

Identificando argilominerais nas Minas do Camaquã, RS, através do método Spectral Angle Mapper em uma cena ASTER

Mapping clay minerals using the Spectral Angle Mapper method and ASTER data, Minas do Camaquã, RS, Brazil

Pietro Luiz BALBINOT¹  & Christie Helouise Engelmann de OLIVEIRA² 

(1) Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos (Unisinos). Av. Unisinos, 950, CEP 93.022-750, São Leopoldo, RS, Brasil (pietrolb@edu.unisinos.br).

(2) Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos (Unisinos). Av. Unisinos, 950, CEP 93.022-750, São Leopoldo, RS, Brasil (chelouise@unisinos.br).

Resumo: O presente estudo visou identificar a ocorrência de argilominerais nas Minas do Camaquã/RS através da aplicação do método *Spectral Angle Mapper* (SAM) numa cena ASTER. O minério de cobre das Minas do Camaquã ocorre na forma de veios, preenchendo falhas subverticais, e disseminado nas rochas sedimentares que recobrem a região. A ocorrência destes corpos de minério também desencadeia um intensivo processo de alteração hidrotermal, marcado pela presença de halos com paragêneses minerais distintas, que representa a manifestação lateral das mineralizações controladas pelas falhas. Um modelo metalogenético do tipo epitermal foi proposto como sendo o responsável pela geração dos fluidos mineralizantes e formação das zonas de alteração. Os principais argilominerais identificados na área foram a montmorillonita e a nontronita, ambos pertencentes ao grupo das esmectitas. Além destes, também foram identificados exemplares do grupo da caulinita (caulinita e haloisita), misturas de caulinita/esmectita e illita. Quanto à sua gênese, esses argilominerais são produtos comuns da alteração argílica intermediária, comumente associada a sistemas epitermais, e que pode estar presente nos estágios tardios das alterações hidrotermais desencadeadas pelas mineralizações de cobre nas Minas do Camaquã, assim como pela alteração supergênica dos rejeitos deste depósito.

Palavras-chave: ASTER; Sensoriamento remoto; Alteração hidrotermal.

Abstract: The present study aimed to identify the occurrence of clay minerals in the Camaquã Mines/RS through the application of the Spectral Angle Mapper (SAM) method in an ASTER scene. The copper ore from the Camaquã Mines occurs in the form of veins, filling subvertical faults, and disseminated in the sedimentary rocks that cover the region. The occurrence of these ore bodies also triggers an intensive process of hydrothermal alteration, marked by the presence of halos with distinct mineral paragenesis, which represents the lateral manifestation of the mineralizations controlled by the faults. An epithermal metallogenic system was proposed as being responsible for the generation of the mineralizing fluids and the formation of alteration zones. The main clay minerals identified in the area were montmorillonite and nontronite, both belonging to the smectite group. In addition to these, minerals of the kaolinite group (kaolinite and haloysite), mixtures of kaolinite/smectite and illite were also identified. As for their genesis, these clay minerals are common products of intermediate argilic alteration, commonly associated with epithermal systems, and which may be present in the late stages of the hydrothermal alterations triggered by the copper mineralization in the Camaquã Mines, as well as by the supergene alteration of this ore deposit tailings.

Keywords: ASTER; Remote sensing; Hydrothermal alteration.

1. Introdução

O sensoriamento remoto aplicado no mapeamento de minerais e outros componentes presentes em rochas e/ou regolitos é uma ferramenta extremamente útil tanto para pesquisas voltadas à prospecção de recursos minerais como para o mapeamento geológico ou pedológico em escala regional ou local (Rowan & Mars, 2003; Vicente & Souza Filho, 2011; Kaleghi *et al.*, 2020). Através do processamento de cenas geradas a partir de imagens obtidas por sensores imageadores orbitais passivos, como o *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER), pode-se identificar diferentes assembleias/misturas no regolito que, em alguns casos, fornecem indícios sobre possíveis depósitos de minerais economicamente atrativos, como óxidos e sulfetos polimetálicos (Crósta *et al.*, 2003; Di Tommaso *et al.*, 2007; Honarmand *et al.*, 2012; Khaleghi *et al.*, 2020). Há também estudos de caso em que o processamento de um conjunto de cenas possibilitou o mapeamento de halos de alteração hidrotermal distintos no regolito e rochas expostas de terrenos afetados por eventos magmáticos intrusivos (Di Tommaso *et al.*, 2007; Honarmand *et al.*, 2012; Khaleghi *et al.*, 2014).

As imagens obtidas por sensores remotos podem ser classificadas de acordo com o número de bandas suportadas pelo sensor imageador, sendo divididas em imagens multiespectrais (geralmente de três a 15 bandas espectrais) e hiperespectrais (100+ bandas espectrais). Uma cena multiespectral/hiperespectral caracteriza-se por uma imagem constituída por um conjunto de bandas espectrais de faixas distintas do espectro eletromagnético obtidas sobre um mesmo alvo. Diferentes composições de uma mesma cena podem ser geradas a partir da aplicação de diferentes bandas espectrais num formato RGB. Quanto mais bandas o sensor possuir, maior e mais detalhada será sua resolução espectral, e consequentemente maior a diversidade de imagens que podem ser geradas sobre o alvo de estudo (Meneses & Almeida, 2012).

Bandas espectrais são delimitadas por suas amplitudes, definidas pela largura à meia altura da função de resposta espectral de cada banda, e seus intervalos amostrais são determinados a partir dos valores centrais dessas amplitudes, também conhecidos como comprimentos de onda centrais. Na maioria dos sensores imageadores orbitais, essas bandas podem variar do espectro visível e infravermelho próximo (VNIR), com comprimentos de onda entre 0,38 e 1,2 μm , passando pelo infravermelho de ondas curtas (SWIR), com comprimentos de onda entre 1,2 e 3,0 μm , e culminando no infravermelho termal (TIR), com comprimentos de onda entre 5,0 e 12,5 μm , dependendo da tecnologia aplicada no sensor (Meneses & Almeida, 2012).

Localizada no estado do Rio Grande do Sul (RS), extremo sul do Brasil, as Minas do Camaquã abrangem dois corpos de minério de cobre, a Mina Uruguai e a Mina São Luiz, cujo minério primário é representado por sulfetos de Cu e Fe (Calcopirita, Bornita, Calcosita e Pirita). Estes corpos estão hospedados em arenitos e conglomerados de idade neoproterozoica a cambriana, pertencentes à Bacia do Camaquã (Bettencourt, 1972; Gonzales & Teixeira, 1980; Faccini *et al.*, 1987; Veigel, 1989; Laux, 1999; Laux *et al.*, 2005).

O presente estudo teve como objetivo identificar os argilominerais presentes no regolito, na barragem de rejeitos e nas drenagens próximas das Minas do Camaquã, a partir da aplicação do método *Spectral Angle Mapper* (SAM) numa cena ASTER. Com os resultados obtidos espera-se entender a relação desses argilominerais com a alteração hidrotermal associada às mineralizações de cobre, levando em conta o modelo metalogenético do tipo epitermal proposto por Laux *et al.* (2005).

2. Área de Estudo

A área de estudo situa-se na região Centro-Sul do estado do RS, mais precisamente na extremidade sudeste do município de Caçapava do Sul, a aproximadamente 300 km da cidade de Porto Alegre, capital do RS (Figura 1). A área compreende as Minas do Camaquã, representada por duas minas: Mina Uruguai e Mina São Luiz. Além das minas citadas, a área também engloba a barragem do Arroio João Dias, construída para acomodar o rejeito gerado pela mineração, e parte da planície de inundação afetada por esse rejeito.

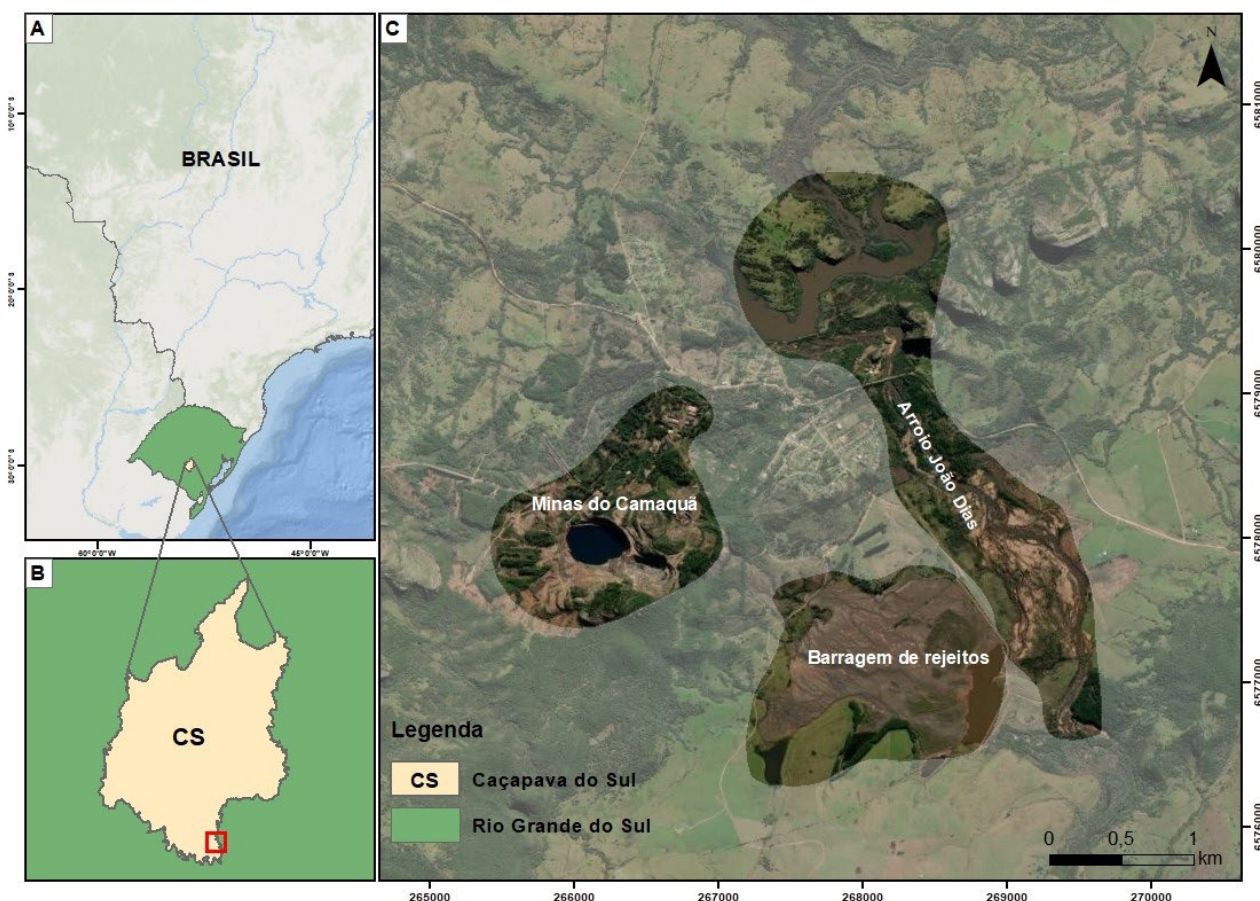


Figura 1. Mapa de localização. A) Mapa parcial do território brasileiro, com destaque ao estado do Rio Grande do Sul (em verde); B) Município de Caçapava do Sul com o indicador de extensão da área de estudo; C) Área de estudo destacando os alvos de interesse.

Figure 1. Location map. A) Partial map of the Brazilian territory, with emphasis on the state of Rio Grande do Sul (in green); B) Municipality of Caçapava do Sul with the extent indicator of the study area; C) Study area highlighting the targets of interest.

2.1 Contexto Geológico

As Minas do Camaquã são constituintes da Bacia do Camaquã, uma bacia molássica de extensão NE-SW, depositada durante os estágios finais do Ciclo Brasileiro no Cinturão Dom Feliciano (Chemale Jr., 2000). A Bacia do Camaquã representa um lócus deposicional composto por diversas sub-bacias geográficas, incluindo as sub-bacias Boici-Piquiri, Guaritas, Santa Bárbara, Ramada e Taquarembó, dispostas de leste a oeste, respectivamente. A bacia contém o registro de três ciclos deposicionais em contextos tectônicos distintos (Oliveira *et al.*, 2014): (i) ciclo basal de retroarco de antepaís (601 ± 13

a 593 ± 6 Ma), (ii) ciclo *strike-slip* (593 ± 6 a $580 \pm 3,6$ Ma) e (iii) ciclo transtraccional (574 ± 7 a $473,7 \pm 9,4$ Ma).

O ciclo basal é representado pelo Grupo Maricá, uma sequência sedimentar de 4000 m de espessura (Paim *et al.*, 2000) que recobre, ao longo de um contato discordante, o terreno juvenil São Gabriel (0,9–0,7 Ba) (Babinski *et al.*, 1997; Chemale *et al.*, 1995; Hartmann *et al.*, 2011; Saalman *et al.*, 2005). O Grupo Maricá é constituído por 3 sequências primárias (Oliveira *et al.*, 2014): (i) sequência basal, formada por sedimentos fluviais-aluviais depositados em um ambiente de canais fluviais entrelaçados; (ii) sequência intermediária, interpretada por Paim *et al.* (2000) e Borba *et al.* (2006) como uma sucessão transgressiva marinha; e (iii) seção superior, similar a seção basal e composta por arenitos e conglomerados fluviais. A idade máxima deposicional dessas sequências foi definida como 601 ± 13 Ma a partir da análise de zircões detríticos de arenitos arcoseanos (Almeida *et al.*, 2012).

O ciclo *strike-slip* é representado pelo Grupo Bom Jardim, uma sequência vulcano-sedimentar de 2000 m de espessura, que recobre o Grupo Maricá ao longo de uma discordância angular. Sua estratigrafia é constituída por fluxos de lava, intrusões hipoabissais, depósitos piroclásticos e epiclásticos e sedimentos siliciclásticos depositados em um sistema aluvial-deltaico (Bicca *et al.*, 2013). O magmatismo desta sequência é representado pelas rochas básicas e intermediárias de afinidade cálcico-alcálica alto-K e assinatura shoshonítica da Formação Hilário (Nardi & Lima, 1985; Robertson, 1966). Através de datações U-Pb em zircão de amostras de andesitos foram determinadas idades entre 593 ± 6 Ma (Remus *et al.*, 1999a) e $580 \pm 3,6$ Ma (Janikian *et al.*, 2012) para o Grupo Bom Jardim.

O ciclo transtraccional é representado pelo: (i) pacote sedimentar fluvial-deltaico do Grupo Santa Bárbara (Borba & Mizukasi, 2003) e vulcânicas da Formação Acampamento Velho (Ribeiro e Fantinel, 1978), considerados parte do mesmo ciclo deposicional (Bicca *et al.*, 2013; Oliveira *et al.*, 2014), compondo uma sequência vulcano-sedimentar de ~2500 m de espessura; e, (ii) Grupo Guaritas, sequência vulcano-sedimentar de ~800 metros de espessura que representa o estágio final de deposição da Bacia do Camaquã (Bicca *et al.*, 2013). A Formação Acampamento Velho consiste em um complexo intrusivo e extrusivo bimodal de afinidade alcalina (Bicca *et al.*, 2013) definido por dois episódios magmáticos (Oliveira *et al.*, 2014): (i) pré-deposição do Grupo Santa Bárbara, datado em 573 ± 7 Ma (Chemale Jr., 2000) e 574 ± 7 Ma (Janikian *et al.*, 2012); (ii) pós-deposição do Grupo Santa Bárbara, gerando os platôs Ramada, datado em $549,3 \pm 5$ Ma (Sommer *et al.*, 2005) e $553 \pm 5,4$ Ma (Almeida *et al.*, 2012), e Taquarembó, datado em 553 ± 17 Ma (Janikian *et al.*, 2012; Oliveira *et al.*, 2014). O Grupo Guaritas compreende depósitos siliciclásticos continentais divididos em duas formações limitadas por uma discordância erosiva (Bicca *et al.*, 2013; Oliveira *et al.*, 2014): (i) Formação Pedra Pintada, unidade basal do Grupo Guaritas composta por fácies fluviais e aluviais intercaladas com rochas vulcânicas básicas/intermediárias de afinidade alcalina do Membro Rodeio Velho (Paim *et al.*, 2000); (ii) Formação Varzinha, unidade superior composta por depósitos fluviais e eólicos. A deposição do Grupo Guaritas ocorreu entre $547 \pm 6,3$ Ma (Almeida *et al.*, 2012) e $473,7 \pm 9,4$ Ma (Maraschin *et al.*, 2010).

Segundo Paim *et al.* (2000), a sucessão da Bacia do Camaquã registra uma deformação decrescente da base para o topo, onde as unidades mais antigas (Maricá e Bom Jardim) apresentam dobramentos moderadamente apertados associados a falhas transcorrentes, inversas e de empurrão, indicando uma tectônica dúctil-rúptil em contexto compressivo ou transpressivo. Enquanto isso, as unidades mais jovens (Santa Bárbara e

Guaritas) apresentam dobras de arraste amplas e suaves, geradas nos estágios finais da tectônica de escape lateral do Cinturão Dom Feliciano (Tommasi *et al.*, 1994), sob a influência de um ambiente rúptil-transtensional durante o aglutinamento final do Gondwana Ocidental (Chemale Jr. *et al.*, 2012).

Quanto aos aspectos estruturais da área de estudo, as Minas do Camaquã estão localizadas numa janela tectônica-estrutural denominada Janela Bom Jardim (Bicca *et al.*, 2013), cuja arquitetura é interpretada como um sistema anticlinal de arraste controlado por um evento cisalhante rúptil NE-SW, que afeta o pacote deposicional descontinuamente (Faccini *et al.*, 1987; Toniolo *et al.*, 2007) e gera fraturas subsidiárias de orientação NW-SE que controlam os eventos mineralizantes na região (Bettencourt & Damasceno, 1974).

2.2 Mineralizações e alterações hidrotermais

As Minas do Camaquã abrangem os corpos mineralizados das minas Uruguai (mina de cava aberta) e São Luiz (mina subterrânea) (Figuras 2 e 3). O minério extraído dessas minas ocorre em duas formas: minério filoniano, com sulfetos maciços em veios preenchendo falhas/fraturas, e minério disseminado, com sulfetos dispersos nas rochas sedimentares encaixantes. Ambos possuem uma mineralogia semelhante, porém apenas os veios apresentam a ocorrência de ouro. A calcopirita é o sulfeto predominante tanto no minério filoniano como no minério disseminado (Bettencourt, 1972; Gonzales & Teixeira, 1980; Veigel & Dardene, 1990; Laux, 1999; Laux & Lindenmayer, 2000; Ronchi *et al.*, 2000; Laux *et al.*, 2005).

2.2.1 Minério filoniano

Considerado o minério mais importante, sua formação é controlada por falhas subverticais de orientações que variam entre N50°W e N80°W, dispostas num formato *stockwork* decorrente da brechação que afeta a zona central dos corpos mineralizados (Laux & Lindenmayer, 2000; Ronchi *et al.*, 2000). Fora da zona do minério, estas falhas são preenchidas por quartzo, hematita, barita e argilominerais (Bettencourt, 1972; Gonzales & Teixeira, 1980; Veigel, 1989; Ribeiro, 1991).

Próximo à zona do minério, as bordas dos veios são marcadas por uma alteração hidrotermal intensiva, representada por zonas de silicificação, cloritização, caulinitização e sulfetação. A mineralogia principal do minério filoniano é composta por quartzo, pirita, calcopirita, bornita, hematita e ouro (Laux *et al.*, 2005).

2.2.2 Minério disseminado

O minério disseminado é considerado parte das zonas de alteração hidrotermal desenvolvidas ao redor dos veios, representando a manifestação lateral da mineralização controlada pelas falhas. Este minério ocorre alojado na porosidade secundária dos conglomerados e arenitos descritos como Membro Vargas, pertencente à Fm. Arroio dos Nobres do Grupo Bom Jardim (Leinz & Almeida, 1941; Bettencourt, 1972; Gonzales & Teixeira, 1980; Veigel, 1989; Veigel & Dardene, 1990; Ribeiro, 1991).

A paragenese principal desse minério é relativamente simples e semelhante à do minério filoniano, divergindo apenas pela presença de clorita e calcosita, produtos da alteração hidrotermal na borda dos veios, e pela ausência de ouro (Leinz & Almeida, 1941; Bettencourt, 1972; Laux & Lindenmayer, 2000; Ronchi *et al.*, 2000; Laux *et al.*, 2005).

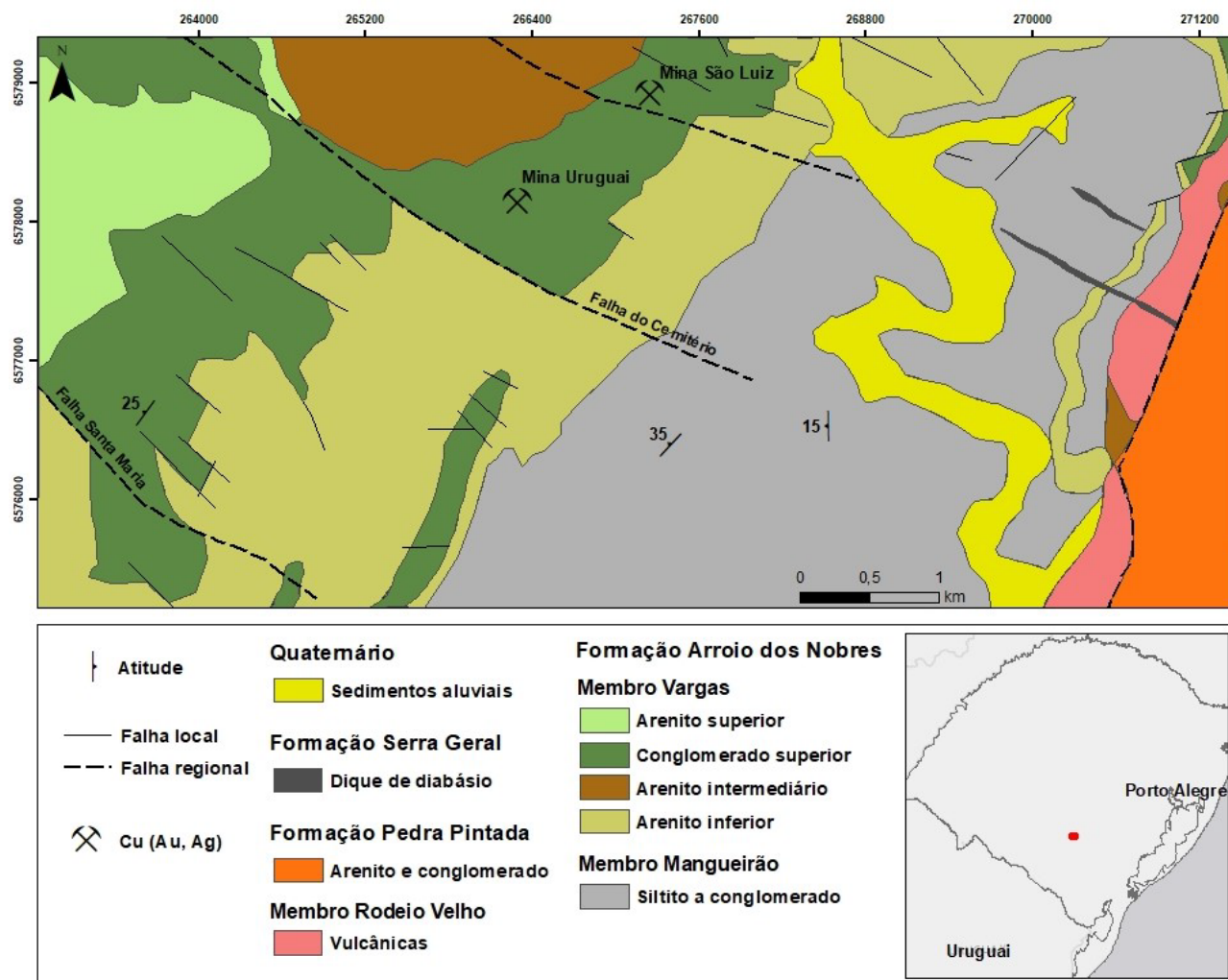


Figura 2. Mapa geológico da porção sudeste da Bacia do Camaquã contendo a localização das minas Uruguai e São Luiz (modificado de Renac *et al.*, 2014).

Figure 2. Geological map of the southeastern portion of the Camaquã Basin with the location of the Uruguai and São Luiz mines (modified from Renac *et al.*, 2014).

2.3 Modelo metalogenético

Para discorrer sobre os aspectos metalogenéticos, este estudo se baseou no modelo epitermal descrito por Laux *et al.* (2005). O termo epitermal aplica-se a depósitos hidrotermais de minérios formados em torno de 1 a 2 km abaixo da superfície terrestre, sob influência de temperaturas que variam entre 150 e 300°C (Robb, 2005). Estes sistemas são caracterizados por fluídos de baixa salinidade, cuja circulação pode ser induzida por corpos plutônicos intrusivos ou por fontes magmáticas de alta temperatura, e geralmente possuem uma contribuição significativa de água meteórica (Robb, 2005). Depósitos epitermais se dividem em dois tipos (Robb, 2005; Taylor, 2007): (i) depósitos de alta sulfetação ou tipo sulfato ácido, cujos fluídos são formados pela dissolução de grandes quantidades de SO₂ magmático em sistemas hidrotermais de alta temperatura e/ou pela reação das rochas encaixantes com água meteórica aquecida e acidificada pela oxidação dos sulfetos presentes ou pela dissolução do CO₂; (ii) depósitos de baixa sulfetação ou tipo adularia-sericita, cujas rochas alteradas geralmente compreendem duas zonas mineralógicas: uma zona interna de silicificação (substituição das rochas encaixantes por quartzo ou calcedônia) e uma zona externa de alteração fílica (quartzo + K-feldspato e/ou sericita, ou

sericita e illita-esmectita) cujas bordas graduem para halos de alteração do tipo propilítica (quartzo + clorita + albita + carbonato e/ou sericita + epidoto) e/ou argílica (caulinita + montmorillonita +/- sericita/muscovita +/- clorita).

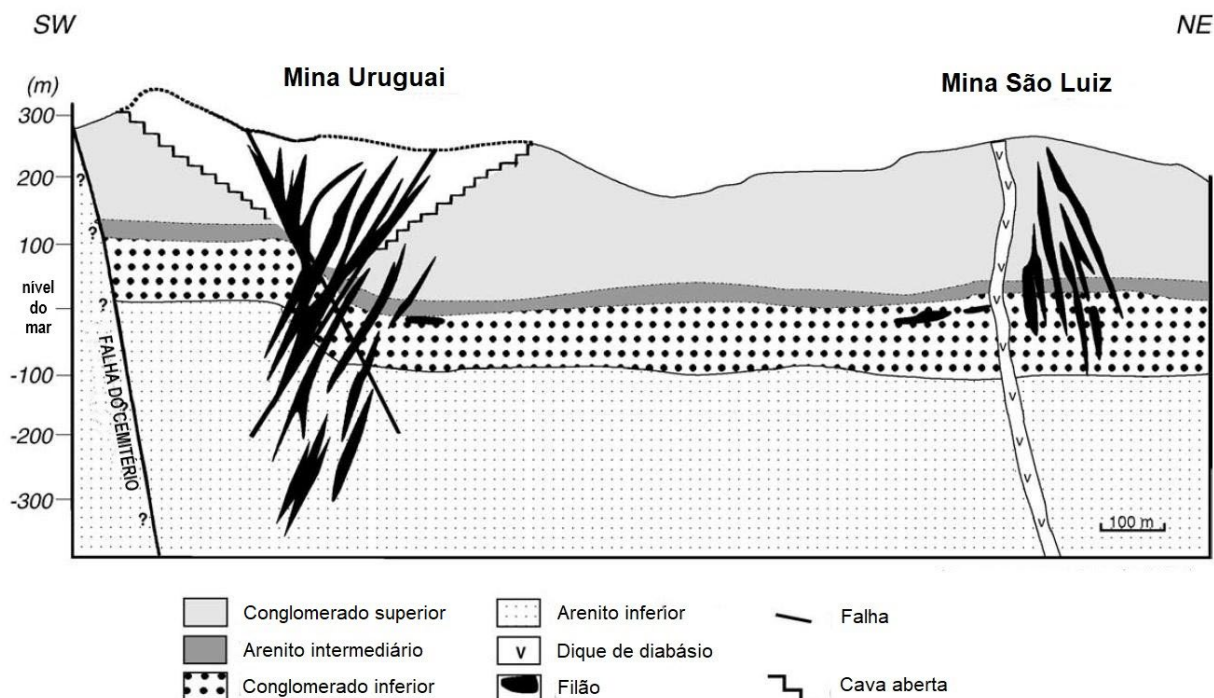


Figura 3. Seção geológica das minas Uruguai e São Luiz (modificado de Laux *et al.*, 2005).

Figure 3. Geological cross-section of the Uruguai and São Luiz mines (modified from Laux *et al.*, 2005).

Laux *et al.* (2005) concluiu que a sucessão paragenética do minério nas Minas do Camaquã foi gerada ao longo de dois eventos mineralizantes principais: o primeiro de caráter relativamente redutivo, que depositou pirita, calcopirita, quartzo, albita, clorita e traços de carrolita e molibdenita; e o segundo de caráter mais oxidante, que depositou calcopirita, bornita, digenita, hematita, ouro, prata, quartzo, caulinita e fengita. Veios de calcita e barita, associados às fases finais do processo de mineralização, contribuíram no preenchimento das fraturas. Fluídos mineralizantes de baixa a média salinidade e alta temperatura, ricos em Fe, Cu e S, foram responsáveis pela formação de sulfetos no evento mineralizante inicial (evento redutor). Já o evento mineralizante final (evento oxidante), marcado pelo aumento de oxigênio no sistema, foi caracterizado por fluídos ricos em sulfato (SO_4) aliados à uma temperatura de deposição mais baixa em relação ao evento inicial, o que resultou na dominância de SO_4 sobre os demais sulfetos. Este modelo é validado pelo controle estrutural das mineralizações, estando estas alojadas em veios discordantes e stockworks (Lima *et al.*, 1997; Laux & Lindenmayer, 1998; Laux & Lindenmayer, 2000; Remus *et al.*, 1999b).

3. Materiais e Métodos

Para a realização deste estudo foram utilizados os seguintes materiais e métodos:

a) Cena ASTER *Level 2* sem nuvens, com as correções atmosféricas e de *crosstalk* previamente aplicadas no sensor (NASA, METI, AIST, Japan Spacesystems & U.S./Japan ASTER Science Team, 2006), capturada no dia 3 de setembro de 2003 e obtida através da base de dados do *Land Processes Active Archive Center* (LP DAAC), programa de parceria entre o *U.S. Geological Survey* (USGS) e a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), sendo este componente do *Earth Observing System Data and Information System* (EOSDIS) mantido pela NASA ("About the LP DAAC", 2021).

b) Software de processamento de imagens de sensoriamento remoto *Environment for Visualizing Images* (ENVI) 5.3.1.

c) Biblioteca espectral contendo os espectros de reflectância de diversos minerais e outras substâncias, produzida pelo USGS e disponibilizada na base de dados do software ENVI 5.3.1.

d) Software de geração de mapas e processamento de informações geográficas ArcGIS® 10.5.

3.1 Pré-processamento da cena ASTER

O sensor ASTER possui três bandas na faixa do VNIR (B1, B2, B3), com resoluções espectrais que variam entre 0,520 e 0,860 μm , seis bandas na faixa do SWIR (B4, B5, B6, B7, B8 e B9), com resoluções espectrais que variam entre 1,600 e 2,430 μm , e três bandas na faixa do TIR (B10, B11 e B12), com resoluções espectrais que variam entre 8,125 e 11,650 μm . A resolução espacial das faixas do VNIR, SWIR e TIR é de 15, 30 e 90 m, respectivamente. As cenas geradas pelo sensor ocupam uma área de 60 x 60 km (Abrams *et al.*, 2002). Como os argilominerais apresentam maior discrepância nas faixas do NIR e do SWIR (Hunt, 1977; Clark, 1999), neste estudo foram utilizadas apenas as três bandas do VNIR e as seis bandas do SWIR.

Para classificar a cena em toda sua dimensão espectral foi necessário combinar as bandas do VNIR com as bandas do SWIR em um mesmo *dataset* através da ferramenta *Layer Stacking*, disponível no software ENVI. Devido ao fato de a área de interesse ser relativamente pequena em relação à extensão total da cena original, optou-se por manter a resolução espacial das bandas do VNIR no produto final. Desse modo, a resolução espacial das bandas do SWIR passou a ser de 15 m. Com a cena composta foi criada uma Região de Interesse (*Region of Interest*, ou ROI) na cena contendo apenas as Minas do Camaquã e a área mais afetada por seus rejeitos.

3.2 Máscara de vegetação

O próximo passo consistiu em segregar os pixels das áreas expostas dos pixels das áreas vegetadas. Para isso, foi necessário montar uma máscara de vegetação a partir do cálculo do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) da cena.

O NDVI representa um índice adimensional que determina a diferença de reflectância da cobertura vegetal entre o espectro visível e infravermelho próximo (NIR), e é amplamente utilizado para estimar a densidade de áreas verdes numa cena multiespectral (Weier & Herring, 2000). O seu cálculo usa os comprimentos de onda do NIR e do vermelho (RED) através da seguinte equação:

$$(NIR - RED) / (NIR + RED)$$

No caso dos produtos ASTER, o RED e o NIR são representados pelas bandas B2 e B3N, respectivamente. Assim:

$$(NIR - RED) / (NIR + RED) = (B3N - B2) / (B3N + B2)$$

O produto obtido através do cálculo do NDVI é uma banda monocromática com valores que variam entre -0,14 e 0,75 (Figura 4). Os valores negativos e próximos a zero determinam ausência de vegetação no pixel, enquanto os valores positivos determinam a densidade e saúde da cobertura vegetal (El Gammal *et al.*, 2014). A partir disso é criada uma ROI com os limites positivos entre 0,5 e 0,75 da banda do NDVI, denominada máscara de vegetação (*vegetation mask*), que ao ser aplicada encobre todos os pixels identificados como vegetação densa na cena (Figura 4).

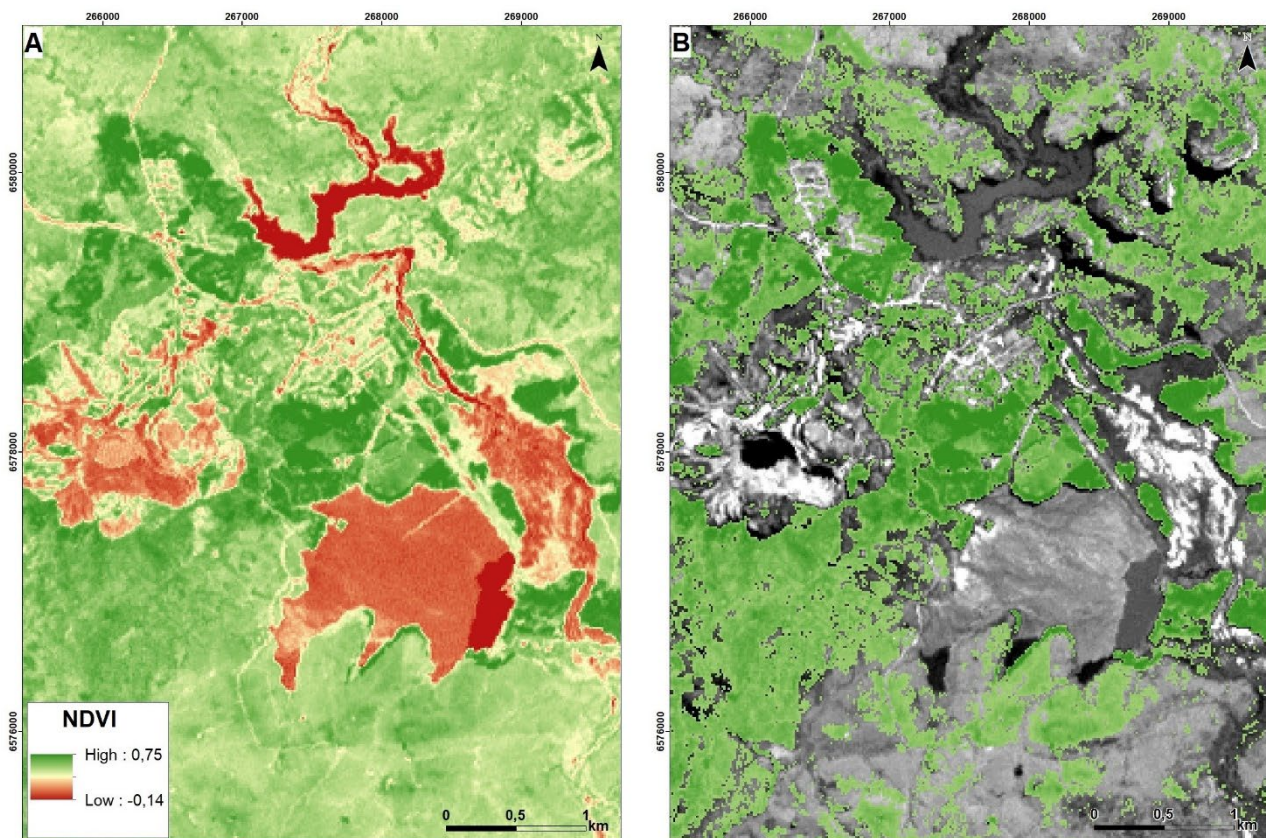


Figura 4. Máscara de vegetação. (A) NDVI da cena; (B) Pixels de vegetação segregados na cena.

Figure 4. Vegetation mask. (A) NDVI of the scene; (B) Segregated vegetation pixels in the scene.

3.3 Spectral Angle Mapper

O *Spectral Angle Mapper*, ou SAM, é um método de classificação supervisionada de imagem que mapeia alvos com base no grau de semelhança espectral entre os pixels de uma cena e uma assinatura espectral de referência, podendo esta ser obtida através de

medições em campo, em laboratório ou sensores orbitais, como o ASTER (Kruse *et al.*, 1993; Galvão *et al.*, 2005; Honarmand *et al.*, 2012). É importante mencionar que esse método sempre assume que os valores dos pixels da cena foram previamente corrigidos para reflectância aparente (Honarmand *et al.*, 2012). Por isso a cena utilizada neste estudo já vem com essas correções aplicadas previamente no sensor.

O SAM utiliza um algoritmo que compara o ângulo entre a assinatura espectral de referência e a assinatura espectral de cada pixel da cena, tratando estes espectros como vetores em um espaço euclidiano n-dimensional (que se estende em qualquer direção) (Figura 5). Quanto menor o ângulo entre estes vetores maior a semelhança do pixel com o espectro de referência (Kruse *et al.*, 1993). Por padrão, o ENVI assume um ângulo espectral máximo de 0,1 radianos entre o espectro do pixel e o espectro de referência para esse método de classificação. Caso este ângulo seja maior, o alvo não será mapeado.

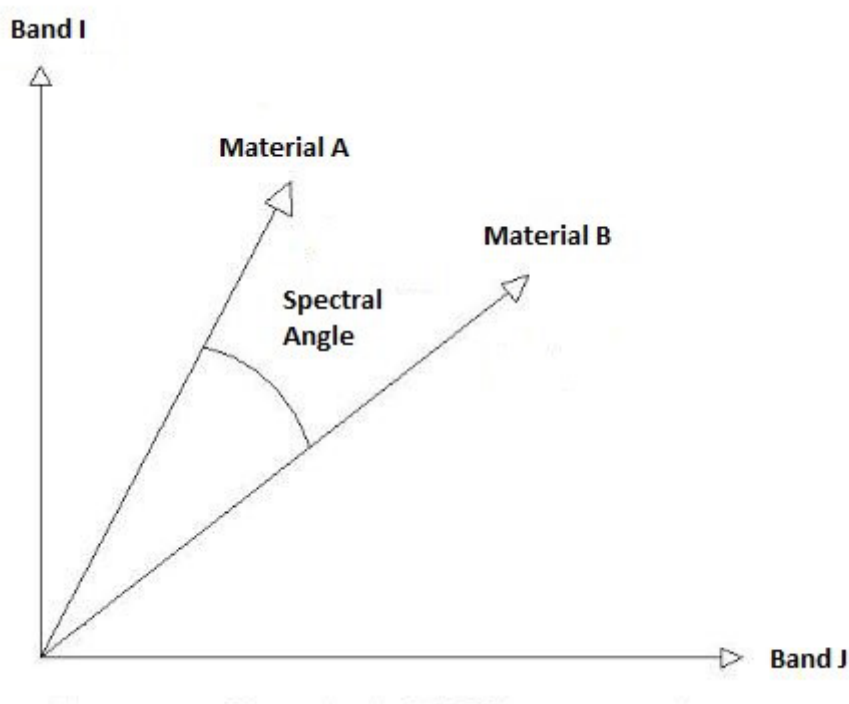


Figura 5. Exemplo de SAM bidimensional, retratando o ângulo espectral entre dois materiais distintos (modificado de Guia do ENVI em Português. Sulsoft, 2000).

Figure 5. Example of two-dimensional SAM, depicting the spectral angle between two different materials (modified from Guia do ENVI em Português. Sulsoft, 2000).

Os espectros de referência utilizados no método SAM foram extraídos da biblioteca espectral de minerais do USGS disponível na base de dados do software ENVI 5.3.1. Dentre as amostras da biblioteca foram selecionadas aquelas que continham assinaturas espectrais de argilominerais dos grupos das esmectitas, caulinita e illita, característicos neste tipo de depósito. Buscando atender o objetivo desse estudo, as amostras selecionadas foram exportadas para uma biblioteca separada contendo apenas os alvos de interesse. Antes de importar as amostras selecionadas para o algoritmo foi necessário reamostrar o espectro desses materiais, cujas assinaturas foram obtidas em laboratório, para o espectro de resposta do sensor ASTER (Figura 6). Para realizar esta tarefa, o software ENVI dispõe de uma ferramenta de reamostragem espectral denominada *Spectral Resampling*.

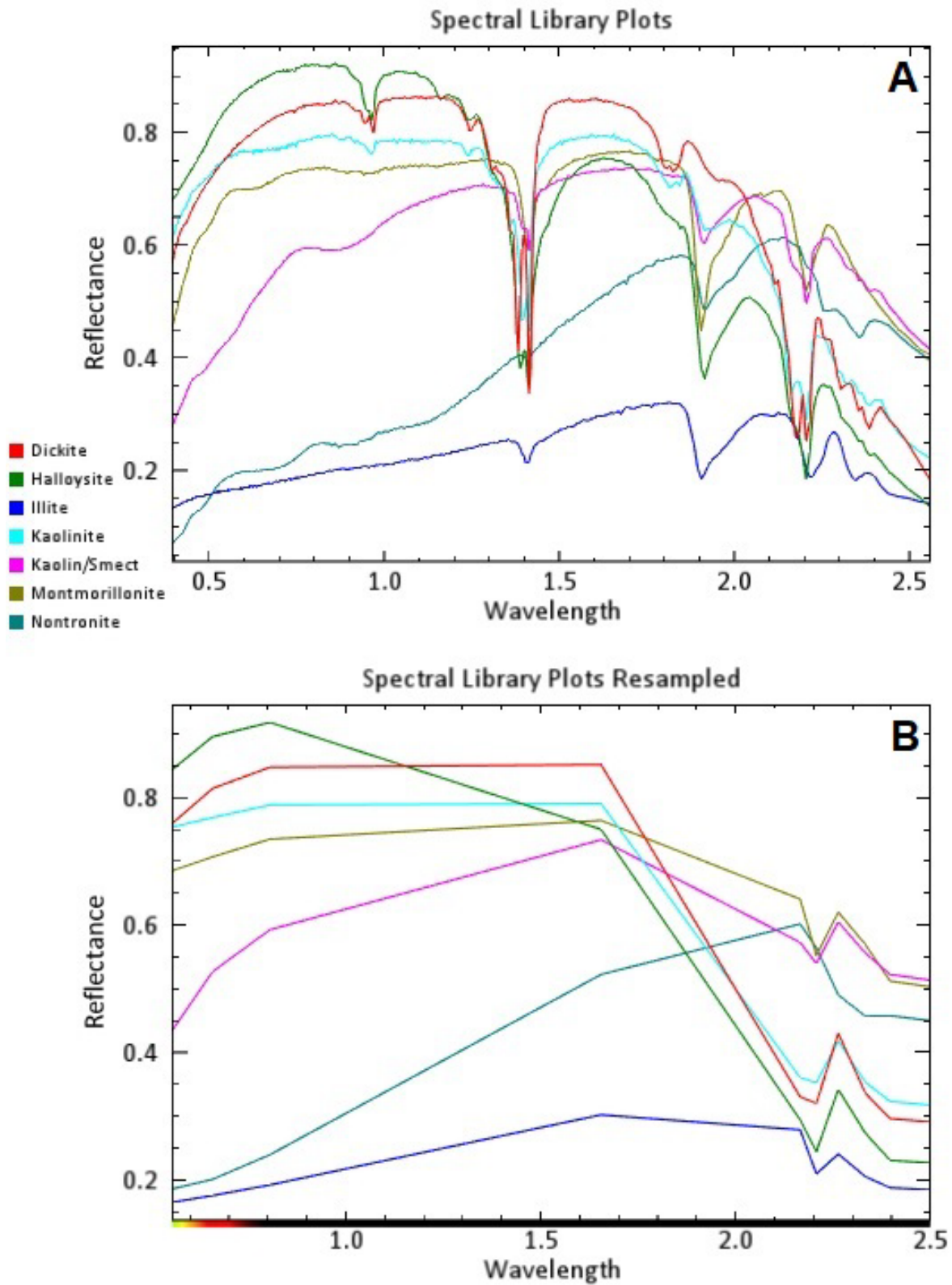


Figura 6. Exemplos de assinaturas espectrais de argilominerais. (A) Assinaturas originais, extraídas da biblioteca espectral do USGS; (B) Depois do processo de reamostragem espectral.

Figure 6. Examples of spectral signatures of clay minerals. (A) Original signatures, extracted from the USGS spectral library; (B) After the spectral resampling process.

Os resultados foram salvos num recorte da cena contendo as ROIs com os alvos do estudo, nesse caso, as Minas do Camaquã, a barragem de rejeitos e o Arroio João Dias. O fluxograma da metodologia aplicada pode ser observado na Figura 7.

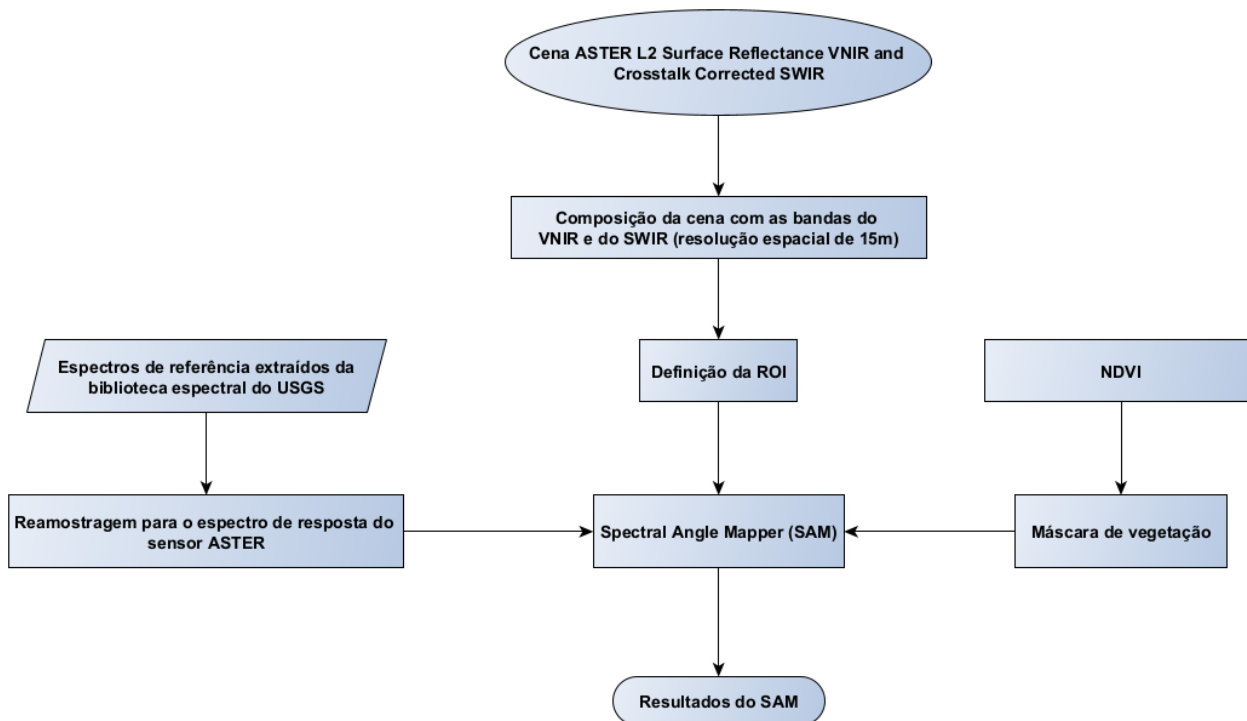


Figura 7. Fluxograma da metodologia aplicada, destacando os dados de entrada e os processos executados.

Figure 7. Flowchart of the applied methodology, highlighting the input data and the processes that were executed.

4. Resultados e Discussões

O SAM mostrou-se um método eficaz na identificação de argilominerais presentes nas Minas do Camaquã. Os resultados obtidos no mapeamento multiespectral da área de estudo são um reflexo da tipologia de depósito e rejeito ora interpretado para as Minas do Camaquã. Dos espectros de referência extraídos da biblioteca espectral do USGS, 19 obtiveram resultados no produto. Para facilitar a interpretação dos resultados, as amostras mapeadas foram separadas em seis classes de acordo com o mineral que representam (Quadro 1 e Figura 8).

Quadro 2. Amostras mapeadas pelo SAM e suas respectivas classes.

Chart 1. Samples mapped by SAM and their respective classes.

Classe	Amostras	Perfil espectral das amostras (Figura 8)
Haloisita	Halloysite NMNH106237 Halloysite CM13 Halloysite KLH503	A
Illita	Illite GDS4 (Marblehead)	B
Caulinita	Kaolinite KGa-2 (pxyl)	C
Caulim/Esmectita	Kaolinite KL502 (pxyl) Kaolin/Smect KLF508 85%K Kaolin/Smect H89-FR-5 30K Kaolin/Smect KLF511 12%K	D
Montmorillonita	Calcite.8+Ca-Montmor.2 AMX15 BECKb AREF Montmorillonite SAz-1 Montmorillonite SCa-2.a Montmorillonite SCa-2.b Montmorillonite CM27 Montmorillonite+Illite CM42	E
Nontronita	Nontronite NG-1.a Nontronite NG-1.b <2um fr Nontronite SWa-1.a Nontronite SWa-1.b <2um	F

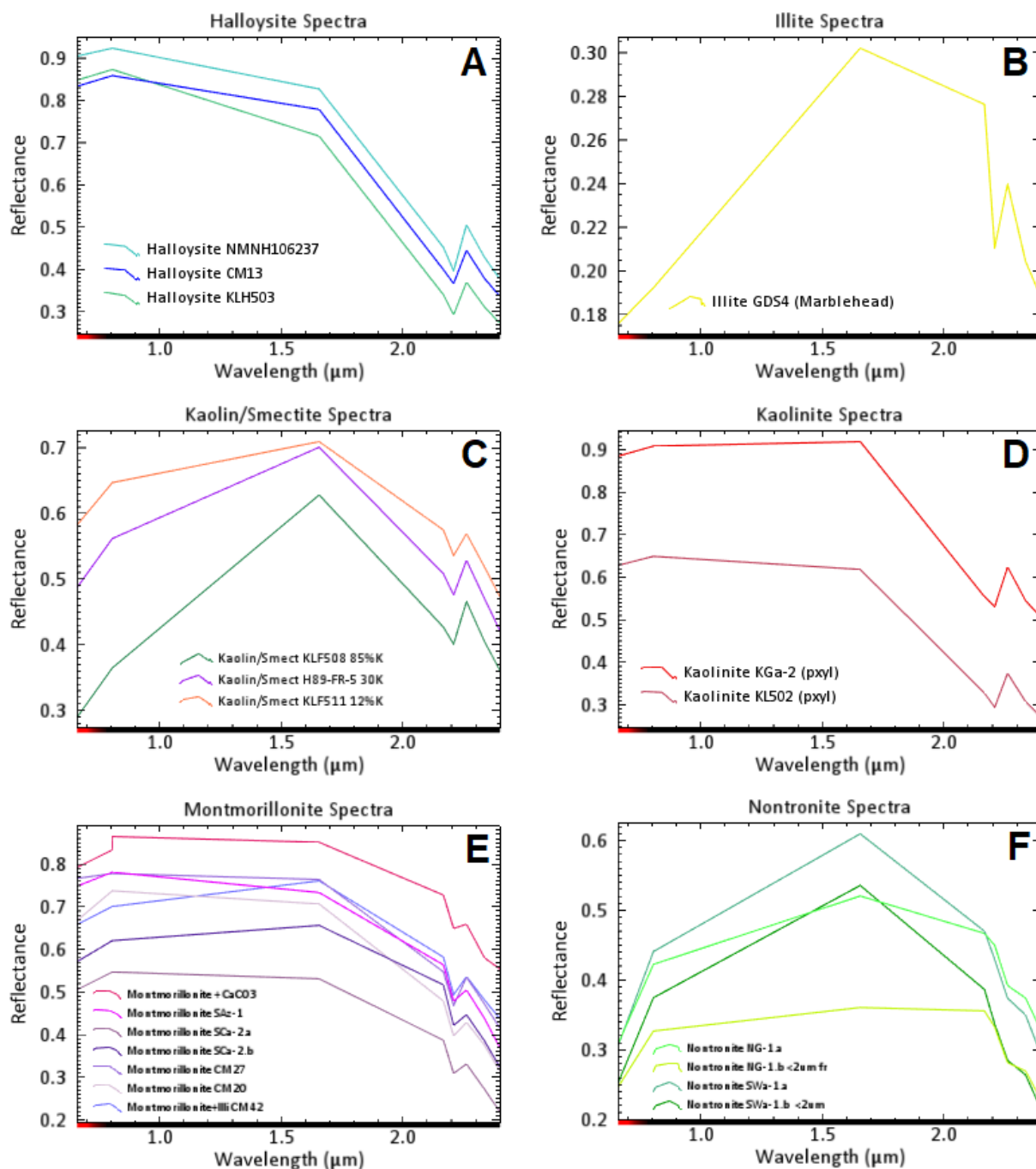


Figura 8. Assinaturas espectrais das amostras mapeadas. (A) Haloisita; (B) Ilita; (C) Caulim/Esmeclita; (D) Caulinita; (E) Montmorillonita; (F) Nontronita.

Figure 8. Spectral signatures of the mapped samples. (A) Halloysite; (B) Illite; (C) Kaolin/Smectite; (D) Kaolinite; (E) Montmorillonite; (F) Nontronite.

Das seis classes de argilominerais mapeadas, a montmorillonita e a nontronita, ambas pertencentes ao grupo das esmeclitas, foram as que mais se destacaram no produto, ocupando 938 e 530 pixels na cena, respectivamente (Figuras 9 a 11). As classes representadas pela mistura caulinita/esmeclita e haloisita, argilomineral pertencente ao grupo da caulinita, também obtiveram resultados expressivos, ocupando 181 e 40 pixels na cena, respectivamente. Por último, tanto a classe da ilita quanto a classe da caulinita demonstraram ser muito menos significativas em relação às outras classes, ocupando apenas 8 e 4 pixels na cena, respectivamente.

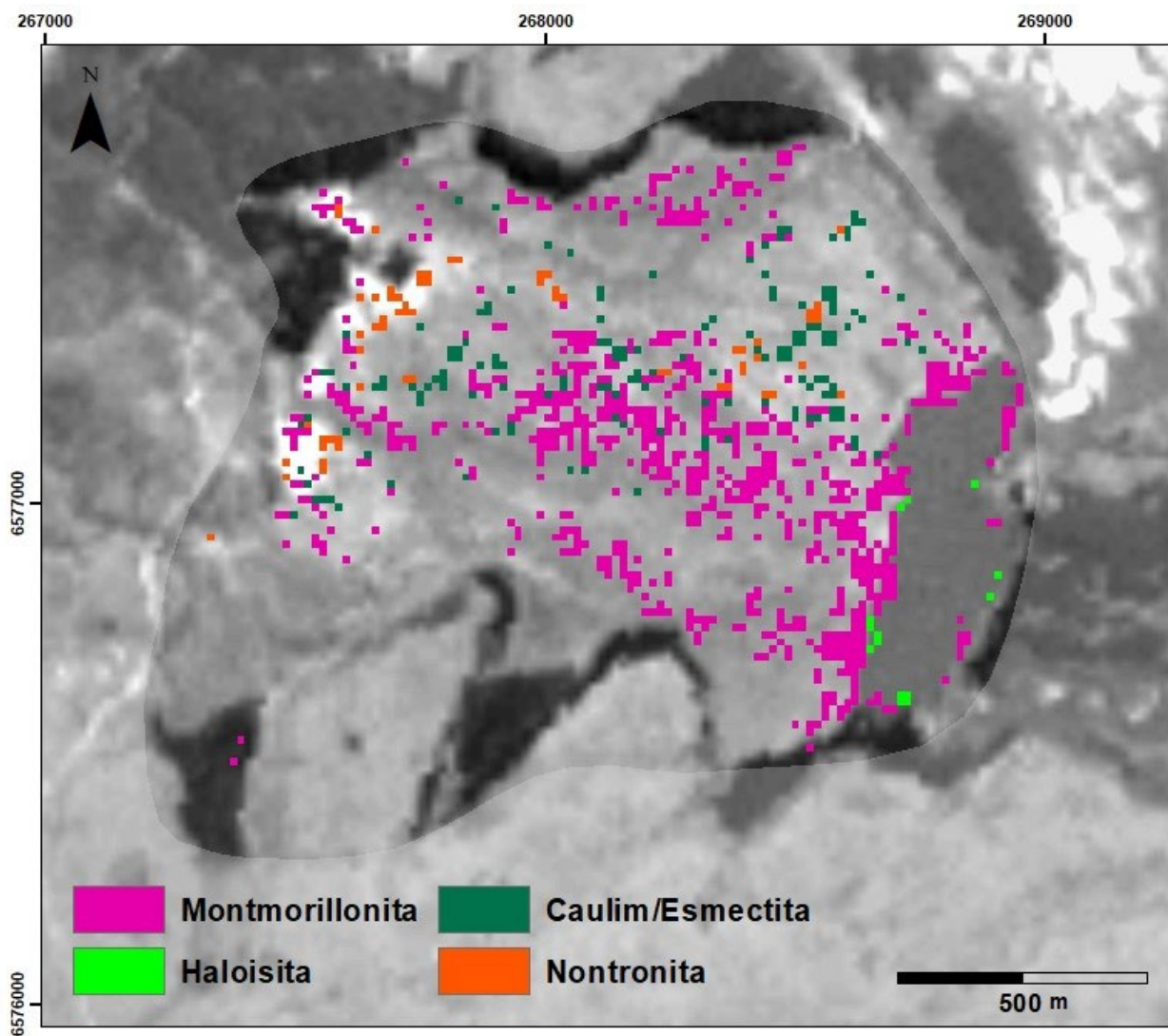


Figura 9. Classes mapeadas na barragem de rejeitos.

Figure 9. Classes mapped in the tailings dam.

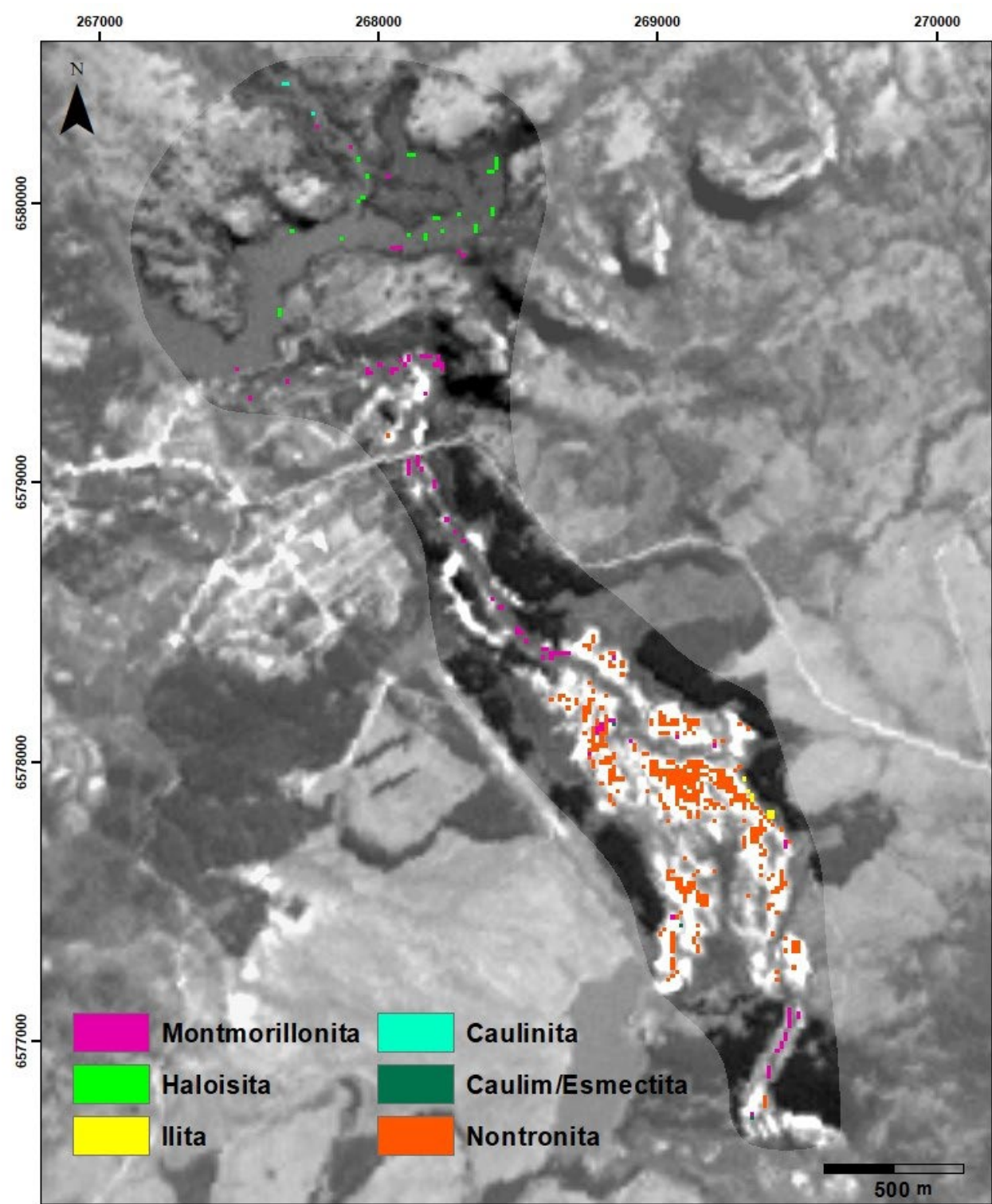


Figura 10. Classes mapeadas no Arroio João Dias.
Figure 10. Classes mapped in the Arroio João Dias stream.

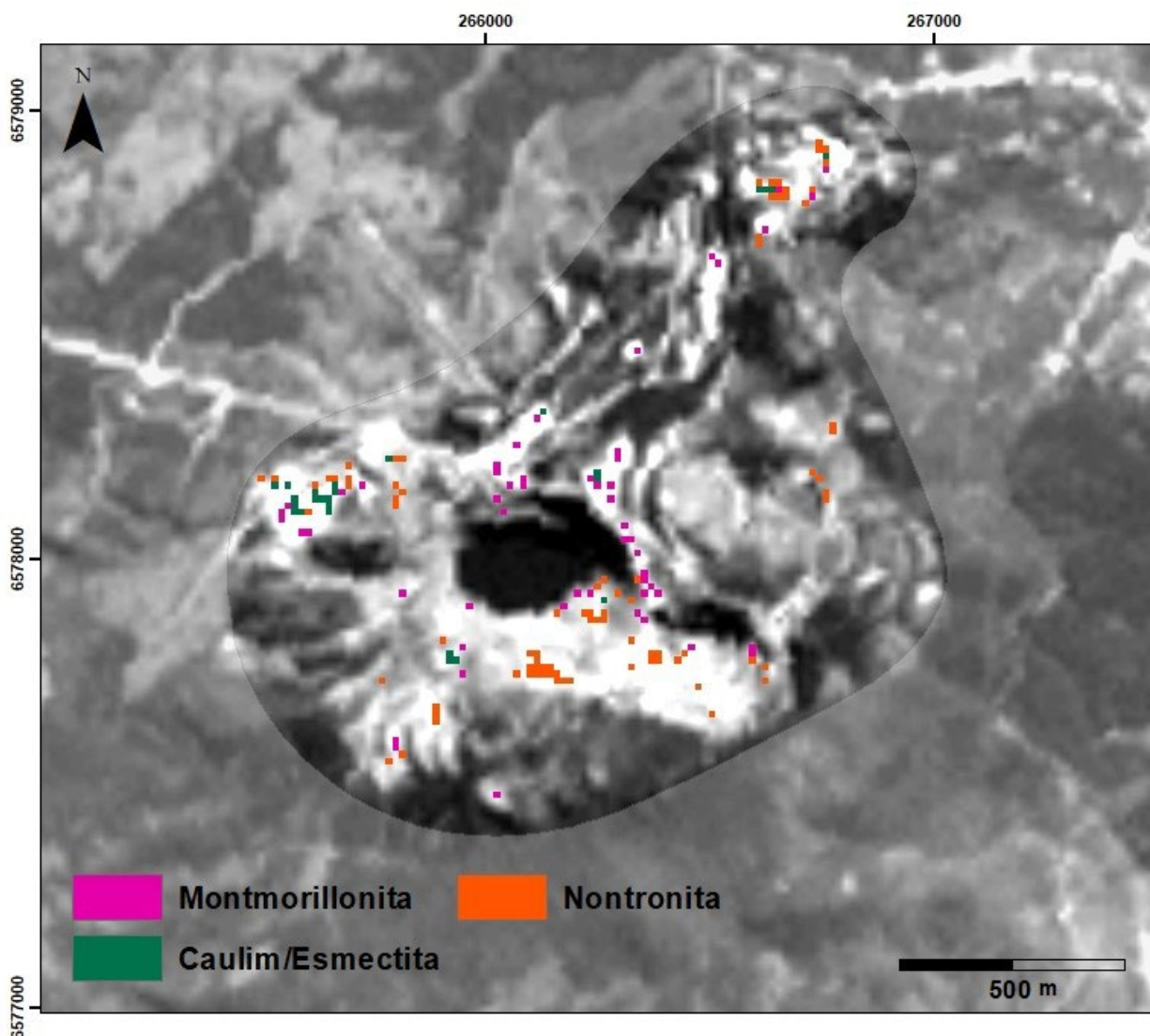


Figura 11. Classes mapeadas nas minas Uruguai e São Luiz (Minas do Camaquã).

Figure 11. Classes mapped in the Uruguai and São Luiz mines (Minas do Camaquã).

Quanto à distribuição desses argilominerais nos alvos de interesse pode-se observar: (i) A barragem de rejeitos apresentou uma predominância de montmorillonita, com pequenas ocorrências de caulinita/esmectita e nontronita. Na porção leste da barragem também foram identificados alguns pontos contendo haloisita, mas em quantidades pouco significativas (Figura 9); (ii) A planície de inundação do Arroio João Dias apresentou um predomínio extensivo de nontronita e alguns pontos contendo illita na porção leste, com exemplares dispersos de montmorillonita, haloisita e caulinita ocorrendo ao longo do seu leito à montante da barragem de rejeitos (Figura 10); e (iii) As Minas do Camaquã apresentaram uma distribuição relativamente uniforme de montmorillonita, nontronita e caulinita/esmectita. Distribuídas principalmente ao redor da cava da Mina Uruguai e no regolito exposto sobre a Mina São Luiz (Figura 11).

A gênese dos argilominerais identificados pode ser atribuída aos estágios mais tardios da alteração hidrotermal desencadeada pelos fluídos mineralizantes nas Minas do Camaquã, sendo estes possíveis produtos secundários do halo de alteração associado ao processo de cloritização na área (Troian *et al.*, 2009). A montmorillonita é um dos principais produtos da alteração argílica intermediária, comumente associada a depósitos do tipo

epitermal, estando localizada nos halos de alteração mais externos desse sistema (Robb, 2005; Taylor, 2007). Este tipo de alteração afeta principalmente o plagioclásio, mineral muito presente nas rochas vulcânicas da Fm. Hilário e Acampamento Velho (Nardi & Lima, 1985; Bicca *et al.*, 2013), e é caracterizada pela formação de montmorillonita, illita, argilominerais do grupo da caulinita (caulinita, dickita, haloisita e alofano) e sericita em menor quantidade. O K-feldspato pode não ser afetado. O zoneamento desta alteração é caracterizado pela presença de caulinita próximo à zona fílica e montmorillonita nas zonas externas (Robb, 2005).

A nontronita, variação de esmectita rica em ferro, pode ser considerada um produto de alteração da montmorillonita através da interação iônica sofrida pelo magnésio contido na sua estrutura com os cátions de Fe^{2+} dissolvidos no rejeito, visto que há uma grande quantidade de ferro associada ao minério das Minas do Camaquã (e.g. pirita, calcopirita, bornita). Esta interação ocorre devido ao fato dos cátions de Fe^{2+} e Mg^{2+} serem divalentes, assim a substituição de um pelo outro não desestabiliza as camadas octaédricas internas do filossilicato e nem afeta o seu crescimento bidimensional, preservando sua estrutura (Gainey *et al.*, 2017).

Porém, também é possível que estes argilominerais estejam estritamente relacionados aos processos intempéricos da alteração supergênica, desencadeada pela ação da água meteórica na zona de oxidação próxima à superfície (Bettencourt, 1972), e não ao hidrotermalismo associado às mineralizações de cobre. Mesmo assim, esta hipótese não invalida os resultados obtidos, visto que a montmorillonita e a nontronita também podem se formar sob condições oxidadas (pH alcalino) (Wilson, 1999; Gainey *et al.*, 2017). No caso da montmorillonita, sua presença em rejeitos de mineração pode ser benéfica, pois reduz o contato entre o rejeito e a água ou o oxigênio, evitando assim o processo de oxidação de sulfeto metálico (Wang *et al.*, 2022). Além disso, a montmorillonita aumenta o pH da superfície dos rejeitos e inibi a dissolução de metais pesados, evitando uma possível contaminação de cursos d'água. A ausência de illita na barragem de rejeito corrobora o pH alcalino, uma vez que este argilomineral forma-se a partir de fluidos com pH 4-6 e coexiste com o grupo da caulinita a pH 4-5, dependendo da temperatura e salinidade do fluido. Estudos recentes (e.g., Huang *et al.*, 2020; Wang *et al.*, 2022) têm utilizado a montmorillonita para remediação de áreas de rejeito, uma vez que ela pode adsorver os íons de metais pesados dissolvidos devido à sua alta capacidade de troca catiônica e bom desempenho de adsorção.

5. Conclusões

Os resultados obtidos através do método SAM foram coerentes com o contexto das alterações hidrotermais associadas às mineralizações e corroboram com o modelo metalogenético proposto para a região. A detecção de argilominerais como os do grupo da esmectita também é corroborada pelos processos de alteração supergênica em rejeitos de depósitos do tipo epitermal.

É importante enfatizar que os espectros de referência da biblioteca espectral do USGS apresentam um grau de pureza muito maior que os espectros obtidos pelo sensor ASTER. Pois, enquanto os espectros de referência são obtidos em laboratório, com o uso de amostras puras do mineral em escalas centimétricas, os espectros dos pixels da cena ASTER são obtidos numa área de 15 x 15 m, sendo muito improvável a presença de apenas um componente numa área dessa dimensão. Portanto, os pixels classificados na cena representam um conjunto de componentes cujas assinaturas espectrais se assemelham às

assinaturas espectrais dos minerais de referência, servindo como um indicador da presença do mineral entre estes componentes.

Apesar dos minerais mapeados não poderem ser totalmente validados apenas pela aplicação do método, o SAM obteve resultados significativos, ainda mais considerando que a região do estudo é densamente vegetada, fator que dificulta muito o processo. O seu uso no mapeamento de zonas de alteração hidrotermal também é comum, porém a maioria dos estudos aplicam o método em regiões áridas com pouca ou nenhuma ocorrência vegetal. Por isso, a obtenção de resultados em áreas vegetadas, como a região das Minas do Camaquã, demonstra um incentivo para futuras pesquisas envolvendo a aplicação do método em regiões tropicais e úmidas que possuam depósitos minerais e/ou alterações hidrotermais.

Contribuições dos Autores: Concepção, P.L.B. e C.H.E.O.; metodologia, P.L.B.; software, P.L.B.; validação, P.L.B. e C.H.E.O.; análise formal, P.L.B. e C.H.E.O.; pesquisa, P.L.B. e C.H.E.O.; recursos, P.L.B. e C.H.E.O.; preparação de dados, P.L.B. e C.H.E.O.; escrita do artigo, P.L.B.; revisão, C.H.E.O.; supervisão, C.H.E.O.; aquisição de financiamento, P.L.B. e C.H.E.O. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse.

Referências

- Almeida, D.P.M., Chemale Jr, F & Machado, A. 2012. Late to Post-Orogenic Brasileiro-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil. In: Al-Juboury, A.I. (Ed.), *Petrology – New Perspectives and Applications*, pp. 73-135. <https://doi.org/10.5772/25189>
- About the LP DAAC. Disponível em: <<https://lpdaac.usgs.gov/about/>>. Acesso em: 01 nov. 2021.
- Abrams, M., Hook, S. & Ramachandran, B. 2002. ASTER User Handbook, v2: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer. *Jet Propulsion Laboratory*, Pasadena.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1997. U–Pb and Sm–Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 10(3-4): 263-274. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00021-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00021-7)
- Bettencourt, J.S. 1972. A Mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 175 p.
- Bettencourt, J.S. & Damasceno, E.C. 1974. Análise Tectônica e controles de mineralização no Distrito Cuprífero de Camaquã, RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 28, Porto Alegre, p. 409-423.
- Bicca, M.M., Chemale Jr., F., Jelinek, A.R., Oliveira, C.H.E., Guadagnin, F. & Armstrong, R. 2013. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48: 173-192. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.09.006>
- Borba, A.W. & Mizusaki, A.M.P. 2003. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic postcollisional basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(5): 365-380. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00102-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00102-0)
- Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., Silva, D.R.A., Koester, E., Noronha, F.L. & Casagrande, J. 2006. Provenance of the neoproterozoic Maricá formation (Sul-rio-grandense Shield, southern Brazil): Petrographic and Sm–Nd isotopic constraints. *Gondwana Research*, 9(4): 464-474. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.01.005>
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia do RS*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, pp. 13-52.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1995. Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to Early Paleozoic Units. *XVIII Acta Geologica Leopoldensia*, 42: 5-117.
- Clark, R.N. 1999. Spectroscopy of rocks and minerals and principles of spectroscopy. In: Rencz, A.N. (Ed.), *Remote Sensing for the Earth Sciences*. John Wiley, New York, NY, pp. 3-58.

- Crósta, A.P., Souza Filho, C.R., Azevedo, F. & Brodie, C. 2003. 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. <https://doi.org/10.1080/0143116031000152291>
- Di Tommaso, I.M. & Rubinstein, N. 2007. Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 32(1-2): 275-290. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.05.004>
- El-Gammal, M., Ali, R. & Samra, R.A. 2014. NDVI threshold classification for detecting vegetation cover in Damietta governorate, Egypt. *Journal of American Science*, 10(8): 108-113. <https://doi.org/10.7537/marsjas100814.15>
- Faccini, V.F., Paim, P.S.G. & Fragoso César, A.R.S. 1987. Análise Faciológica das Molassas Brasileanas na Região das Minas do Camaquã, RS. In: Simpósio Sulbrasileiro de Geologia 3, vol. 1, Curitiba, p. 75-91.
- Galvão, L.S., Almeida-Filho, R. & Vitorello, Í. 2005. Spectral discrimination of hydrothermally altered materials using ASTER short-wave infrared bands: evaluation in a tropical savannah environment. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 7(2): 107-114. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2004.12.003>
- Gainey, S.R., Hausrath, E.M., Adcock, C.T., Tschauner, O., Hurowitz, J.A., Ehlmann, B.L., Xiao, Y. & Bartlett, C.L. 2017. Clay mineral formation under oxidized conditions and implications for paleoenvironments and organic preservation on Mars. *Nature Communications*, 8: 1230. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-01235-7>
- Gonzalez, M. & Teixeira, G. 1980. Considerações sobre estratigrafia e ambientes de sedimentação da Região das Minas do Camaquã e Jazida Santa Maria—RS. Congresso Brasileiro de Geologia 31, Anais, vol. 3, Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Balneário de Camboriú, p. 1513–1524.
- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S. & McNaughton, N.J. 2011. Time frame of 753–680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, 19(1): 84-99. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.05.001>
- Honarmand, M., Ranjbar, H. & Shahabpour, J. 2012. Application of principal component analysis and spectral angle mapper in the mapping of hydrothermal alteration in the Jebal-Barez Area, Southeastern Iran. *Resource Geology*, 62(2): 119-139. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2012.00184.x>
- Huang, Z., Jiang, L., Wu, P., Dang, Z., Zhu, N., Liu, Z. & Luo, H. 2020. Leaching characteristics of heavy metals in tailings and their simultaneous immobilization with triethylenetetramine functioned montmorillonite (TETA-Mt) against simulated acid rain. *Environmental Pollution*, 266(2): 115236. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2020.115236>
- Hunt, G.R. 1977. Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. *Geophysics*, 42(3): 501-513. <https://doi.org/10.1190/1.1440721>
- Janikian, L., Almeida, R.P., Fragoso-Cesar, A.R.S., Martins, V.T.S., Dantas, E.L., Tohver, E., McReath, I., & D'Agrella-Filho, M.S. 2012. Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 21(2-3): 466-482. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.04.010>
- Khaleghi, M., Ranjbar, H., Abedini, A. & Calagari, A.A. 2020. Synergetic use of the Sentinel-2, ASTER, and Landsat-8 data for hydrothermal alteration and iron oxide minerals mapping in a mine scale. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 17, 2(198): 311-328. <https://doi.org/10.13168/AGG.2020.0023>
- Khaleghi, M., Ranjbar, H., Shahabpour, J. & Honarmand, M. 2014. Spectral angle mapping, spectral information divergence, and principal component analysis of the ASTER SWIR data for exploration of porphyry copper mineralization in the Sarduiyeh area, Kerman province, Iran. *Applied Geomatics*, 6: 49-58. <https://doi.org/10.1007/s12518-014-0125-0>
- Kruse, F.A., Lefkoff, A.B., Boardman, J.B., 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(2-3): 145-163. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(93\)90013-N](https://doi.org/10.1016/0034-4257(93)90013-N)
- Laux, J.H. 1999. Caracterização da Mineralização Cupro-aurífera de uma Parte da Mina Uruguai, Caçapava do Sul-RS. Dissertação de Mestrado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 135p.
- Laux, J.H., Lindenmayer, Z.G., Teixeira, J.B.G. & Neto, A.B. 2005. Ore genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil. *Ore Geology Reviews*, 26(1-2): 71-89. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2004.11.001>

- Laux, J.H. & Lindenmayer, Z.G. 1998. Caracterização da mineralização Cu (Au) de um setor da Mina Uruguai, Minas do Camaquã, Brasil: Geotermometria da clorita. Congresso Latino-Americano de Geologia, 10 e Congresso Nacional de Geologia Econômica, 6, Buenos Aires, *Actas*, vol. 3, p. 124–129.
- Laux, J.H. & Lindenmayer, Z.G. 2000. Caracterização do minério filoneano de um setor da Mina Uruguai, Minas do Camaquã. In: Ronchi, L.H., Lobato, A.O.C. (Eds.), *Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar*. Universidade do Vale do Rio dos Sinos/Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul, São Leopoldo, pp. 191-210.
- Leinz, V. & Almeida, S.C. 1941. Gênese da Jazida de cobre “Camaquam”, município de Caçapava-Rio Grande do Sul. Secretaria dos Negócios de Agricultura Indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim - Divisão de Produção Mineral*, DPM, vol. 88, 56 p.
- Lima, L. de, Almeida, D.P.M. & Collao, S. 1997. La Mina Uruguai, Distrito Minero de Camaquã: Geologia y características químicas de los minerales de alteración y metálicos (RS)-Brasil. *Congreso Geológico Chileno*, 8, *Resúmenes Expandidos*, vol. 2, p. 925–929.
- Maraschin, A.J., Mizusaki, A.M., Zwingmann, H., Borba, A.W. & Sbrissa, G.F. 2010. Illite authigenesis in sandstones of the Guaritas Allogroup (Early Paleozoic): Implications for the depositional age, stratigraphy and evolution of the Camaquã Basin (Southern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2): 400-411. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.007>
- Meneses, P.R. & Almeida, T. 2012. *Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto*. Brasília, Universidade de Brasília.
- Oliveira, C.H.E., Chemale Jr., F., Jelinek, A.R., Bicca, M.M. & Philipp, R.P. 2014. U–Pb and Lu–Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano belt, Brazil. *Precambrian Research*, 246: 240-255. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.03.008>
- Nardi, L. & Lima, E. 1985. A associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 15: 139-146.
- NASA, METI, AIST, Japan Spacesystems & U.S./Japan ASTER Science Team. 2006. ASTER On-Demand L2 Surface Reflectance VNIR and SWIR Crosstalk-Corrected [Data set]. *NASA EOSDIS Land Processes DAAC*. Disponível em: <https://doi.org/10.5067/ASTER/AST_07XT.003>. Acesso em: 07 jan. 2022.
- Paim, P.S.G., Chemale, F. & Lopes, R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: M. Holz e L. F. De Ros (Eds), *Geologia do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, p. 231-274.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, M.J. & Fletcher, I.R. 1999a. Shrimp U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1, *Boletim de Resumos*, p. 83.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Reischl, J.L. & Dorneles, N.T. 1999b. The Camaquã Cu (A, Ag) and Santa Maria Pb–Zn (Cu, Ag) Mines of Rio Grande do Sul, Southern Brazil—Is their mineralization syngenetic, diagenetic or magmatic hydrothermal? In: Silva, M.G., Misi, A. (Eds.), *Base Metal Deposits of Brazil*. Ministério das Minas e Energia/Serviço Geológico do Brasil/Departamento Nacional da Produção Mineral, p. 54–63.
- Renac, C., Mexias, A.S., Gomes, M.E., Ronchi, L.H., Nardi, L. & Laux, J.H. 2014. Isotopic fluid changes in a Neoproterozoic porphyry–epithermal system: The Uruguay mine, southern Brazil. *Ore Geology Reviews*, 60: 146-160. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.016>
- Ribeiro, M.J. 1991. *Sulfetos em Sedimentos Detríticos Cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 416 p.
- Ribeiro, M.J. & Fantinel, L. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense: I-Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geológica*, 5: 19-54.
- Robb, L. 2005. Introduction to ore-forming processes. *Blackwell Publishing*, UK, 373 p.
- Robertson, J.F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e Estudos-IG/UFRGS*, 1(2): 41-54.
- Ronchi, L.H., Lindenmayer, Z.G., Bastos Neto, A. & Murta, C.R. 2000. O stockwork e a zona do minério sulfetado no arenito inferior da Mina Uruguai, RS. In: Ronchi L.H., Lobato, A.O.C. (Org.), *Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar*. Universidade do Vale do Rio dos Sinos/Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul, São Leopoldo, pp. 165-190.

- 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(3): 350-366. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00127-X](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00127-X)
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G. & Pierosan, R. 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3-4): 237-254. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.003>
- Sulsoft. 2000. Guia do ENVI em Português. Disponível em: <www.sulsoft.com.br>.
- Taylor, B.E. 2007. Epithermal gold deposits. In: Goodfellow, W.D. (Ed.), *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, pp. 113-139.
- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L.A.D. & Porcher, C.C. 1994. Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics*, 13(2): 421-437. <https://doi.org/10.1029/93TC03319>
- Toniolo, J.A., Gil, C.A.A. & Sander, A. 2007. *Metalogenia das Bacias Neoproterozóicas-Eopaleozóicas do Sul do Brasil: Bacia do Camaquã*. CPRM, Porto Alegre, 154p.
- Troian, G.C., Mexias, A.S., Gomes, M.E.B., Canarim, D., Patrier-Mas, P. & Renac, C. 2009. A Cloritização na Mina Uruguai, Minas do Camaquã, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 37(3): 173-190. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.22658>
- Veigel, R. 1989. *Evolução Diagenética e Mineralização Cu-Pb-Zn dos "Red-Beds" do Distrito de Camaquã - RS*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 185 p.
- Veigel, R. & Dardenne, M.A. 1990. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas da evolução da mineralização Cu-Pb-Zn do Distrito de Camaquã. RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 20: 55-67.
- Vicente, L.E. & Souza Filho, C.R. de. 2011. Identification of mineral components in tropical soils using reflectance spectroscopy and advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) data. *Remote Sensing of Environment*, 115(8): 1824-1836. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.02.023>
- Wang, G., Ding, C., Liu, N., Liu, H., Yang, J., Ma, S., He, C. & Zhao, H. 2022. Complexant-montmorillonite nanocomposites for heavy metal binding in sulfide tailing. *Journal of Materials Research and Technology*, 17: 329-341. <https://doi.org/10.1016/j.jmrt.2022.01.019>
- Weier, J. & Herring, D. 2000. Measuring Vegetation (NDVI and EVI). *NASA Earth Observatory*, Washington, D.C.
- Wilson, M.J. 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: Past, present and future perspectives. *Clay Minerals*, 34(1): 7-25. <https://doi.org/10.1180/000985599545957>