Horizonte, *Anais*, 465-473.
- Chandrasekhar S. 1960. *Radiative Transfer*. Dover Publications, New York, 393 pp.
- Chen J.Y., & Reed I.S. 1987. A detection algorithm for optical targets in clutter. *IEEE Trans. on Aerosp. Electron. Syst.*, **23**: 46–58.
- Clark R.N. 1995. Reflectance spectra. In: Ahrens, T.J. (ed.), *Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants*: (Washington, DC) Am. Geophy. Un., pp.:178–188.

- Clark R.N. 1999. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. In: Rencz, A.N. (ed.) *Remote Sensing for the Earth Sciences, Manual of Remote Sensing*, Ryerson, R.A., (ed.), 3, John Wiley & Sons, Inc., New York, pp.: 3-58.
- Clark R.N., King T.V.V., Gorelick N.S. 1987. Automatic Continuum Analysis of Reflectance Spectra: In: Third Airborne Imaging Spectrometer Data Analysis Workshop, JPL Publication 87-30, *Proceedings*, 138-142.
- Clark R.N., King T.V.V., Klejwa M., Swayze G.A., Vergo N. 1990. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *J. Geophys. Res.*, 95, No. B-8, 12653-12680.
- Clark, R.N., Swayze G.A., Gallagher A., Gorelick N., Kruse F. 1991. Mapping with Imaging Spectrometer Data Using the Complete Band Shape Least-Squares Algorithm Simultaneously Fit to Multiple Spectral Features from Multiple Materials. In: Third Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) Workshop, JPL Publication 91-28, *Proceedings*, 2-3.
- Clark R.N., Swayze G.A., Gallagher A. 1992. Mapping the Mineralogy and Lithology of anyonlands, Utah with Imaging Spectrometer Data and the Multiple Spectral Feature Mapping Algorithm Summaries of the Third Annual JPL Airborne Geosciences Workshop, AVIRIS Workshop. JPL Publication 92-14, 1:11-13.
- Clark R.N., Swayze G.A., Gallagher A.J., King T.V.V., Calvin W.M. 1993. The U. S. Geological Survey, Digital Spectral Library: Version 1 (0.2 to 3.0 μ m). U.S. Geological Survey, Open File Report 93-592, 1326 pp.
- Corbett G. 2002. Epithermal Gold for Explorationists. AIG Journal – Applied geoscientific practice and research in Australia. Paper 2002-01, 26 p.
- Cortés, J.M. 1981. El substrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, XXXVI, 217-235.
- 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, Pasadena, California, USA, 1053-1061.
- Crósta A.P., Sabine C., Taranik J.V. 1998. Hydrothermal alteration mapping at Bodie, California, using AVIRIS Hyperpectral Data, *Remote Sens. Environ.* **65**:309-319.
- Crósta A.P., Souza Filho C. R., Azevedo F. 2002. "Caracterizando Halos de Alteração Hidrotermal em Depósitos Auríferos Epitermais com os Sensores Multiespectrais Orbitais Landsat/TM e Aster: O Caso do Distrito de Los Menucos, Argentina", In: SBG, XLI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, *Anais*, 1:1-1.
- Crósta A. P., Souza Filho C. R., Ducart D.F., Azevedo F., Brodie C. 2003a. Alteration mapping for gold exploration in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery. In: ASPRS Annual Conference, Anchorage, Alaska, EUA, *Proceedings*, 05-09/05/2003.
- Crósta A.P., Souza Filho C.R., Azevedo F., Brodie C. 2003b. Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis. *International Journal of Remote Sensing*, **24** (21):4233–4240.
- Crowley J.K. & Vergo N. 1988. Visible and near-infrared (0.4-2.5-microns) reflectance spectra of selected mixed-layer clays and related minerals. In: 6th ERIM Thematic Conference, Houston, Texas, *Proceedings*, 5970-5980.
- Fraser S.J, Camuti K., Huntington J.F., Cuff C. 1990. A study of the superficial clay distribution at Mount Leyshon: a comparison between XRD and spectral reflectance methods. In: Fifth Australasian Remote Sensing Conference, *Proceedings*, 906-914.
- Goetz A.F.H., Vane G., Solomon J.E., Rock, B.N. 1985. Imaging Spectrometry for Earth Remote Sensing. *Science*, **228**:1147-1153.
- Green A.A. & Craig M.A. 1985. Analysis of aircraft spectrometer data with logarithmic residuals. Proceedings of the Airborne Imaging Spectrometer data Analysis Workshop, April 8010, JPL Publication 85-41: 111-119.
- Green A.A., Berman M., Switzer P., Craig, M.D. 1988. A transformation for ordering multispectral data in terms of image quality with implications for noise removal: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **26** (1):65- 74.
- Green R. O., Conel J.E., Roberts, D.A. 1993. Estimation of Aerosol Optical Depth, and Additional Atmospheric Parameters for the Calculation of Apparent Reflectance from Radiance Measured by the Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer. In: Fourth Annual Airborne GeoScience Workshop, JPL Public 93-26, *Proceedings*, 83-86.
- Harsanyi J.C. & Chang C.I. 1994. Hyperspectral image classification and dimensionality reduction: An orthogonal subspace projection approach: *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sens.*, **32**:779-785.

- Hauff P.L., Kruse F.A., Madrid R.J. 1989. Gold exploration using illite polytypes defined by X-ray diffraction and reflectance and reflectance spectroscopy. *In: Bhappu, R.B. & Harden, R.J. (eds.) Gold forum on technology and practices; World gold '89; proceedings of the First joint international meeting between SME and AusIMM, Soc. Min., Metall., and Explor., Littleton, CO, pp. 76-82.*
- Hauff P.L., Kruse F.A., Madrid R.J., Fraser S., Huntington J., Jones M., Watters S. 1991. Illite crystallinity- case histories using X-ray diffraction and reflectance spectroscopy to define ore host environments. *In: Eighth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Denver, Colorado, 447-458.*
- Heald P., Foley N.K., Hayba, D.O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-Sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, **82**:1-26.
- Hedenquist J.W. 2002a. Observations on epithermal gold prospects in Patagonia, Argentina. Report for IAMGOLD, Los Menucos, Argentina, Hedenquist Consulting, Inc. 49 p. (Relatório interno).
- Hedenquist J.W. 2002b. Observations on epithermal gold prospects near Los Menucos, Rio Negro Province, Argentina. Report for IAMGOLD, May. Los Menucos, Argentina, Hedenquist Consulting, Inc. 23 p. (Relatório interno).
- Henley R.W. 1985. The geothermal framework of epithermal deposits. *In: B.R. Berger & P.M. Bethke (eds.) Geology and geochemistry of epithermal systems. Society of Economic Geologists, 2:1-24.*
- Hewson R.D., Mah A., Dunne M., Cudahy T.J. 2003. Mapping Mineralogical and structural relationships with satellite-borne ASTER and airborne geophysics at Broken Hill. *In: ASEG 16th Geophysical Conference and Exhibition, Adelaide, Extended Abstracts.*
- Hunt G. 1977. Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. *Geophysics*, **42** (3):501-513.
- Hunt G.R. & Salisbury J. W. 1970. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: I Silicate Minerals. *Modern Geology*, **1**:283-300.
- Hunt G.R. & Salisbury J.W. 1971. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: II. Carbonates. *Modern Geology*, **2**:23-30.
- Hunt G.R., Salisbury J.W., Lenhoff C.J. 1971. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: III. Oxides and hydroxides: *Modern Geology*, **2**:195-205.
- Hunt G.R. & Ashley R.P. 1979. Spectra of altered rocks in the visible and near infrared. *Economic Geology*, **74**:1613-1629.
- Huston D.L., Kamprad J., Brauhart C. 1999. Definition of high-temperature alteration zones with PIMA: An example from the Panorama VHMS district, central Pilbara Craton. *In: Australian Geological Survey Organisation Research Newsletter*, **30**:10-12.
- Kay S.M., Ardolino A., Franchi M., Ramos V. 1993. Origen de la Meseta de Somún Curá: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. *In: XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Buenos Aires, *Actas*, **IV**: 236-248.
- Kruse F.A. 1988. Use of airborne imaging spectrometer data to map minerals associated with hydrothermal altered rocks in the Northern Grapevine Mountains, Nevada and California. *Remote Sensing of Environment*, **24**:31-51.
- 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, 17-28.*
- Kruse F.A. 1996. Geologic Mapping Using Combined Analysis of Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) and SIR-C/X-SAR Data. *In: International Symposium on Optical Science, Engineering, and Instrumentation, SPIE Proceedings, August 1996, Denver, Proceedings*, 2819: 24 - 35.
- Kruse F.A. 1999. Visible and infrared: sensors and case studies. *In: Rencs A.N. (ed.), Remote Sensing for the Earth Sciences, John Wiley & Sons, Canada, 567-611.*
- Kruse F. A. 2002b. Combined SWIR and LWIR Mineral Mapping Using MASTER/ASTER. *In: Proceedings, IGARSS 2002, Toronto, Canada, Also in hardcopy, IEEE Operations Center, Piscataway, NJ. IV:2267 – 2269 (CD ROM).*
- Kruse, F.A., Hauff P.L. 1989. Remote Sensing clay mineral investigations for geologic applications using visible/infrared Imaging Spectroscopy. *In: 9th International Clay Conference, Strasbourg. Farmer, V.C. e Tardy, Y. (eds.). Sci. Geól., Mém., Proceedings*, 43-51.

- Kruse F.A. & Hauff P.L. 1991. Identification of illite polytype zoning in disseminated gold deposits using reflectance spectroscopy and X-ray diffraction—potential for mapping with imaging spectrometers. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **29**:1101–1104.
- Kruse F.A., Raines G.L., Watson K. 1985. Analytical techniques for extracting geologic information from multichannel airborne spectroradiometer and airborne imaging spectrometer data. *In: International Symposium on Remote Sensing of Environment, Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology*, 4th, Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor, *Proceedings*, 309–324.
- Kruse F.A., Calvin W.M., Seznec, O. 1988. Automated extraction of absorption features from Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) and Geophysical Environmental Research imaging spectrometer (GERIS) data. *In: Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) performance evaluation workshop*, JPL Publication 88-38, *Proceedings*, 62-75.
- Kruse F.A., Lefkoff A.B., Boardman J.W., Heidebrecht K.B., Shapiro A.T., Barloon P.J., Goetz A.F.H. 1993. The spectral image processing system (SIPS)- Interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sensing of Environment*. **44**:145-163.
- Kruse F.A., Boardman J.W., Huntington J.F. 1999. Fifteen Years of Hyperspectral Data: northern Grapevine Mountains, Nevada. *In: 8th JPL Airborne Earth Science Workshop: Jet Propulsion Laboratory Publication*, JPL Publication 99-17, *Proceedings*, 247 - 258.
- Kruse F.A., Perry S.L., Caballero A. 2002a. Integrated Multispectral and Hyperspectral Mineral Mapping, Los Menucos, Rio Negro, Argentina, Part I: Landsat TM Reconnaissance and AVIRIS Prospect Mapping: *In: 11th JPL Airborne Geoscience Workshop, Jet Propulsion Laboratory, Proceedings*, (JPL2002_AVIRIS_Kruse&Perry_Paper1.pdf).
- Kruse F. A., Perry S. L., Caballero A. 2002b. Integrated Multispectral and Hyperspectral Mineral Mapping, Los Menucos, Rio Negro, Argentina, Part II: EO-1 Hyperion/AVIRIS Comparisons and Landsat TM/ASTER Extensions: *In: 11th JPL Airborne Geoscience Workshop, Jet Propulsion Laboratory, Proceedings*, (JPL2002_AVIRIS_Kruse&Perry_Paper2.pdf)..
- Labudía C.H., Artabe A.E., Morel E., Bjerg E.A., Gregori D.A. 1992. El género *Pleuromeia corda* (Lycophyta, Pleuromeiaceae) en sedimentitas triásicas de Coli Niyeu, provincia de Río Negro, Argentina. *Ameghiniana*, **29** (3): 195-199.
- Labudía C.H., Llambías E.J., Rapela C.W., Artabe A. 1995. El Triásico de Los Menucos: procesos volcánicos y sedimentarios. *In: 2 Reunión del Triásico del Cono Sur, Bahía Blanca, Argentina, Actas*, 17-21.
- Labudía C.H. & Bjerg E.A. 2001. El Grupo Los Menucos: redefinición estratigráfica del Triásico superior del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **56**(3): 404-407.
- Lambán J. 1999. La meseta de Somuncura: Marco geologico- climatico e interes hidrogeologico regional (provincia de Río Negro, Argentina). *In: II Congreso Argentino de Hidrogeología, IV Seminario Hispano Argentino sobre Temas, Actuales de la Hidrología Subterránea*, Santa Fe, Argentina, 1-12 p.
- Lima V.S. 2003. *Assinaturas espectrais de gossans associados a mineralizações de PB-Zn-Ba na Bacia de Irecê (BA): um estudo baseado em dados dos sensores TM e ASTER*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 154 p.
- Linares E., Ostera H.A., Parica C.A. 1990. Edades radimétricas preliminares del basamento cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y de Valcheta, Provincia de Río Negro, República Argentina. XI° Congreso Geológico Argentino (San Juan), *Actas*, II:251-253.
- Lindgren W. 1913. *Mineral Deposits*. New York: publisher unknown. 883 pp.
- Llambías E.J., Caminos R., Rapela C.W. 1984. Las plutonitas y vulcanitas del Ciclo Eruptivo Gondwánico. *In: Ramos V.A. (ed.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. XI° Congreso Geológico Argentino, 85-118.
- Loughlin W.P. 1991. Principal Component Analysis for alteration mapping. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **57**:1163-1169.
- Mackin S. 2002. SIMIS-FeatureSearch 1.5. Spectrometer Independent Mineral Identification Software. User Manual & Tutorial. SIMIS Solutions S.L., Spain. 90 p.
- Marcoux E. 1995. Gold and Volcanoes: epithermal gold deposits, a review. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 321, série IIa, p. 723-735.

- Marquetti C., Marín G., Kaku M., Kohno I., Yokokawa, K. 2003. Procesamiento y análisis de imágenes Aster para el estudio metalogénico de Maliman, San Juan, Argentina. *In: XI Congr. Bras. Sensor. Remot., Belo Horizonte, Anais*, 877-886.
- Marsh S.H. & Grealley K. 1996. From TM to JERS-1 to ASTER: Toward mineral identification with satellite data. *In: Eleventh Thematic Conference and Workshop on Applied Geologic Remote Sensing, Las Vegas, Nevada*, 465-474.
- Martínez-Alonso S.E., Arkinson W.W., Goetz A.F.H., Kruse F.A. 1997. Short wave infrared (SWIR) spectrometry of illite (“sericite”) to estimate temperature of formation of hydrothermal mineral deposits. *In: Twelfth International Conference and Workshops on Applied Geologic Remote Sensing, Denver, Colorado. II: 426-429.*
- Masinter R.A. & Lyon R.J. 1991. Spectroscopic confirmation of increasing illite ordering with hydrothermal alteration of argillaceous ore in the gold bar mine, Eureka Co, Nevada. *In: Eighth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Denver, Colorado, USA*, 563-571.
- Meneses P.R., Netto M.S.J., Moraes L.M.E., Ponzoni J.F., Junior F.G.L., Galvão S.L.(Eds.) 2001. *Sensoriamento remoto, reflectância dos alvos naturais*. 1 ed., 262 pp.
- Moreira M.A. 2003. *Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação*, Viçosa, UFV, 307pp.
- Nash E.B. & Conel J.E. 1974. Spectral reflectance systematics for mixtures of powdered hypersthene, labradorite, and ilmenite. *Journal of Geophysical Research*, **79**:1615-1621.
- Nuñez E., Bachmann E.W., Ravazzoli I., Britos A., Franchi M., Lizuain A., Sepulveda E. 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del macizo Somuncura, Provincia de Río Negro, República Argentina. *In: II Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Buenos Aires, IV: 247-266.*
- Pankhurst R.J., Leat P.T., Sruoga P., Rapela C.W., Márquez M. 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **81**:113–36.
- Plançon A. & Tchoubar C. 1977. Determination of structural defects in phyllosilicates by X-ray diffraction – II. Nature and proportion of defects in natural kaolinites. *Clays & Clay Minerals* **25**:436-450.
- Pontual S., Merry N.J., Gamson P. 1997. Practical Applications Handbook, Vol. 1-8, GMEX spectral analysis guides for mineral exploration. Ausspec International Publications.
- Ramos V.A. & Aguirre-Urreta M.B. 2000. Patagonia. *In: Cordani U.J., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.). Tectonic evolution of South America. In: 31° International Geological Congress, Rio de Janeiro*, 369-380.
- Rapela C.W. & Pankhurst R.J. 1993. El volcanismo riolítico del Noreste de la Patagónia: Un evento Meso-Jurásico de corta duración y origen profundo. *In: XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Explotación de Hidrocarburos. Actas IV:179-188.*
- Rapela C.W., Pankhurst R.J., Llambias E.J., Labudía C., Artabe A. 1996. Gondwana magmatism of Patagonia: inner Cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. *In: 3rd Int. Symp. on Andean Geodynamics, St. Malo. ORSTOM editions, Colloques et Seminaires, Paris*, 791–794.
- Research System Inc. 2003. Hyperspectral Image Analysis in ENVI. ENVI User’s Group Meeting. ASPRS, Washington DC. 25 p. (Suplemento).
- Rockwell B.W. 1989. Hydrothermal alteration mapping in spectral ratio feature space using TM reflectance data: Aurora Mining District, Mineral County, Nevada. *In: Seventh Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Calgary, Alberta, Canada*, 1189-1203.
- Roger A.Z., Clark N., Vance S., Green R., Eric Livo K. 1998. Mineral Mapping with Imaging Spectroscopy: the Ray Mine, Summaries of the 7th Annual JPL Airborne Earth Science Workshop, R.O. Green, Ed., JPL Publication 97-21. Jan 12-14, 67-75.
- Rowan L.C. 1998. Analysis of simulated advanced spaceborne thermal emission and reflection (ASTER) radiometer data of the Iron Hill, Colorado, study area for mapping lithologies. *Journal of Geophysical Research*, **103** (D24): 32291-32306.
- Rowan L.C. & Mars J.C. 2001. Initial Lithologic mapping results using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. *Eos. Trans. AGU*, **82** (20), Spring Meet. Abstract U31A-05.
- Rowan L.C. & Mars J.C. 2003. Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. *Remote Sensing of Environment* **84**:350–366.

- Rowan L.C., Hook S.J., Abrams M.J. & Mars J.C. 2003. Mapping hydrothermally altered rocks at Cuprite, Nevada, using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), a new satellite-imaging system. *Economic Geology*, **98**:1019-1027.
- Rubin T.D. 1991. Spectral alteration mapping with Imaging Spectrometers. *In: Eighth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing*, Denver, Colorado, 13-25.
- Ruiz-Armenta J.R., Prol-Ledsma R.M. 1998. Techniques for enhancing the spectral response of hydrothermal alteration minerals in Thematic Mapper images of Central Mexico. *International Journal for Remote Sensing*, **9**:1981-2000.
- Sabine C. 1999. *Remote Sensing Strategies for Mineral Exploration*. *In: A.N. Rencz (Ed.), Remote Sensing for Earth Sciences: Manual of Remote Sensing*. John Wiley and Sons, Inc., p. 375-447.
- Schalamuk I.B., Zubia M., Genini A., Fernandez R.R. 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ores Geology Reviews*, **12**:173-186.
- SEGEMAR, 1999. Geología y Recursos Minerales de la Hoja 4169-II, Los Menucos. Rio Negro, Argentina, 113 p.
- Shippert P. 2002. Spotlight on Hyperspectral. *Geospatial Solutions* **12**(2):40-45.
- Sillitoe R.H. 1993. Epithermal models: Genetic types, geometric controls and shallow features, *In: Mineral Deposit Modeling*, Kirkham R.V., Sinclair W.D., Thorpe R.I., Duke J.M. (Eds.) Geological Association of Canada, Special Paper **40**:403-417.
- Sillitoe R.H. 2001. Comments on geology and Gold Potential of the Cerro Abanico and Cerro La Mina Prospects, Los Menucos, Argentina. 8 p. (Relatório interno).
- Singer R.B. 1981. Near-infrared spectral reflectance of mineral mixtures: Systematic combinations of pyroxenes, olivine, and iron oxides, *Journal of Geophysical Research*, **86**:7967-7982.
- Singer R.B. & McCord, T.B. 1979. Mars: Large scale mixing of bright and dark surface materials and implications for analysis of spectral reflectance: *In: Proceedings Lunar and Planetary Science Conference*, 10th, 1835-1848.
- Schowengerdt, R.A., 1997. *Remote Sensing, Models and Methods for Image Processing*. Academic Press, San Diego. Segunda edição. 522 p.
- Souza Filho C.R. 2003. ASTER à Vista. *InfoGeo*, **29**:62-64.
- Souza Filho C.R., Tapia Calle C.H., Crósta A.P., Xavier R.P. 2003. Infrared Spectroscopy and ASTER imagery Analysis of Hydrothermal alteration Zones at the Quellaveco Porphyry-Copper deposit, Southern Peru. *In: Proceedings of the American Society for Photogrammetry and Remote Sensing (ASPRS) 2003 Annual Conference*, 1-12 (CD-ROM).
- Souza Filho C.R. & Yamagushi Y. 2004 (em preparação) Atmospheric Correction Models and Spectro-Mineral Mapping Image Processing Techniques Applied to ASTER Data: A Study Case in Cuprite, EUA.
- Spatz, D.M. 1996. Remote Sensing characteristics of precious metal systems: the volcanic-hosted deposits. *In: Eleventh Thematic Conference and Workshop on Applied Geologic Remote Sensing*, Las Vegas, Nevada, 1-12.
- Stipanovic P.N., Rodrigo F., Baulies O.L., Martínez C.G. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **23** (2):67-98.
- Sun Y., Seccombe P.K., Yang K. 2001. Application of short-wave infrared spectroscopy to define alteration zones associated with the Elura zinc-lead-silver deposit, NSW, Australia. *J. Geochem. Expl.*, **73**:11-26.
- Swalf, P.S., 2000. *Modelo exploratorio para depósitos auríferos do tipo Morro do Ouro com base em dados e técnicas de Sensoriamento Remoto*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 118 p.
- Swayze G.A. & Clark R.N. 1995. Spectral identification of minerals using imaging spectrometry data: evaluating the effects of signal to noise and spectral resolution using the Tricorder Algorithm. *In: Summaries of the Fifth Annual JPL Airborne Earth Science Workshop*, Green R.O. (Ed.), JPL Publication **95**-1:157-158.
- Tangestani M. H. & Moore F. 2001. Comparison of three principal component analysis techniques to porphyry copper alteration mapping: a case study, Meiduk area, Kerman, Iran. *Canadian Journal of Remote Sensing*, **27**:176-182.
- Tapia Calle C.H. 2002. *Estudo de mineralizações de tipo Cu-Pórfiro do Sul do Peru por meio de Sensoriamento Remoto e Aeromagnetometria*. Teses de doutorado. Universidade Estadual de Campinas, 185 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**:16-27.
- Van der Meer F. 2000. Imaging spectrometry for geological applications. *In: The Encyclopedia of Analytical Chemistry*, Meyers R.A. (Ed.), John Wiley & Sons Ltd., Sussex, U.K., p. 8601-8638.
- Vane, Gregg, and Goetz, 1985, Introduction to the proceedings of the Airborne Imaging Spectrometer (AIS) data analysis workshop: in Proceedings of the Airborne Imaging Spectrometer Data Analysis Workshop, JPL Publication 85-41, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA p. 1 - 21.
- Varela R., Cingolani C., Sato A., Dalla Salda L., Brito Neves B.B. Basei M.A.S., Siga Junior O., Teixeira W. 1997. Proterozoic and Paleozoic evolution of Atlantic area of North-Patagonian massif, Argentine. *In: South America Symposium on Isotope Geology (São Paulo)*. Extended Abstracts, 326-329.
- White N.C. & Hedenquist J.W. 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 36:445-474.
- White N.C. & Hedenquist J.W. 1995. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration. *SEG Newsletter*, **23**,1:9-13.
- Yamaguchi Y., Lyon R.J.P. 1986. "Identification of Clay Minerals by Feature Coding of Near-Infrared Spectra,". *In: International Symposium on Remote Sensing of the Environment*, 627-636.
- Yamaguchi Y. & Naito C. 1999. Spectral indices for lithologic discrimination using the ASTER SWIR bands. *In: Thirteenth International Conference on Applied Geologic Remote Sensing*, Vancouver, British Columbia, Canada, 151-158.
- Yamaguchi Y. & Takeda, I. 2001. Mineralogical Mapping by ASTER in Cuprite, Nevada, U.S.A. *Asian Journal of Geoinformatics*, 1-6 p.
- Yamaguchi Y. & Naito C. 2003. Spectral indices for lithologic discrimination and mapping by using the ASTER SWIR bands. *International Journal of Remote Sensing*, **24** (22):4311-4323.
- Yamaguchi Y., Rowan L.C., Tsu H., Kahle A.B. 1996. Application of ASTER data to geological studies. *In: Eleventh Thematic Conference and Workshop on Applied Geologic Remote Sensing*, Las Vegas, 77-86.
- Yang K., Huntington J.F., Boardman J.W., Mason P. 1999. Mapping hydrothermal alteration in the Comstock mining district, Nevada, using simulated satellite-borne hyperspectral data. *Australian Journal of Earth Sciences*, **46**:915-922.
- Yang K., Huntington J.F., Browne P.R.L., Ma C. 2000. An infrared spectral reflectance study of hydrothermal alteration minerals from the Te Mihi sector of the Wairakei geothermal system, New Zealand. *Geothermics*, **29**:377-392.
- Yang K., Browne P.R.L., Huntington J.F., Walshe J.L. 2001. Characterising the hydrothermal alteration of the Broadlands-Ohaaki geothermal system, New Zealand, using short-wave infrared spectroscopy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **106**:53-65.
- Zhang G., Wasyliuk K., Pan Y. 2001. The characterization and quantitative analysis of clay minerals in the athabasca basin, Saskatchewan: Application of shortwave infrared reflectance spectroscopy. *Can. Mineral.* **39**:1347-1363.