

Mapeamento geológico-geofísico da região de Mococa, Bacia Sedimentar do Paraná, estado de São Paulo

*Geological-geophysical mapping of Mococa region,
Paraná sedimentary basin, São Paulo State*

Pedro Lian Tito Rosa¹ , Gelvam André Hartmann¹ , Bruno Fadel Barbosa Lima¹ 

¹Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP, Instituto de Geociências, Rua Carlos Gomes, 250, Cidade Universitária, CEP: 13083-855, Campinas, SP, BR (titos@sysdel.com.br; gelvam@unicamp.br; bfblima@gmail.com)

Recebido em 9 de outubro de 2020; aceito em 26 de maio de 2021

Resumo

O estado de São Paulo apresenta alta complexidade litoestrutural e seu mapeamento é relativamente recente e, em muitos trechos, de pouco detalhe. Este trabalho teve como objetivo principal aprimorar a qualidade dos mapas geológicos anteriores da região de Mococa, São Paulo, com base em levantamentos geológicos e geofísicos (susceptibilidade magnética — SM e gamaespectrometria de potássio — K, urânio — U e tório — Th). Para isso, foram realizadas em campo observações geológicas e medidas da SM e de gamaespectrometria em 189 pontos de amostragem. Os resultados geofísicos, aliados às observações de campo, possibilitaram a elaboração de um mapa geológico, em escala 1:100.000. Esse mapa delimita cinco litologias principais: arenitos e diamictitos, diabásios, siltitos avermelhados, argilitos ricos em K e aluviões recentes. Comparando com o conhecimento geológico da região, essas unidades referem-se, respectivamente: à Formação Aquidauana, à Formação Serra Geral, à Formação Tatuí, à Formação Corumbataí e a Aluviões Quaternários. A comparação dos resultados com os mapas geológicos do estado de São Paulo já existentes indica que os diabásios, que antes ocupavam cerca de 3,1% da área, passaram a ocupar 22,3% por meio do mapa de maior detalhe. A compilação dos valores de SM e de concentração de K, eU e eTh permitiu reavaliar o volume e a distribuição das seguintes unidades: Formação Aquidauana, Formação Tatuí, Formação Corumbataí, Formação Serra Geral e Aluviões Quaternários dos rios Pardo e Canoas. O estudo, portanto, contribuiu para o entendimento de um trecho setentrional da borda leste da Bacia Sedimentar do Paraná, onde os estratos repousam inclinados sobre o embasamento cristalino Pré-Cambriano.

Palavras-chave: Susceptibilidade magnética; Gamaespectrometria; Borda Leste da Bacia Sedimentar do Paraná.

Abstract

São Paulo State has a high litho-structural complexity, and its mapping is relatively recent; in many places, of little detail. The main objective of present work is to improve the quality of previous geological maps of the region of Mococa (SP), based on geological and geophysical surveys (magnetic susceptibility and K, U, and Th gamma spectrometry). For this, geological observations and measurements of magnetic susceptibility (MS) and gamma spectrometry were performed in 189 sampling points. The geophysical results, combined with field observations, enabled the elaboration of a geological map, on a scale of 1: 100,000. This map outlined five main lithologies: sandstones and diamictites, diabases, reddish siltstones, K-rich clayites, and recent alluviums. Comparing to the geological knowledge of the region, these units refer, respectively to: Aquidauana Formation, Serra Geral Formation, Tatuí Formation, Corumbataí Formation, Quaternary Alluvies. The comparison of results with the existing geological maps of São Paulo State indicates that diabases, which previously occupied about 3.1% of the area, started to occupy 22.3% in the map of greater detail. The compilation of the values of MS and concentration of K, eU, and eTh allowed to reevaluate the volume and distribution of the following units: Aquidauana Formation, Tatuí Formation, Corumbataí Formation, Serra Geral Formation, and Quaternary Alluvions of the rivers Pardo and Canoas. The study, therefore, contributed to the understanding of a Northern section of the Eastern edge of Paraná Sedimentary Basin, where the strata rest inclined on the Precambrian crystalline basement.

Keywords: Magnetic susceptibility; Gamma spectrometry; Eastern edge of the Paraná Sedimentary Basin.

INTRODUÇÃO

O estado de São Paulo apresenta ampla variedade de litologias, desde rochas essencialmente metamórficas em sua porção oriental até rochas sedimentares e vulcânicas no restante de sua extensão (Almeida et al., 1977). A porção oriental do estado remonta ao evento orogênico neoproterozoico de amalgamação do paleocontinente Gondwana, enquanto as porções sedimentares e vulcânicas compõem a Bacia Sedimentar do Paraná, depositadas durante o longo período de estabilidade gondwânico entre o Paleozoico e o Mesozoico (Hasui et al., 2012). O estado de São Paulo apresenta alta complexidade litoestrutural e seu mapeamento é relativamente recente. Os principais mapas geológicos já elaborados são os de autoria do Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT, 1981) e do Serviço Geológico do Brasil — CPRM (Perrotta et al., 2005), em escalas 1:500.000 e 1:750.000, respectivamente.

Esses mapas, de acordo com as escalas em que foram confeccionados, ainda carecem de informação mais detalhada. Algumas regiões, como a região de Mococa, São Paulo, necessitam de maiores detalhes geológicos. Por exemplo, observa-se que nas proximidades das cidades de São José do Rio Pardo e Santa Rosa do Viterbo, os mapas desenvolvidos pelo IPT e pela CPRM apresentam maior detalhamento quando comparados com o do município de Mococa, apesar de utilizarem as mesmas escalas. Do ponto de vista do levantamento geofísico, os dados do banco GeoSGB da CPRM apresentam apenas levantamentos aerogeofísicos em escalas demasiadamente pequenas para a região: radiometria — Projeto Franca (CPRM, 1995) e magnetometria — Projeto Nordeste da Bacia do Paraná (CPRM, 1995). O mapa magnetométrico do Brasil disponível no banco de dados GeoSGB apresenta escala 1:5.000.000. Nota-se, portanto, que esses levantamentos não fornecem informações em escalas de maior detalhe. Observações de campo indicam que os limites litológicos podem diferir significativamente dos delimitados nos atuais mapas. Além disso, grandes estruturas podem estar presentes, visto a existência de expressivos lineamentos por meio de imagens aéreas.

A observação geológica de campo, ou seja, o estudo direto das rochas é o método tradicional e mais amplamente utilizado na elaboração de mapas geológicos no Brasil e no mundo. As observações compreendem, basicamente, a análise de afloramentos e a descrição da feição e da composição mineralógica de amostras de rocha. A Geologia, entretanto, nem sempre leva a um consenso e abre espaço para diversas discussões a respeito da disposição dos tipos litológicos que compõem a crosta (Teixeira et al., 2009), acarretando produções cartográficas por vezes conflitantes entre si. Dessa forma, tecnologias como o Sensoriamento Remoto, a Geofísica e a Geoquímica vêm contribuindo, se não para eliminar as ambiguidades, para reduzi-las. Nesse sentido,

a utilização de medidas que auxiliem na determinação de diferentes tipos de materiais pode contribuir para a definição de diferentes litotipos. A susceptibilidade magnética (SM), por exemplo, é uma técnica rápida e que fornece bons resultados, úteis na discriminação de tipos litológicos ricos em minerais ferromagnéticos; ela pode auxiliar na discriminação de rochas ígneas máficas em contato com sedimentares caso ambas possuam conteúdos magnéticos distintos (Kearey et al., 2009). A gamaespectrometria, por sua vez, é um método geofísico muito eficaz na determinação dos teores de potássio (K), urânio (U) e tório (Th) nas rochas. Assim, podem-se diferenciar rochas ígneas ácidas (que, geralmente, têm as maiores concentrações desses elementos) de rochas ígneas básicas. Rochas sedimentares de granulometria fina também podem ser diferenciadas das de granulometria mais grosseira, já que aquelas, geralmente, são mais ricas em K do que essas (Wilford et al., 1997).

O objetivo principal deste trabalho foi aperfeiçoar os mapas geológicos anteriores com base em levantamentos geológicos e geofísicos (SM e gamaespectrometria) detalhados da região de Mococa, São Paulo, obtendo, por fim, um mapa litoestrutural em escala 1:100.000. A confecção de um mapa geológico-geofísico para a região fornecerá novos subsídios geológicos para uma importante região produtora agrícola do estado de São Paulo. Os resultados do trabalho são comparados com os mapas atuais visando contribuir com a descrição geológica da área estudada.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Localização da área de estudo

A área de estudo possui 252,15 km² e está localizada na área rural entre as cidades de Mococa e Cajuru, São Paulo, onde ocorre o deságue do rio Canoas no rio Pardo, abrangendo parte do vale de ambos os rios (Figura 1). Na área são encontradas fazendas de cana-de-açúcar, laranja, batata, arroz, café e pastagens.

Geologia

O estado de São Paulo é composto de cerca de 30% de rochas ígneas e metamórficas da Província Orogênica Mantiqueira, que constituem o embasamento Pré-Cambriano. Essas rochas são altamente deformadas, resultado da amalgamação do paleocontinente Gondwana, refletindo, hoje, em um relevo montanhoso (Hasui et al., 2012). A maior parte do estado (centro e oeste) corresponde à Bacia Sedimentar do Paraná, uma sequência de rochas sedimentares e basálticas paleozoicas e mesozoicas formadas em ambientes marinhos e continentais, sob a ação de climas alternadamente úmidos e secos, quentes e glaciais. No Cretáceo, o paleocontinente

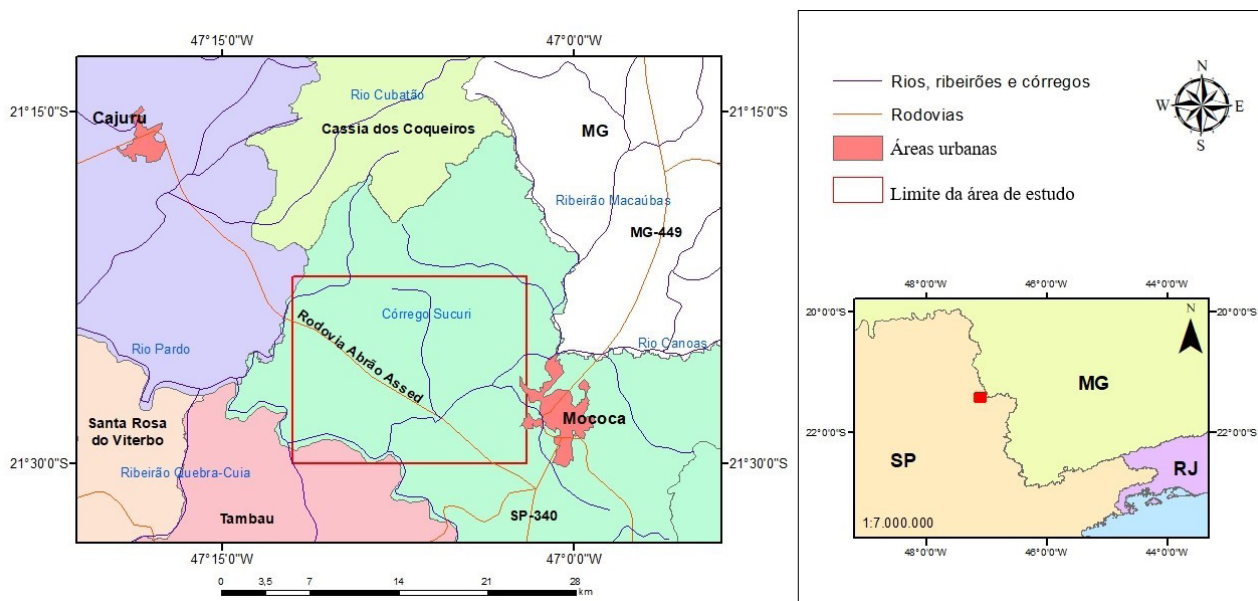


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.

Gondwana iniciou seu processo de fragmentação, gerando o vulcanismo basáltico da Formação Serra Geral, que recobriu quase todo o deserto Botucatu (Milani, 2004). No Terciário, o tectonismo resultado da separação da América do Sul e da África prosseguiu, levando à elevação do embasamento cristalino e à formação de bacias estruturais alongadas. Coberturas quaternárias então se formaram, sendo compostas de aluviões ou camadas dispersas e de pouca espessura (Hasui et al., 2012).

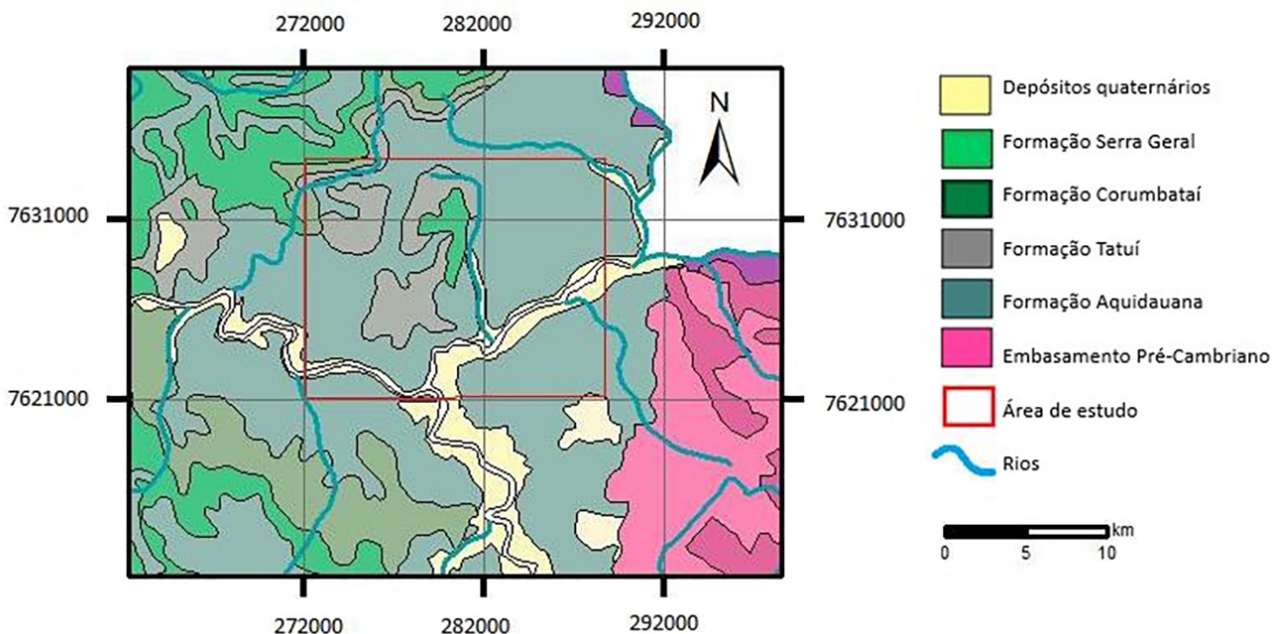
Os litotipos contidos na área de estudo são pertencentes à Formação Aquidauana, à Formação Tatuí, à Formação Corumbataí, à Formação Serra Geral e a depósitos aluvionares cenozoicos. Com exceção desse último, todos são pertencentes à Bacia do Paraná. A Figura 2 apresenta a área de estudo demarcada no mapa geológico do estado de São Paulo elaborado por Perrotta et al. (2005), em escala 1:750.000. Um dos principais objetivos do presente trabalho foi refinar o mapeamento na região assinalada em vermelho (Figura 2).

A Formação Aquidauana (Carbonífero Superior – Permiano Inferior) constitui a unidade basal da Bacia do Paraná na área estudada (Cavalcante et al., 1979). Segundo Milani (1997), a Formação Aquidauana é composta de depósitos referentes à transgressão marítima diretamente ligados à fase de degelo da grande glaciação gondwânica, quando o paleocontinente se encontrava em latitudes elevadas. Seus sedimentos são essencialmente arenosos de granulometria variável, desde grossa a muito fina, com matriz argilosa e podendo apresentar estratificação cruzada e planar. Os diamictitos, por sua vez, contêm seixos e matações em pequenas proporções, de

composição essencialmente quartzítica (Cavalcante et al., 1979). A Formação Aquidauana foi dividida em dois membros principais entre Aguai e Mococa por Cottas et al. (1981): rio Tambaú e rio Capetinga. O membro rio Tambaú trata-se de lamitos arenosos avermelhados, referentes à sedimentação lacustre, que foram sobrepostos por arenitos mal selecionados fluviolacustres do membro rio Capetinga. Dessa forma, as rochas da Formação Aquidauana foram formadas pela progradação de leques aluviais sobre sedimentos lacustres, sob efeito de clima glacial (Cottas et al., 1981). Na área de estudo, ocorrem, apenas, as rochas pertencentes ao membro rio Capetinga.

A Formação Tatuí é composta, principalmente, de arenitos e siltitos, que representam o início da sedimentação pós-glacial que ocorreu no Permiano (Fúlfaro e Ponçano, 1974), formada em ambiente costeiro e de mar aberto raso (Almeida et al., 1981), como barras litorâneas e plataformas (Fúlfaro e Ponçano, 1974). De acordo com Aboarrage e Lopes (1986), a Formação Tatuí é formada por siltitos e siltitos arenosos, de cor cinza, frequente matriz carbonosa, ocasional presença de carvão e nódulos de pirita.

A Formação Corumbataí é composta, na base, de um pacote de folhelhos e siltitos cinza-escuros e pretos, além de um conjunto de argilitos e folhelhos, de aspecto rítmico, com ocasionais leitos de calcário silicificados, oolíticos em parte e com níveis de coquinas (Mezzalira et al., 1981). A Formação Corumbataí apresenta uma deposição sob regime regressivo, iniciando, em sua base, com depósitos marinhos *offshore*, sucedidos por depósitos de transição entre *offshore* e *shoreface* (Sousa, 1985).



Fonte: modificado de Perrotta et al. (2005).

Figura 2. Mapa geológico do estado de São Paulo confeccionado pelo Serviço Geológico do Brasil.

A Formação Serra Geral é resultado de derrames basálticos ocorridos durante a separação do supercontinente Gondwana, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior. Na região de estudo, não são encontrados os derrames em si, apenas corpos intrusivos de diabásio, já que a região se encontra na borda da Bacia do Paraná e o vulcanismo ocorreu apenas nas porções mais centrais desta. Como em diversas regiões da Bacia do Paraná, esse magmatismo máfico apresenta-se alterado na forma de um solo fértil conhecido como terra roxa. A Formação Serra Geral ocorre na forma de *sills* de diabásio encaixadas em sedimentos da Formação Aquidauana, geralmente de forma concordante. Aparece apenas a oeste do rio Canoas, na área estudada. Os diabásios têm granulação mais grossa que os basaltos, sendo constituídos, essencialmente, de labradorita zonada e clinopiroxênio (augita e pigeonita), com titano-magnetita, apatita, quartzo e olivina como acessório (Almeida et al., 1981). Rochas intrusivas básicas ocorrem na parte oeste da área, sendo caracterizadas pela presença de latossolo vermelho, cujas características são similares às dos solos de alteração de rochas do Grupo Itararé, diferenciando-se, porém, desses últimos pela presença de magnetita em abundância, pelo maior conteúdo de argila e pela coloração mais avermelhada (Azevedo e Massoli, 1984).

Faixas relativamente estreitas (até cerca de 100 m) de aluviões ocorrem comumente ao longo das drenagens dos rios Pardo e Canoas, no trecho em que fluem no embasamento cristalino, tornando-se consideravelmente mais amplas

na região que adentram as rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Oliveira et al., 1983; Oliveira et al., 1984; Campos Neto e Figueiredo, 1985; Oliveira et al., 1989). Os aluviões são depósitos imaturos, com textura variada (areias, argilas, siltes e cascalhos) e que apresentam cor cinza a preta em razão da grande quantidade de matéria orgânica (Oliveira et al., 1989).

Poucos quilômetros a leste da área de estudo, afloram rochas pertencentes ao embasamento cristalino, mais especificamente do Maciço Guaxupé (Setor Central da Província Mantiqueira). Trata-se de uma área em forma de cunha constituída de rochas de alto grau metamórfico (gnaiesses, migmatitos, granulitos e granitoides), bordejadas por faixas metassedimentares de fácies metamórficas mais brandas. O contato dos sedimentos sobre o embasamento, grosseiramente orientado norte-sul entre Mococa e Campinas, é predominantemente erosivo, ocasionalmente estando controlado por falhas normais pouco extensas. Essas falhas são posteriores ao vulcanismo basáltico da Formação Serra Geral, pois cortam também *sills* de diabásio colocadas nas proximidades do contato dos sedimentos sobre o embasamento (Cavalcante et al., 1979).

Aspectos físicos

Geomorfologicamente, a área corresponde à Depressão Periférica da Borda Leste da Bacia Sedimentar do Paraná. No extremo noroeste, ocorrem vestígios de *cuestas*, e

poucos quilômetros a leste da área, encontra-se o Planalto Atlântico. A Depressão Periférica Paulista tem a forma de um corredor de topografia colinosa com média de 50 km de largura, nitidamente embutida entre as *cuevas* ocidentais e as elevações cristalinas do acidentado Planalto Atlântico (Ab'Sáber, 1969). As rochas basálticas que margeiam a área a oeste, mais resistentes que as sedimentares, permitiram o desenvolvimento de erosão diferencial, originando a ampla escavação que constitui a Depressão Periférica, bem como as escarpas das linhas de *cuevas*. Rochas sedimentares são tomadas por relevo suave, de baixas amplitudes e com amplos interflúvios, enquanto *sills* de diabásio ocorrem em topos aplainados e elevados, recobrando as rochas paleozoicas (Almeida et al., 1981).

Pedologicamente, destaca-se o latossolo vermelho, resultado da alteração de corpos máficos intrusivos, e o argissolo vermelho-amarelo, produto do intemperismo das rochas sedimentares paleozoicas (Rossi, 2017). Ocorrem, também, solos aluvionares enegrecidos em matéria orgânica, conhecidos popularmente como “Barro Preto”.

O rio Pardo é o curso de água de maior representatividade da região e corta a porção sul da área de estudo (Figura 1). O principal afluente do rio Pardo que intersecciona a área é o rio Canoas. Trata-se de um rio meândrico em sua maior parte, havendo trechos estruturalmente controlados. Segundo a classificação global de biomas, a região apresenta fragmentos de Floresta Tropical Pluvial (no caso, Mata Atlântica) e Floresta Tropical Sazonal (no caso, Cerrado) (Cain et al., 2011). Uma porção significativa da vegetação foi retirada para cultivos agrícolas. O clima da região é tropical com inverno seco, tipo Aw na classificação de Köppen-Geiger, com média anual de 23,1°C e 1.560 mm de precipitação.

MÉTODOS

Mapeamento geológico

O mapeamento geológico pôde ser dividido em três etapas: pré-campo, campo e pós-campo. O pré-campo consistiu na análise de imagens de satélite da área de estudo, por meio de ferramentas como Google Earth, além do levantamento da bibliografia geológica da região. Na sequência, foram realizadas duas viagens de campo (entre julho e setembro de 2018), sendo a primeira voltada ao reconhecimento geológico da região e a segunda, à coleta sistemática de dados geológicos e geofísicos. Para isso, foi realizada uma malha de amostragem de 189 pontos, com coordenadas marcadas por meio de GPS (Anexo 1). Em cada ponto foram feitas análises geológicas (mineralogia, contatos litológicos, estruturas etc.) e geomorfológicas, coleta de fotografias e amostras de rochas e solos, além de medidas geofísicas

(gamaespectrometria e susceptibilidade magnética). Por fim, a etapa pós-campo consistiu na análise dos dados e amostras adquiridos. Os dados e amostras coletados em campo foram tratados para interpretação da geologia da região. Com todas essas informações, foi confeccionado um mapa geológico da região por meio do *software* ArcGIS, juntamente a um perfil que intersecciona todas as unidades mapeadas, por meio do *software* AutoCAD.

Levantamentos geofísicos

Susceptibilidade magnética

A SM indica a capacidade/intensidade que um material tem de se magnetizar sob ação de um campo magnético externo (Kearey et al., 2009). Essa propriedade tem origem na cristalização dos minerais, durante a qual o campo magnético terrestre é gravado na rocha ou solo. A SM é definida, ainda, como uma constante de proporcionalidade adimensional (κ), que relaciona a magnetização (M) ao campo magnético (H), dada pela seguinte fórmula: $M = \kappa H$. As rochas da crosta terrestre apresentam diferenças de SM, dependendo da sua mineralogia específica (Kearey et al., 2009). Por exemplo, as rochas máficas apresentam valores significativamente mais elevados que outros tipos litológicos. Já os carbonatos remetem ao grupo de rochas com valores de SM mais baixa. No caso dos solos, os materiais oriundos da alteração de rochas máficas e básicas devem apresentar os maiores valores de SM, uma vez que são relativos à alteração de minerais predominantemente ferromagnéticos, cujos produtos secundários (argilominerais e óxidos) são ricos em Fe. Esses minerais neoformados são responsáveis pelas propriedades magnéticas dos solos residuais. Os minerais magnéticos mostram-se bastante úteis no estudo de solos tropicais, podendo indicar fatores e processos de sua formação (Mathé et al., 2006).

As medidas de SM foram realizadas nos 189 pontos da área de estudo com um susceptímetro magnético do tipo KT-10 da TerraPlus S/C. O medidor opera com um oscilador LC 10 kHz e com uma bobina indutiva para medir a condutividade magnética. A SM é medida a partir da diferença entre a frequência da amostra e das medições ao ar livre, por meio do seguinte procedimento:

- A frequência do oscilador é determinada ao ar livre;
- A frequência do oscilador é medida quando a bobina é colocada sobre a superfície do material (solos ou afloramentos);
- A frequência do oscilador é, então, medida novamente ao ar livre;
- A diferença entre as duas medidas ao ar livre (*background*) indica o valor da susceptibilidade do ponto de medida.

Para cada ponto foram realizadas três medidas independentes, e a média foi calculada a fim de minimizar inconsistências entre as medidas. Após a coleta de dados, a malha de valores de SM foi plotada no *software* ArcGIS. O programa permitiu a gridagem dos dados obtidos em campo por meio da interpolação por IDW (ponderação pelo inverso da distância).

Gamaespectrometria

A gamaespectrometria é um método utilizado para medir a radioatividade natural emitida pelas rochas e solos em razão do decaimento espontâneo dos isótopos instáveis de potássio (^{40}K), tório (^{232}Th) e urânio (^{238}U). As partículas alfa e beta são filtradas por pequenas camadas de solo (de 1 a 2 cm) e seus efeitos são reduzidos. Por outro lado, a radioatividade gama é mais facilmente detectada, pois apresenta maior penetração e menor atenuação (Moon et al., 2006). Entretanto, cabe ressaltar que 90% dos raios gama emanam apenas dos primeiros 50 cm de espessura de rocha ou solo, não atingindo assim elevadas profundidades. Cada elemento possui um nível de emissão/absorção característico correspondente ao isótopo que lhe deu origem. O potássio (^{40}K), que tem abundância média de 2,5% na crosta e se comporta como elemento primário em diversos minerais formadores de rochas, é identificado e quantificado pela absorção de energia de 1,46 MeV. Já o equivalente urânio (eU), que apresenta abundância média de 3 ppm e ocorre principalmente em minerais acessórios, como zircão, monazita e uraninita, é detectado pela energia de 1,76 MeV. Por fim, o equivalente tório (eTh) se comporta similarmente ao U, ocorrendo em pequenas concentrações na crosta (em média de 12 ppm), sendo identificado e quantificado pela absorção de energia de 2,62 MeV. Assim, uma vez que os raios gama possuem diferentes posições dos picos energéticos no espectro eletromagnético, pode-se estimar sua abundância relativa ou concentração nos materiais da crosta terrestre a partir da intensidade dos picos de emitância (Minty, 1997). Cabe lembrar que o U e o Th apresentam uma longa cadeia de decaimento radioativo. Por não se tratar da medida direta da concentração de U e Th, mas da medida equivalente, de acordo com a premissa do equilíbrio radioativo (Telford et al., 1986), são usadas as siglas eU e eTh para suas concentrações.

As medidas gamaespectrométricas nos 189 pontos da área de estudo foram realizadas buscando determinar a variação espacial da concentração dos elementos K, eTh e eU. Para tanto, foi utilizado um gamaespectrômetro portátil de modelo RS-230 BGO fabricado pela Radiation Solutions Inc. Esse instrumento é composto de um detector de germanato de bismuto e funciona por meio de um cintilômetro que emite centelhas de luz quando os raios gama atingem o detector. A contagem em cada medida foi realizada durante

dois minutos após a estabilização horizontal do aparelho. A partir das medidas realizadas, foram gerados mapas das concentrações dos elementos por meio da interpolação por método IDW, utilizando o *software* ArcGIS.

RESULTADOS

Os resultados consistem em descrições litológicas e pedológicas e mapas de SM e gamaespectrometria (concentração de K, concentração eU e concentração eTh). No entanto, o resultado mais importante deste estudo é um mapa geológico da área, em escala 1:100.000, gerado por meio da compilação das feições evidenciadas pelos demais mapas. Foram construídos também dois perfis para uma representação gráfica vertical das litologias e estruturas que compõem o mapa geológico.

Litologia e pedologia

De forma geral, três grandes grupos pedológicos puderam ser determinados: solos arenosos esbranquiçados a avermelhados, relacionados a rochas sedimentares; solos bastante avermelhados, ricos em argilominerais, relacionados a rochas intrusivas máficas; e sedimentos arenoargilosos, muitas vezes ricos em matéria orgânica, resultado de deposição aluvial.

O litotipo composto de rochas sedimentares é o de maior representatividade na área estudada. Em sua maioria, é composto de sedimentos arenosos, pobres em argilominerais, podendo apresentar quantidades variáveis de cascalho. Sua alteração gera um solo arenoso esbranquiçado (Figura 3A),

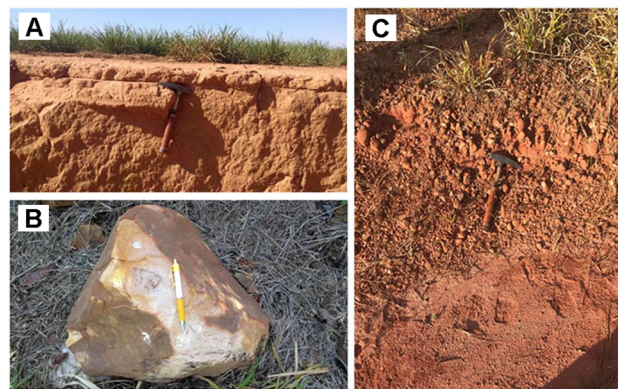


Figura 3. Imagens referentes às rochas sedimentares e seus solos: (A) perfil de solo, indicando homogeneidade vertical (ponto 91); (B) bloco de arenito de granulometria média-grossa, esbranquiçado (ponto 172); e (C) diamictitos compostos de sedimentos mal selecionados arenocascalhoso (ponto 156). Os pontos de amostragem estão indicados no Anexo 1.

com porções restritas mais avermelhadas. Afloramentos são raros na região, porém blocos de arenito, encontrados em diversos pontos, foram bastante úteis para a determinação das características da rocha em questão (Figura 3B). A granulometria dos arenitos varia desde grossa a muito fina, podendo apresentar estratificação cruzada ou plano-paralela. Mineralogicamente, são compostos principalmente de quartzo, havendo também, em menor proporção, feldspatos, micas e minerais pesados. Em alguns trechos o arenito apresenta quantidades significativas de seixos e matacões, sendo classificado como diamictito (Figura 3C). Os seixos apresentam, geralmente, composição quartzítica. Cabe citar que na porção noroeste da área de estudo, o pacote sedimentar exibia feições um pouco distintas do arenito/diamictito observado nas outras porções da área. O solo no local é composto de um percentual mais significativo de silte e argila, e a coloração é mais avermelhada que a do arenito. Isso pode indicar a presença de mais de uma unidade entre as rochas sedimentares generalizadas anteriormente.

A segunda litologia de maior abrangência é a composta de rochas intrusivas máficas e seus solos. Ela pode ser encontrada em diversos pontos das porções centrais e oeste da área estudada. Diferentemente das rochas sedimentares, diversos afloramentos de rochas ígneas máficas foram observados em campo (Figura 4A). A rocha inalterada é composta de plagioclásio e clinopiroxênio, com magnetita, quartzo e olivina como acessório. A granulação é relativamente fina, mas ainda visível a olho nu. Dessa forma, esse litotipo não pode ser classificado nem

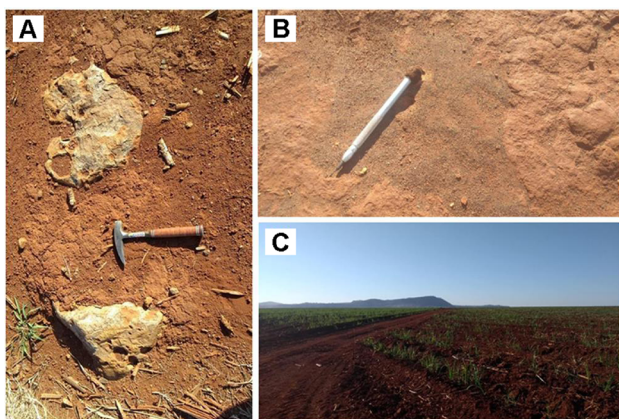


Figura 4. Imagens referentes às rochas intrusivas máficas e seus solos: (A) afloramento de diabásio em processo de alteração (ponto 111); (B) alta concentração de magnetita residual em solos de alteração de diabásio (ponto 50); e (C) latossolo vermelho típico — ao fundo, são visíveis as elevações da *cuesta* basáltica, de composição máfica também (ponto 30, visada para NW). Os pontos de amostragem estão indicados no Anexo 1.

como basalto, tampouco como gabro; trata-se, portanto, de diabásio. A disposição dessas rochas em relação aos sedimentos paleozoicos pré-descritos é aparentemente concordante, indicando a ocorrência de *sills* de diabásio. Esses *sills*, entretanto, não fazem parte da *cuesta*, em virtude de suas menores elevações quando comparados àquela. Porções da *cuesta* ocorrem apenas no extremo noroeste da área. Apesar de ocorrerem afloramentos frequentes, essa litologia está, em sua maioria, alterada na forma de um solo avermelhado, rico em argilominerais e magnetita (Figura 4B). O quartzo ocorre em quantidades variáveis. Esse solo pode ser classificado como latossolo vermelho-escuro (Figura 4C).

A terceira litologia observada são os sedimentos aluviais quaternários. Ocorrem nas proximidades dos rios Pardo e Canoas e são bastante imaturos química e texturalmente. Apresentam granulometria variável, desde argila até cascalho e sedimentos arredondados e angulosos em proporções semelhantes. Uma característica marcante dessa unidade é a presença de matéria orgânica em abundância, o que dá aos sedimentos uma coloração escura, conhecida popularmente como “barro preto” (Figura 5).

Geomorfologicamente, as rochas sedimentares ocorrem em porções planas a levemente onduladas. Os diabásios e seus solos ocorrem em porções topograficamente mais elevadas, formando pequenas serras, algumas de encostas consideravelmente íngremes. As diferenças topográficas entre as litologias foram essenciais na demarcação dos contatos nas áreas onde não foram realizados pontos de coleta de dados. Essa diferença é muito sutil em muitos locais, de maneira que, na falta de uma análise rigorosa, passa desaperecebida. Esse problema não ocorre na região que margeia a área de estudo, onde as *cuestas* não deixam dúvida da existência dos corpos máficos (Figura 6). Entretanto, não se pode tomar a maior elevação do diabásio em relação ao arenito



Figura 5. Sedimento aluvionar mal selecionado e rico em matéria orgânica, o que lhe garante uma coloração caracteristicamente enegrecida (ponto 67). Os pontos de amostragem estão indicados no Anexo 1.



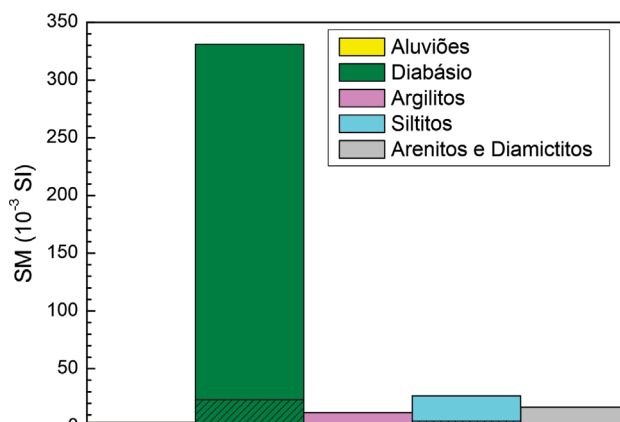
Figura 6. Imagem destacando os aspectos geomorfológicos da área de estudo e sua relação com os litotipos descritos; a fotografia indica, do mais próximo ao mais distante, solo de alteração de diabásio, solo de alteração de arenito (levemente mais rebaixado) e as cuevas basálticas (ponto 1, visada para oeste). Os pontos de amostragem estão indicados no Anexo 1.

como regra, já que, em alguns casos, a inversão dessa condição é observada.

Susceptibilidade magnética

Os valores de SM variam em escalas de 10^2 a 10^{-6} SI (valores adimensionais no Sistema Internacional de Unidades). Os resultados de SM indicam a delimitação das rochas ígneas máficas em relação às rochas sedimentares. Isso ocorre porque os latossolos vermelhos, quando derivados de diabásio, exibiram valores muito maiores de SM se comparados aos solos de alteração de rochas sedimentares e aluviões. Enquanto os aluviões apresentaram valores de SM entre 0,1 e 3,6 μ SI, e rochas sedimentares e seus solos entre 0,5 e 26,6 μ SI, o diabásio e seus solos de alteração indicaram valores maiores que 23,1 μ SI, atingindo até 331 μ SI (Figura 7). Solos transicionais entre os domínios ígneos máficos e arenáceos apresentaram valores entre 15 e 25 μ SI.

Em situações em que as características do solo não foram suficientes para definir a litologia do local, a SM foi determinante, principalmente com relação ao substrato ígneo máfico ou sedimentar. A Figura 8 mostra um mapa de SM interpolada para os 189 valores médios de SM obtidos em campo, com malha dimensionada em 250 m. Os resultados indicam que a porção leste do mapa é exclusivamente constituída de rochas sedimentares, enquanto nas porções central e oeste ocorrem intercalações de rochas sedimentares e diabásio. Esses valores são bastante coerentes com as observações geológicas. Os altos valores indicam afloramentos de diabásio ou de latossolos vermelhos, ricos em magnetita, gerados por meio de sua alteração.



SM: susceptibilidade magnética.

Figura 7. Dados de susceptibilidade magnética em relação à litologia do local. No gráfico, os valores mínimos (máximos) são apresentados pela área hachurada (não hachurada); em alguns casos, a área hachurada não fica completamente evidente em razão de os valores mínimos serem muito baixos. Note que, apesar de as rochas sedimentares e seus solos apresentarem valores de susceptibilidade magnética baixos quando comparados aos do diabásio, os siltitos apresentam os valores mais elevados e os aluviões, os menores valores desse grupo.

Gamaespectrometria

Potássio

Os valores de concentração de K foram consideravelmente baixos, inferiores a 0,2% na maior parte da área estudada, valor bastante inferior à concentração na crosta terrestre (Figura 9). Esses valores são associados aos baixos teores de K presentes nas principais rochas contidas na região: diabásios e arenitos. Além disso, em clima tropical, o K é facilmente lixiviado pelas águas pluviais e fluviais, o que reduz ainda mais sua concentração no solo. Duas regiões, todavia, merecem destaque, diante de suas concentrações mais elevadas desse radionuclídeo: as porções noroeste e sudoeste da área estudada. Nessas regiões, os valores de K podem atingir até 1,7%. A razão desses valores, na porção sudoeste, pode estar relacionada à presença do vale do rio Pardo, uma vez que esse rio tem nascente e parte considerável de seu curso nas regiões graníticas e gnáissicas do embasamento cristalino, a leste da área de estudo. O K de alta mobilidade é carregado pelas águas fluviais e se deposita ao longo das planícies que margeiam o rio Pardo. Na porção noroeste, por sua vez, o alto valor de K indica a existência de uma fina camada de sedimentos pelíticos. Alguns argilominerais apresentam K adsorvido entre as lamelas de sua estrutura cristalina; isso explicaria os valores de K mais

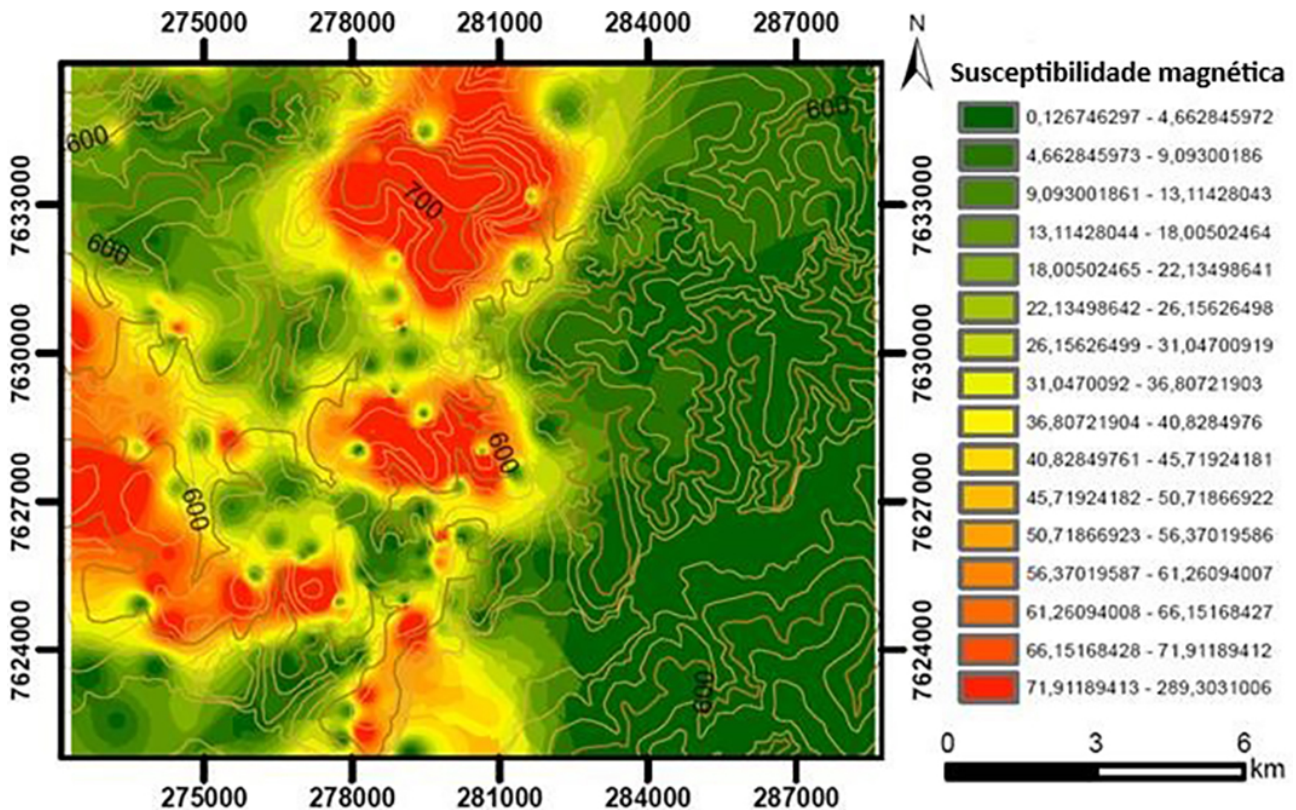


Figura 8. Mapa de susceptibilidade magnética gerado por meio do *software* ArcGIS pelo método de interpolação por IDW (ponderação pelo inverso da distância). A escala de cores (dada em μSI) foi obtida por ajuste de histograma com intervalo definido manualmente. Malha de interpolação com 250 m de dimensão.

elevados que os encontrados nas regiões do domínio dos arenitos e diabásios.

Equivalentes de urânio e tório

Os mapas de concentração equivalente de U e Th, interpolados, são mostrados nas Figuras 10 e 11, respectivamente. A concentração de eU variou de 0 a 4,5 ppm. Considerando valores médios na crosta terrestre entre 0 e 8 ppm, não ocorre áreas potencialmente uraníferas. A concentração de eTh variou entre 0 e 26,2 ppm. Os valores são bastante variáveis em toda a área de estudo, mas existe certa semelhança entre as concentrações de ambos os elementos. Há uma tendência para a ocorrência de valores maiores nas porções centrais e oeste. Isso pode ser explicado pela existência de rochas máficas nessa porção da área de estudo. As rochas máficas, quando intemperizadas, produzem solos com concentrações razoáveis de U e Th, já que tais elementos são pouco móveis e permanecem no perfil intemperizado principalmente adsorvido aos argilominerais. Os latossolos vermelhos são ricos em argilominerais e, conseqüentemente, nesses elementos. Os solos do domínio sedimentar,

por sua vez, por conter uma quantidade bastante reduzida de argilas, não são enriquecidos nesses radionuclídeos. Valores bastante elevados de eTh e eU na região do vale do rio Pardo podem ser explicados pelo carregamento desses elementos provenientes do embasamento cristalino, de onde o rio é oriundo. Esses elementos podem ter sido transportados por minerais resistentes, como é o caso do U no zircão, ou adsorvido na matéria orgânica, como é típico do Th.

Mapa geológico da região

O mapa geológico da área de estudo foi gerado com base nas análises geológicas e nos mapas de SM e gamaespectrométricos (K, eU, eTh) (Figura 12). Cinco grandes unidades foram definidas: arenitos e diamictitos glaciais, siltitos avermelhados, argilitos ricos em K, *sills* de diabásio e aluviões. Cabe frisar que esse mapa é o produto da combinação dos levantamentos geológicos e dos mapas geofísicos. Nesse sentido, pode ser que, em alguns trechos, a dinâmica superficial (por exemplo, processos colúviais) tenha remobilizado solos de um domínio para outro, mascarando

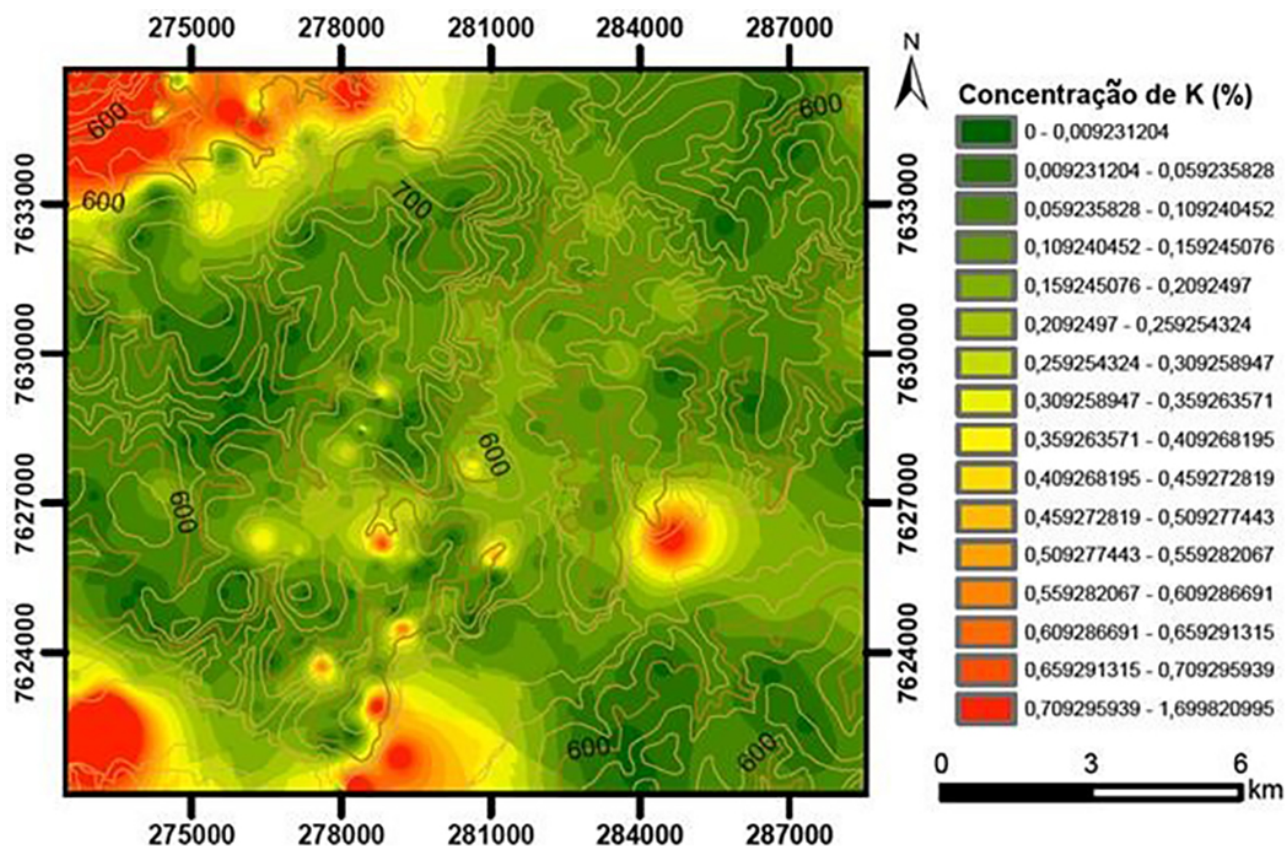


Figura 9. Mapa de concentração de potássio gerado por meio do software ArcGIS pelo método de interpolação por IDW (ponderação pelo inverso da distância). A escala de cores foi definida por ajuste de histograma com intervalo referente a $\frac{1}{4}$ do desvio padrão. Malha de interpolação com 250 m de dimensão.

o sinal geofísico. De todo modo, buscou-se delimitar as unidades quando também havia evidências geológicas no local, como afloramentos.

A unidade de maior representatividade espacial são os arenitos e diamictitos esbranquiçados e mal selecionados, alterados na forma de um solo arenoso que ocupam toda a porção leste e alguns trechos da porção oeste da área. A topografia dessa unidade é a mais plana, sendo menos rebaixada apenas que os aluviões. Medidas de SM indicaram os limites dessas rochas, já que os valores se concentraram entre 0 e 15 μ SI. Dados gamaespectrométricos mostraram baixos valores de K, eU e eTh, como é típico de solos essencialmente arenosos.

Os dados geofísicos, em conjunto com as observações de campo, sugerem a inclusão de duas novas unidades dentro do domínio sedimentar apresentado no parágrafo anterior. A primeira delas trata-se de siltitos avermelhados, que são encontrados na porção noroeste da área de estudo e se diferenciam do restante do pacote sedimentar por sua granulometria mais fina e coloração mais intensa. A distinção dessas em relação às demais rochas

foi assegurada pelos valores de SM, que estão, principalmente, entre 10 e 20 μ SI. Os arenitos/diamictitos, apesar de possuírem valores de até 16,6 μ SI, apresentaram, majoritariamente, valores entre 0 e 10 μ SI. Quanto à análise gamaespectrométrica, os dados de K foram baixos. Os dados de eU e eTh apresentaram valores intermediários. A granulometria mais fina permitiu maior adsorção desses elementos do que no caso dos arenitos e diamictitos. A outra unidade diferenciada no domínio sedimentar é uma fina camada de argilitos no extremo noroeste da área de estudo, evidenciada pelos altos valores de concentração de K nessa região.

A quarta unidade é composta de *sills* de diabásio, que se acomodam de forma concordante nas rochas sedimentares e geram, por meio de sua pedogênese, solos avermelhados, com alto conteúdo de argila e excelente fertilidade. As maiores elevações ocorrem nesse domínio, na forma de colinas mais pronunciadas que aquelas do domínio sedimentar. Os dados de SM são importantes na definição dessa litologia, já que a alta concentração de Fe desse solo, essencialmente em razão das magnetitas, resulta em altos

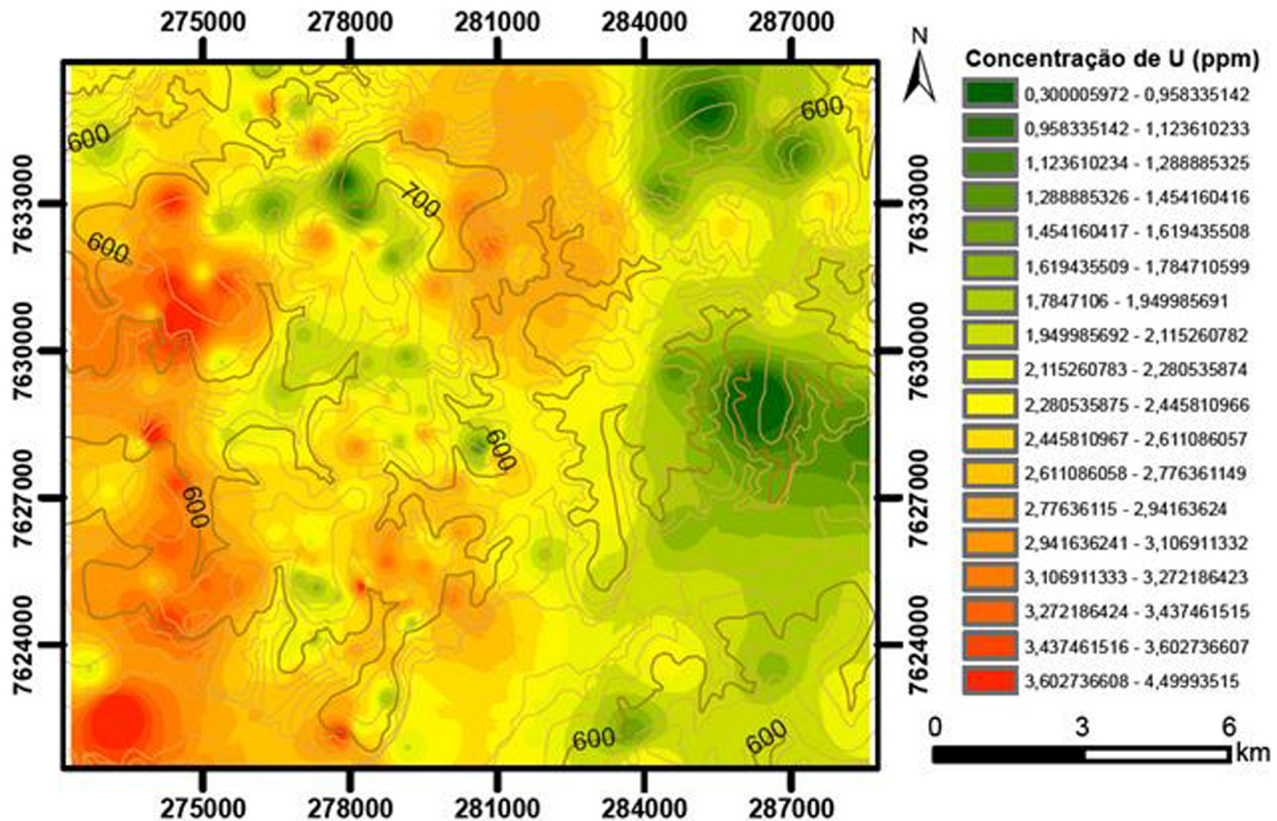


Figura 10. Mapa de concentração de urânio gerado por meio do *software* ArcGIS pelo método de interpolação por IDW (ponderação pelo inverso da distância). A escala de cores foi definida por ajuste de histograma com intervalo referente a 1/3 do desvio padrão. Malha com 250 m de dimensão.

valores de SM, variando de 23,1 a 331 μ SI. Além da alta SM, o alto conteúdo de argilominerais propiciou a maior retenção de eTh e eU nos solos dessa litologia em relação aos demais estudados. Os valores de K foram baixos, muitas vezes abaixo do limite de detecção do equipamento, visto que rochas máficas são pobres em álcalis e a pedogênese tropical contribui para a completa depleção desse elemento. Dessa forma, todos os dados geofísicos foram muito úteis para a delimitação dessa unidade.

Por fim, a última unidade presente na área estudada corresponde aos depósitos aluvionares. Esses depósitos são constituídos de sedimentos mal selecionados de deposição recente. Ocorrem, principalmente, nas imediações dos rios Pardo e Canoas. Esses sedimentos são muito ricos em matéria orgânica. Os valores de SM são baixos, sendo a maioria inferior a 1 μ SI. Dados de radiação gama, indicam, nas planícies de inundação do rio Pardo, concentrações de K relativamente mais altas que as áreas ao redor, o que é resultado do transporte de K pelo rio, que tem nascente no embasamento cristalino, a leste. Altos valores de eTh podem estar relacionados com a forte adsorção desse

elemento na matéria orgânica. A Tabela 1 sistematiza, por unidade litológica, os valores máximos, mínimos, médios e o desvio padrão, referentes aos dados de SM e às concentrações de K, eU e eTh.

Ainda de acordo com o mapa da Figura 12, foram delimitadas duas falhas orientadas norte-sul. Essas estruturas foram discriminadas em virtude da linearidade do contato entre o corpo de diabásio e o arenito nesse trecho. Os perfis geológicos elaborados (AB e AC) mostram o comportamento em subsuperfície das litologias. O perfil AB indica que o *sill* de diabásio se instalou no topo dos arenitos/diamictitos, sob os siltitos avermelhados. O perfil AC, por sua vez, indica a instalação do *sill* em um nível inferior, ou seja, interdigitado nos arenitos/diamictitos. A acomodação das soleiras magmáticas em níveis estratigráficos diferentes é uma feição comum na natureza. Os dois perfis indicam, à esquerda, um dique de diabásio responsável pelos derrames da *cuesta* basáltica. Os perfis mostram que ele corta as litologias da Bacia do Paraná em ângulo elevado, tendo fornecido, no passado, o magma que compõe a *cuesta* no local.

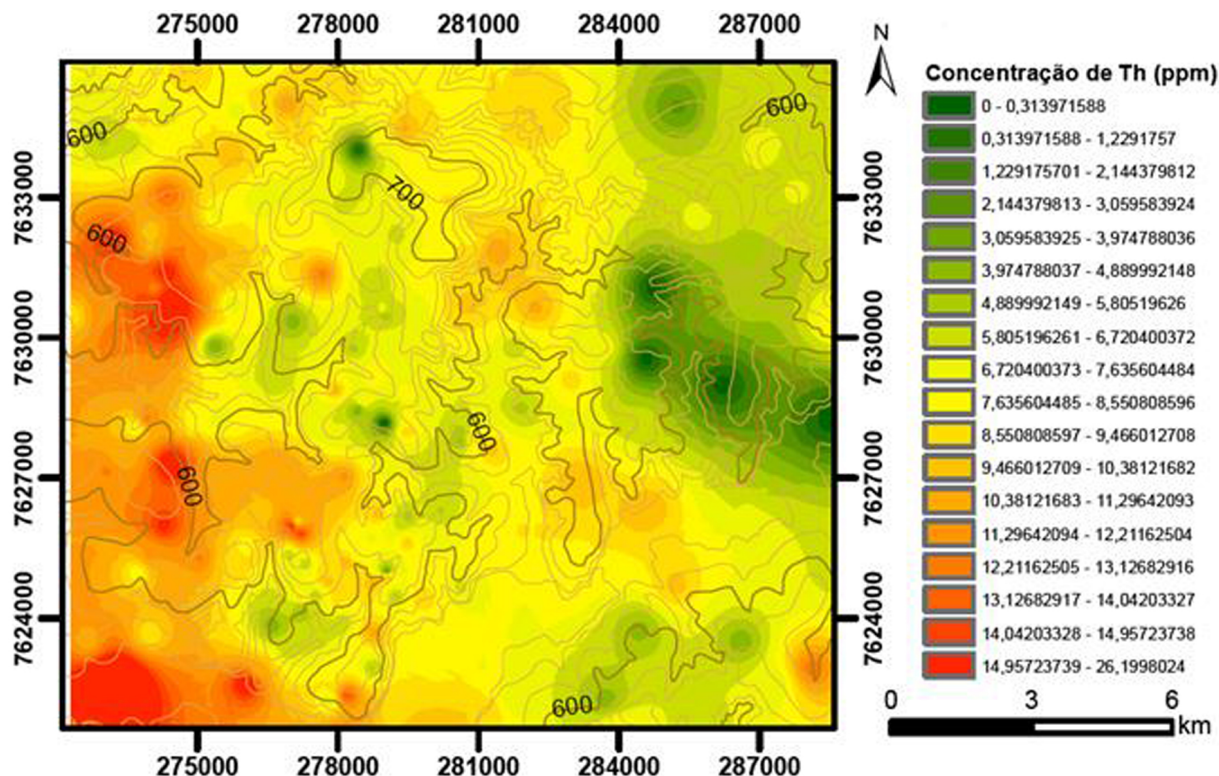


Figura 11. Mapa de concentração de tório gerado por meio do software ArcGIS pelo método de interpolação por IDW (ponderação pelo inverso da distância). A escala de cores foi definida por ajuste de histograma com intervalo referente a 1/3 do desvio padrão. Malha com 250 m de dimensão.

DISCUSSÃO

Os resultados de SM, gamaespectrometria e observações em campo foram realizados em 189 pontos de amostragem em uma área de 252,15 km² e permitiram a reelaboração do mapa geológico da região da foz do rio Canoas, em Mococa, São Paulo, em escala 1:100.000. A partir do mapeamento geológico-geofísico, cinco litologias podem ser definidas na área de estudo: arenitos e diamictitos glaciais, siltitos avermelhados, argilitos ricos em K, *sills* de diabásio e aluviões. Tomando como base os mapeamentos do estado de São Paulo realizados pelo IPT (1981) e Perrotta et al. (2005), essas unidades podem ser correlacionadas a grandes grupos litológicos da Bacia Sedimentar do Paraná.

Os arenitos e diamictitos que ocupam a maior parte da área de estudo se associam aos depósitos da Formação Aquidauana, sedimentados durante o fim do Carbonífero em clima glacial. Por se tratar de um arenito mal selecionado, essencialmente quartzoso e de coloração esbranquiçada, pode-se agrupar tais rochas como pertencentes ao membro fluviolacustre rio Capetinga definido por Cottas et al. (1981).

Cavalcante et al. (1979) descrevem os diamictitos, ricos em seixos e matações quartzosos, semelhantes aos observados em campo (Figura 3C).

Os siltitos avermelhados, possivelmente, são parte constituinte da Formação Tatuí, unidade de idade permiana que se sobrepõe às rochas da Formação Aquidauana e, mais a sul do estado, do Grupo Itararé.

A fina camada de argilito provavelmente trata-se da porção basal da Formação Corumbataí. As observações de campo são coincidentes com a sugestão de Sousa (1985) de que a porção basal dessa formação é referente a depósitos plataformais profundos (*offshore*), constituídos de argilitos, folhelhos e níveis calcários. Ocorre então uma discordância. As unidades litológicas sedimentares depositadas posteriormente a esses eventos não estão contidas na área de estudo, uma vez que essa se encontra na borda da Bacia do Paraná, tendo sido mais intensamente erodida durante o evento de soerguimento da Serra do Mar, no Terciário.

Os *sills* de diabásio observados são constituintes da Formação Serra Geral e acomodam-se paralelamente às camadas sedimentares. Essa interdigitação remete à separação da

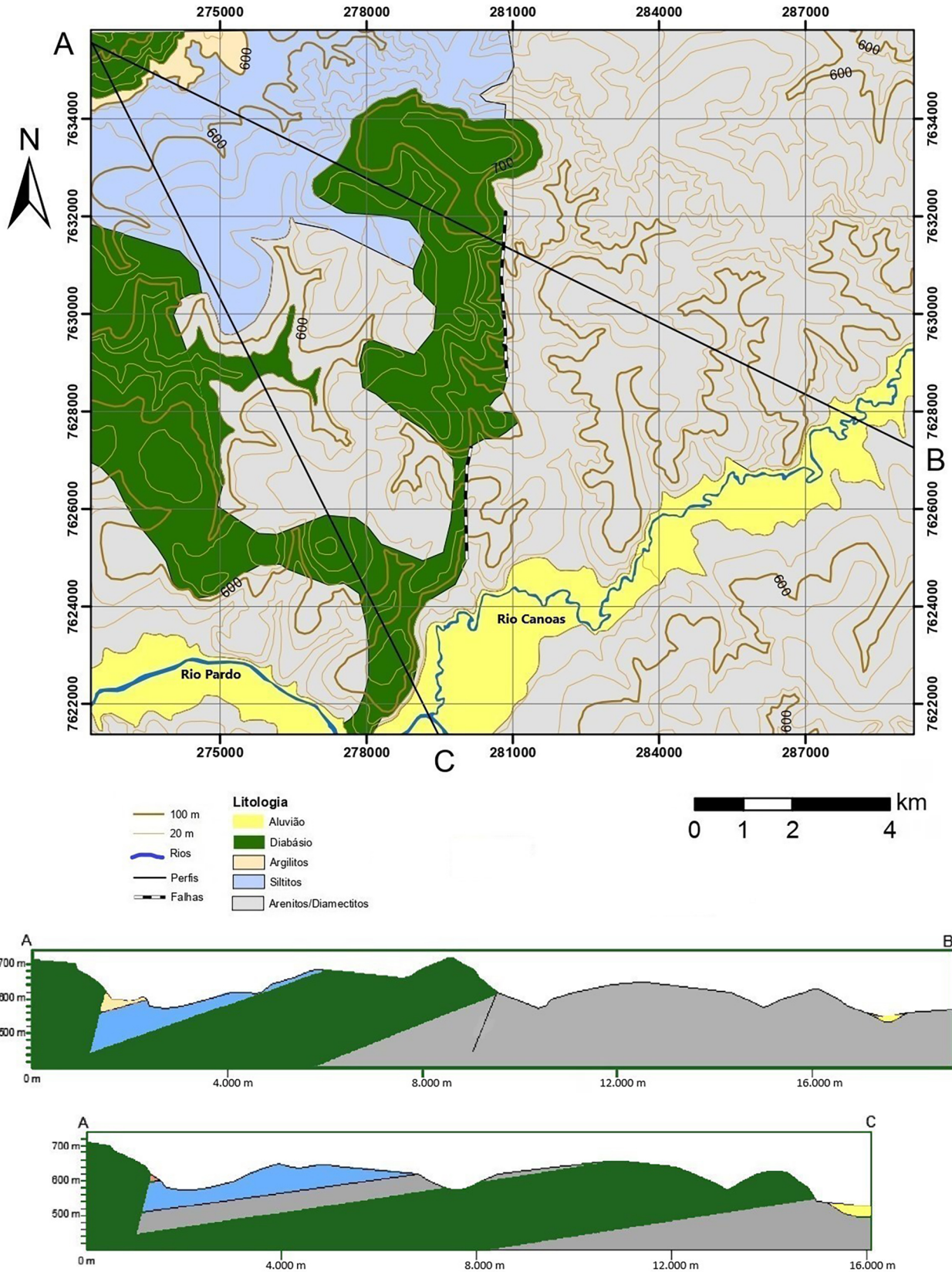


Figura 12. Mapa geológico da região da foz do rio Canoas. Cinco unidades e duas falhas normais foram definidas. São também apresentados dois perfis de subsuperfície (perfis AB e AC) com exagero vertical de 7,5 vezes.

Tabela 1. Dados geofísicos referentes às cinco unidades definidas.

Diabásio	Máx.	Mín.	Média	Desvio padrão
SM (μ SI)	331,0	23,1	95,1	60,5
K (%)	1,4	0,0	0,1	0,2
eU (ppm)	4,5	0,0	2,6	0,7
eTh (ppm)	18,4	0,0	8,9	3,3
Arenitos/ Diamictitos	Máx.	Mín.	Média	Desvio padrão
SM (μ SI)	16,6	0,5	5,0	3,6
K (%)	0,7	0,0	0,1	0,1
eU (ppm)	3,7	0,3	2,4	0,6
eTh (ppm)	16,1	0,0	7,6	3,2
Siltitos vermelhos	Máx.	Mín.	Média	Desvio padrão
SM (μ SI)	26,6	4,8	13,5	4,9
K (%)	0,9	0,0	0,3	0,2
eU (ppm)	3,8	1,8	2,7	0,6
eTh (ppm)	16,2	5,8	9,4	2,5
Argilitos	Máx.	Mín.	Média	Desvio padrão
SM (μ SI)	12,0	1,1	5,1	4,4
K (%)	1,7	0,6	1,1	0,4
eU (ppm)	2,7	1,8	2,3	0,4
eTh (ppm)	9,2	5,6	7,2	1,5
Aluviões	Máx.	Mín.	Média	Desvio padrão
SM (μ SI)	3,6	0,1	1,2	0,9
K (%)	1,6	0,0	0,5	0,5
eU (ppm)	4,2	1,7	2,5	0,6
eTh (ppm)	26,2	5,6	11,3	7,1

SM: susceptibilidade magnética.

porção sul do Gondwana, que posteriormente dará forma aos continentes sul-americano e africano (Hasui et al., 2012). No caso estudado, as rochas intrusivas máficas encontram-se interdigitadas nas formações Aquidauana e Tatuí. A presença de “terra roxa” na região já havia sido assinalada por Azevedo e Massoli (1984).

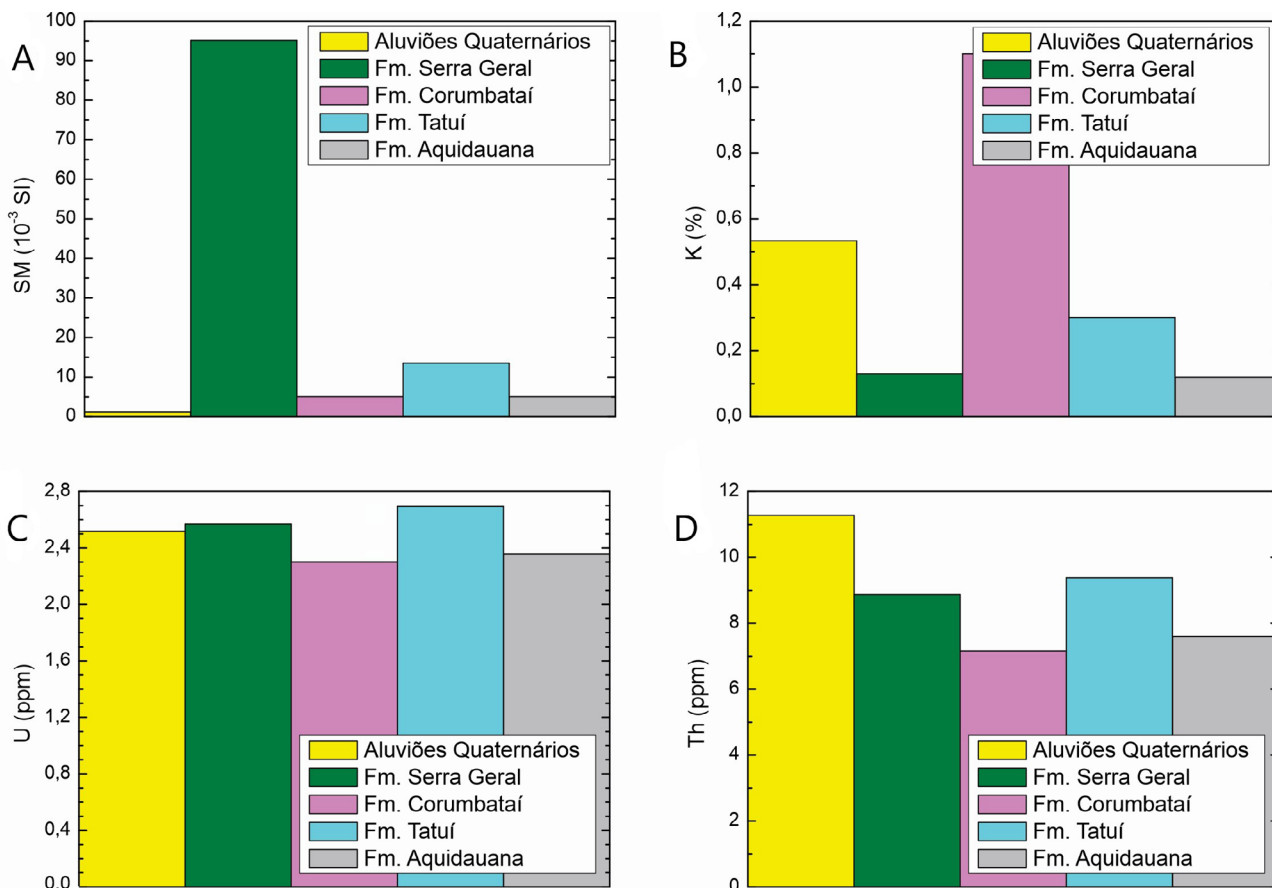
Findada a formação da Bacia do Paraná e os estágios de ativação tectônica, tem-se o estágio de calmaria moderno (Hasui et al., 2012), no final do quaternário, quando se formam os depósitos aluviais observados nas margens dos rios-Canos e Pardo. Oliveira et al. (1989) já haviam apontado para a baixa maturidade desses depósitos e para o alto teor de matéria orgânica. Em campo, essas características foram confirmadas diante da má seleção e da coloração enegrecida desses sedimentos (Figura 5).

As litologias observadas são as mesmas contidas no mapa geológico de Perrotta et al. (2005). Entretanto, seus limites

e sua geometria sofreram significativas alterações, especialmente em relação às rochas intrusivas máficas. Tais rochas, por meio do mapeamento geológico de maior detalhe e da utilização dos métodos geofísicos, foram encontradas em uma área muito mais abrangente que aquela predefinida. Essas rochas ocupam grande parte da porção central da área de estudo, estendendo-se de norte a sul, e considerável extensão da região oeste. Ou seja, este estudo redefiniu os *sills* de diabásio, que ocupavam uma área de aproximadamente 8 km², ocupando agora 57 km² do total de 252 km² da área. Além disso, a geometria das demais formações, como os arenitos da Formação Aquidauana e os siltitos da Formação Tatuí, foi modificada (Figura 12). Os sinais geofísicos, em alguns trechos, podem ter sido mascarados em decorrência de transporte coluvionar, comprometendo alguns dos limites das litologias definidas na Figura 12. Processos de adubação também podem alterar o sinal emitido, especialmente no que tange a concentração de K. Ressalta-se, contudo, que embora o processo de adubação e/ou lixiviação possa afetar o sinal geofísico, todas as medidas foram feitas tentando evitar esses efeitos e conclusões só foram tomadas quando corroboradas por observações geológicas de campo. O estudo também foi útil na compilação de valores geofísicos das litologias estudadas. A Figura 13 apresenta gráficos que mostram os valores médios dos parâmetros geofísicos medidos para cada unidade litológica.

A SM apresenta valores altos no domínio dos diabásios e valores decrescentes, nessa ordem, nas seguintes unidades: Formação Serra Geral, Formação Tatuí, Formação Aquidauana/Corumbataí e Aluvião Quaternário. Os altos valores de SM nos diabásios foram cruciais para sua definição em certos locais; sem as medidas de SM não teria sido possível delimitar, com a mesma precisão, a área ocupada pelos *sills*. A SM alta de rochas ígneas máficas e a SM baixa de arenitos são observadas em diferentes locais. Para o caso dos solos vermelhos, resultado da alteração de basaltos, a SM também apresenta valores elevados (Siqueira, 2010). Esses aspectos são confirmados no presente estudo. Além disso, observa-se que os valores de SM dos siltitos da Formação Tatuí são maiores que dos arenitos da Formação Aquidauana. Isso pode ser explicado por que em solos arenosos a magnetita é oxidada diretamente para hematita, que apresenta SM baixa (Chen et al., 2002); nos solos finos, a magnetita é oxidada mais lentamente, sendo convertida para maghemita, que possui SM relativamente mais alta.

O levantamento gamaespectrométrico indicou baixos valores de K em grande parte da área, o que é consistente com o fato de predominar domínios ígneos máficos e sedimentares psamíticos. Boyle (1982) e Wilford et al. (1997) afirmam que tais grupos litológicos e seus respectivos solos estão entre os mais depletados em K. Exceções à baixa concentração ocorrem nas imediações do rio Pardo, onde o K proveniente do embasamento cristalino foi trazido pelas



SM: susceptibilidade magnética.

Figura 13. Gráficos comparativos das unidades litológicas estudadas: (A) susceptibilidade magnética; (B) concentração de potássio, em %; (C) concentração de urânio, em ppm; e (D) concentração de tório, em ppm.

águas fluviais, e no extremo noroeste, onde ocorrem trechos restritos da Formação Corumbataí, rica em argilominerais. Os dados de eU e eTh foram muito baixos nos solos do domínio dos arenitos. Entretanto, esses valores foram significativamente maiores em solos mais argilosos, como os solos de alteração do diabásio. Isso ocorre porque esses elementos, na presença de argilominerais, perdem mobilidade, mantendo-se aderido às argilas e se concentrando à medida que o intemperismo avança, como descrito por Wilford et al. (1997). Solos ricos em matéria orgânica, como ocorrem nas margens dos rios, apresentaram alta concentração de Th. Isso é consistente fisicamente, visto que esse radionuclídeo tem afinidade eletroquímica com a matéria orgânica.

CONCLUSÕES

O mapeamento geológico-geofísico permitiu a reelaboração do mapa geológico da região da foz do rio Canoas, em

escala 1:100.000. Isso permitiu maior detalhamento em relação aos mapas anteriores, como os realizados pelo IPT (1981) e por Perrotta et al. (2005). Para isso, observações geológicas, geomorfológicas e geofísicas (medidas da SM e da radiação gama emitidas pela superfície) foram realizadas na área estudada. O estudo setuplicou a extensão dos domínios ocupados pelos *sills* de diabásio, além de redefinir a forma das litologias da área. A compilação dos valores de SM e de concentração de K, eU e eTh permitiu definir as seguintes unidades: Formação Aquidauana, Formação Tatuí, Formação Corumbataí, Formação Serra Geral e Aluviões Quaternários dos rios Pardo e Canoas.

A SM apresenta valores altos no domínio dos diabásios e valores decrescentes, nessa ordem, nas seguintes unidades: Formação Serra Geral, Formação Tatuí, Formação Aquidauana/Corumbataí e Aluvião Quaternário. O levantamento gamaespectrométrico indicou baixos valores de K nos domínios máficos e arenosos. Os valores de K foram maiores próximo ao rio Pardo — pois tal radionuclídeo veio carregado pelas águas fluviais provenientes do

embasamento cristalino — e no extremo noroeste, onde ocorrem trechos restritos da Formação Corumbataí, rica em argilominerais. Os dados de eU e eTh são muito baixos nos solos do domínio dos arenitos e mais elevados em solos mais argilosos, como aqueles resultantes da alteração do diabásio. Solos ricos em matéria orgânica, como ocorrem nas margens dos rios, apresentaram alta concentração de Th, elemento que possui afinidade eletroquímica com a matéria orgânica.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (IG/UNICAMP) o apoio logístico ao trabalho; ao Laboratório de Geofísica do IG/UNICAMP o empréstimo dos equipamentos necessários aos levantamentos geofísicos; ao Prof. Dr. Emilson Pereira Leite e ao geólogo Dirceu Pagotto Stein as discussões geofísicas e geológicas da área de estudo; a dois revisores anônimos e ao corpo editorial que contribuíram com correções e sugestões para o presente trabalho.

REFERÊNCIAS

- Aboarrage, A. M., Lopes, R. C. (1986). Projeto a Borda Leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica. Porto Alegre: DNPM/CPRM.
- Ab'Sáber, A. N. (1969). A depressão periférica paulista: um setor das áreas de circundesnudação pós-cretácica na bacia do Paraná. *Geomorfologia*, (15), 1-15.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1977). Províncias estruturais brasileiras. VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, p. 363-391. Campina Grande: SBG – Núcleo Nordeste. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/284664191_Provincias_estruturais_brasileiras_Actas. Acesso em: 21 maio 2021.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Ponçano, W. L., Dantas, A. S. L., Carneiro, C. D. R., Melo, M. S., Bistrichi, C. A. (1981). Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 1:500.000. São Paulo: IPT. v. 1. (IPT, Monografias, 6).
- Azevedo, A. A. B., Massoli, M. (1984). Geologia da folha de Aguai, SP. *Revista do Instituto Geológico*, 5(1-2), 39-46. <http://dx.doi.org/10.5935/0100-929X.19840005>
- Boyle, R. W. (1982). Geochemical prospecting for thorium and uranium deposits. *Developments in Economic Geology*, 16, 71-78.
- Cain, M. L., Bowman, W. D., Hacker, S. D. (2011). *Ecologia*. Porto Alegre: Artmed. 664 p.
- Campos Neto, M. C., Figueiredo, M. C. H. (1985). *Geologia das Folhas São José do Rio Pardo e Guaranésia (porção paulista)*, 1:50.000. São Paulo: IG-USP/Pró-Minério. v. 1. 123 p.
- Cavalcante, J. C., Cunha, H. C. S., Chierigatti, L. A., Kaefer, L. Q., Rocha, J. M., Daitx, E. C., Coutinho, M. G. N., Yamamoto, K., Drumond, J. B. V., Rosa, D. B., Ramalho, R. (1979). Projeto Sapucaí. Relatório Final de Geologia. Brasília: DNPM. 299 p. (Série Geologia, 5. Seção Geologia Básica, 2).
- Chen, L. X., Liu, T., Thurnauer, M. C., Csencsits, R., Rajh, T. (2002). Fe₂O₃ nanoparticle structures investigated by X-ray absorption near-edge structure, surface modifications and model calculations. *Journal of Physical Chemistry*, 106(34), 8539-8546. <https://doi.org/10.1021/jp025544x>
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). (1995). *Catálogo Geral de Produtos e Serviços. Geologia. Levantamentos Aerogeofísicos. Base de Dados AERO*. 2. ed. Rio de Janeiro: Diretoria de Geologia e Recursos Hídricos, 361 p. Disponível em: https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/_Public/30/011/30011528.pdf?r=1&r=1. Acesso em: 23 jun. 2021.
- Cottas, L. R., Fiori, A. P., Ladim, P. M. B. (1981). Divisão Faciológica do Subgrupo Itararé e da Formação Aquidauana no Norte do Estado de São Paulo. III Simpósio Regional de Geologia, p. 103-115. Curitiba: SBG.
- Fúlfaro, V. J., Ponçano, W. L. (1974). Recent Tectonic Features in the Serra do Mar Region, State of São Paulo, Brazil, and its Importance to Engineering Geology. 2nd International Congress of the International Association of Engineering Geology. v. 1.
- Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli, A. (2012). *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca.
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT). (1981). *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo*. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas. v. 1. 94 p.
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. (2009). *Geofísica de exploração*. São Paulo: Oficina de Textos.
- Mathé, V., Lévêque, F., Mathé, P. E., Chevallier, C., Pons, Y. (2006). Soil anomaly mapping using a caesium magnetometer: limits in the low magnetic amplitude case. *Journal of Applied Geophysics*, 58(3), 202-217. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2005.06.004>

- Mezzalira, S., Azevedo, A. A. B., Tominaga, L. K., Massoli, M. (1981). *Léxico Estratigráfico do Estado de São Paulo*. Boletim IG, 5, 161 p.
- Milani, E. J. (1997). *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental*. Tese (Doutorado). Porto Alegre: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Milani, E. J. (2004). *Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná*. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. B. Neves (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (p. 265-279). São Paulo: Beca.
- Minty, B. R. S. (1997). *Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry*. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, 17(2), 39-50. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/279937934_Fundamentals_of_airborne_gamma-ray_spectrometry. Acesso em: 21 maio 2021.
- Moon, C. J., Whateley, M. E. G., Evans, A. M. (2006). *Introduction to Mineral Exploration*. Estados Unidos: Blackwell.
- Oliveira, M. A. F., Francesconi, R., Cordeiro, C. M., Inglez, A. G., Oliveira, E. G., Sena, C. A. S. (1983). *Geologia da porção paulista das quadriculas de Caconde e Guaxupé*. In: *Jornada da Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000*. São Paulo: Pró-Minério. p. 171-188.
- Oliveira, M. A. F., Morales, N., Fúlfaro, V. J. (1984). *Projeto Boa Vista: Relatório Final*. UNESP-Pró-Minério. v. 1. 85 p.
- Oliveira, M. A. F., Morales, N., Zanardo, A., Carvalho, S. G., Maniakas, S. (1989). *Projeto Mapeamento Geológico em 1:25.000 do quadrante noroeste da Folha Caconde: Relatório Final*. Rio Claro: UNESP – Pró-Minério. 170 p.
- Perrotta, M. M., Salvador, E. D., Lopes, R. C., D’Agostino, L. Z., Peruffo, N., Gomes, S. D., Sachs, L. L. B., Meira, V. T., Garcia, M. G. M., Lacerda Filho, J. V. (2005). *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:750.000*. São Paulo: Programa Geologia do Brasil – PGB, CPRM.
- Rossi, M. (2017). *Mapa Pedológico do Estado de São Paulo: revisado e ampliado*. São Paulo: Instituto Florestal. v. 1. 118 p.
- Siqueira, D. S. (2010). *Suscetibilidade magnética para a estimativa de atributos do solo e mapeamento de áreas sob cultivo de cana-de-açúcar*. Dissertação (Mestrado). Jaboticabal: UNESP. 75 p.
- Sousa, S. H. M. (1985). *Fácies sedimentares das Formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP. 142 p. <https://doi.org/10.11606/D.44.1985.tde-28092015-104631>
- Teixeira, W., Feirchild, T. R., Toledo, M. C. M., Taiolli, F. (2009). *Decifrando a Terra*. 2. ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., Keys, D. A. (1986). *Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press. 860 p.
- Wilford, J. R., Bierwith, P. N., Craig, M. A. (1997). *Application of gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and geomorphology*. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, 17, 201-216.

Anexo 1. Mapa de pontos de amostragem da região da foz do rio Canoas, Mococa, São Paulo.

Mapa de Pontos de amostragem da região da foz do rio Canoas, Mococa (SP)

