UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JÚLIO DE MESQUITA FILHO"
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

DIAGNÓSTICO HIDROGEOLÓGICO PARA IDENTIFICAÇÃO DE ZONAS DE FLUXO EM BACIAS DE ESTABILIZAÇÃO QUÍMICA EM MINERAÇÃO DE URÂNIO

Discente: Henrique Marquiori Bianchi

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro - SP

2023

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA “JÚLIO DE MESQUITA FILHO”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro (SP)

HENRIQUE MARQUIORI BIANCHI

DIAGNÓSTICO HIDROGEOLÓGICO PARA IDENTIFICAÇÃO DE ZONAS DE FLUXO EM BACIAS DE ESTABILIZAÇÃO QUÍMICA EM MINERAÇÃO DE URÂNIO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Rio Claro - SP
2023

B577d

Bianchi, Henrique Marquiori

DIAGNÓSTICO HIDROGEOLÓGICO PARA IDENTIFICAÇÃO DE ZONAS DE FLUXO EM BACIAS DE ESTABILIZAÇÃO QUÍMICA EM MINERAÇÃO DE URÂNIO / Henrique Marquiori Bianchi. -- Rio Claro, 2023

63 p. : il., tabs., fotos, mapas

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: César Augusto Moreira

1. Geociências. 2. Eletrorresistividade. 3. Geofísica. 4. Drenagem ácida de mina. 5. Mina Osamu Utsumi. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

HENRIQUE MARQUIORI BIANCHI

DIAGNÓSTICO HIDROGEOLÓGICO PARA IDENTIFICAÇÃO DE ZONAS DE FLUXO EM BACIAS DE ESTABILIZAÇÃO QUÍMICA EM MINERAÇÃO DE URÂNIO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. César Augusto Moreira (orientador)

Doutorando Leonides Guireli Netto

Mestranda Ana Júlia Traiba

Rio Claro, 11 de dezembro de 2023.

gov.br Documento assinado digitalmente
HENRIQUE MARQUIORI BIANCHI
Data: 19/12/2023 20:52:38-0300
Verifique em https://validar.iti.gov.br

Assinatura do(a) aluno(a)

gov.br Documento assinado digitalmente
CESAR AUGUSTO MOREIRA
Data: 20/12/2023 07:55:37-0300
Verifique em https://validar.iti.gov.br

Assinatura do(a) orientador(a)

“Tudo o que temos de decidir é o que fazer com o tempo que nos é dado.”
(J.R.R Tolkien)

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Professor Dr. César Augusto Moreira pela oportunidade e por toda atenção e conversas enriquecedoras ao longo deste trabalho.

Às Indústrias Nucleares do Brasil – INB pela permissão, apoio e suporte durante todo período de execução das aquisições de campo.

Aos meus pais e minha irmã, Lara, Fernando e Yasmin, por todo carinho e apoio incondicional.

À Tia bel por sempre estar presente e me apoiar em tudo.

Aos meus tios, Miller, Lucas e Mariana pela inspiração.

À Esther, por todo amor e companhia para a vida.

Para todos meus queridos amigos e amigas da vida, Floriano, Madruga, Mallaco, Artur, Gabi, Vithória, Luiz, Spe e Canto, por todas as risadas e momentos felizes.

E para todos amigos que fiz durante a faculdade e que tornaram todo esse período mais fácil, Murilo, Pedro, Caíque, Luciano, Gustavo, Beatriz, Flávia e Alexandre.

RESUMO

A mineração é uma fonte significativa de riqueza, principalmente do ponto de vista econômico. No entanto, os impactos adversos decorrentes dessa atividade podem ser significativos por meio de passivos ambientais. A área de estudos está localizada no Planalto de Poços de Caldas e corresponde as unidades de tratamento e estabilização de pH (bacias D1 e D2) de drenagem ácida da Mina Osamu Utsumi pertencente às Indústrias Nucleares do Brasil (INB). Devido à falta de cuidados, na época de construção, quanto a impermeabilização basal, estas bacias, atualmente, apresentam um potencial risco de escape de água com presença de calcário, metais pesados e radionuclídeos por fraturas. A fim de investigar estes possíveis fluxos por fraturas nas bacias D1 e D2, foram realizadas aquisições geofísicas pelo método da Eletrorresistividade, usando a técnica de caminhamento elétrico com arranjo *Schlumberger*, o qual atua como um método de investigação indireta. Foram executadas 10 linhas geofísicas de aproximadamente 100 m de dimensão, com espaçamento de 5 m entre cada eletrodo, dispostas de forma a englobar todo perímetro das bacias. Ademais, foram gerados modelos de inversão sob o parâmetro físico de resistividade elétrica os quais permitiram distinguir quatro anomalias: áreas de fluxo de água salina por fratura (valores menores que 20 Ω.m), zonas saturadas (valores entre 20 e 56 Ω.m), zonas parcialmente saturadas (valores entre 56 e 214 Ω.m) e áreas de saprolito e rocha seca (valores maiores que 214 Ω.m). Bem como, a elaboração de um modelo pseudo 3D que evidenciou a presença de um fluxo no sentido vertical a partir da superfície das bacias, e também de um fluxo lateral através de fraturas a partir da orientação das anomalias de baixa resistividade elétrica (menores que 20 Ω.m), principalmente com sentido NW.

Palavras-chave**:** drenagem ácida de mina, fraturas, eletrorresistividade, sulfetos, descomissionamento.

ABSTRACT

Mining is a significant source of wealth, especially from an economic point of view. However, the adverse impacts resulting from this activity can be significant through environmental liabilities. The study area is located in the Poços de Caldas Plateau and corresponds to the pH treatment and stabilization units (basins D1 and D2) of acidic drainage from the Osamu Utsumi Mine owned by the Nuclear Industries of Brazil (INB). Due to a lack of caution during construction regarding basal waterproofing, these basins currently pose a potential risk of water leakage containing limestone, heavy metals, and radionuclides through fractures. In order to investigate these potential fracture flows in D1 and D2 basins, geophysical acquisitions were carried out using the Electrical Resistivity method, employing the Schlumberger lining technique, which acts as an indirect investigation method. Ten geophysical lines of approximately 100 m in length were executed, with a spacing of 5 m between each electrode, arranged to cover the entire perimeter of the basins. In addition, inversion models were generated based on the electrical resistivity physical parameter, which allowed the distinction of four anomalies: areas of saline water flow through fractures (values less than 20 Ω.m), saturated zones (values between 20 and 56 Ω.m), partially saturated zones (values between 56 and 214 Ω.m), and areas of saprolite and dry rock (values greater than 214 Ω.m). Furthermore, a pseudo 3D model was developed that highlighted the presence of vertical flow from the surface of the basins and also lateral flow through fractures based on the orientation of low electrical resistivity anomalies (less than 20 Ω.m), especially in the NW direction.

Keywords: mine acid drainage, fractures, electrical resistivity, sulfides, decommissioning.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localização das bacias de estabilização de pH D1 e D2 na mina Osamu Utsumi - Caldas (MG). 16
Figura 2. Bacias D1 e D2 em detalhe. 17
Figura 3. Mapa de arranjo físico do Complexo Mineiro do Planalto de Poços de Caldas. 18
Figura 4. Placa de aviso presente na bacia D2 indicando a presença de radionuclídeos e metais pesados. 19
Figura 5. Esquematização da construção das bacias de segurança D1 e D2. 20
Figura 6. Climograma de Poços de Caldas – MG. 21
Figura 7. Principal rede hidrográfica e traçado do divisor entre as bacias do Rio Verde e Ribeirão das Antas. 22
Figura 8. Principais litologias e falhas do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. 25
Figura 9. Evolução geológica do Maciço Alcalino. 26
Figura 10. Princípio do método da Eletrorresistividade. 28
Figura 11. Disposição geométrica e fórmula para cálculo de resistividade aparente do arranjo Schlumberger. 30
Figura 12. Imagem de Satélite com a disposição das linhas de tomografia elétrica realizadas nas bacias D1 e D2. Total 10 linhas. 32
Figura 13. Instrumentação utilizada em campo: (1) Resistivímetro Terrameter LS da ABEM; (2) Bateria; (3) Bobina e (4) Eletrodos Metálicos. 33
Figura 14. **A)** Exemplo de planos de fraturas observados e medidos em campo presentes na interface das bacias de segurança D1 e D2; **B)** Planos de Fraturas destacados em amarelo. 33
Figura 15. **A)** Nível de água da bacia de segurança D2 em época de alta pluviosidade; **B)** Comparação entre os níveis de água da bacia de segurança D2 em época de alta e baixa pluviosidade. 35
Figura 16. **A)** Drenagem em época chuvosa, demonstrando fluxo de água superficial; **B)** Mesma drenagem, em uma época seca, evidenciando fluxo de água por fraturas; **C)** Escape de água por fratura em detalhe. Em ambas as três fotos foi identificado um mesmo referencial, marcado pela rocha destacada pelo tracejado branco, e a seta branca indica o sentido de fluxo do córrego. 36
Figura 17**.** Diagrama de rosetas e diagrama de contorno dos planos de fraturas medidos na bacia D1. 37
Figura 18. Diagrama de rosetas e diagrama de contorno dos planos de fraturas medidos na bacia D2. 37
Figura 19. Modelo de inversão da linha 1. 38
Figura 20. Modelo de inversão da linha 2. 39
Figura 21. Modelo de inversão da linha 3. 40
Figura 22. Modelo de inversão da linha 4. 40
Figura 23. Modelo de inversão da linha 5. 41
Figura 24. Modelo de inversão da linha 6. 42
Figura 25. Modelo de inversão da linha 7. 42
Figura 26. Modelo de inversão da linha 8. 43
Figura 27. Modelo de inversão da linha 9. 43
Figura 28. Modelo de inversão da linha 10. 44
Figura 29. Modelos pseudo-3D de resistividade elétrica. 45

Figura 30. Diferentes níveis de visualização dos modelos pseudo-3D de resistividade elétrica e traçado de fraturamentos principais. 45
Figura 31. Exemplo de uso de geossintético para fins de impermeabilização. 49
Figura 32. Estrutura cristalina da montmorilonita 50
Figura 33. Esquema exemplificando a impermeabilização através do selamento dos pontos de infiltração na base das bacias por uso de bentonita. A) Bacia com nível de água baixo; B) Despejo de bentonita e processos de dispersão e de decantação; C) Preenchimento das fraturas pela sedimentação de bentonita. 51

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Vantagens e desvantagens de cada polímero base. 47
Tabela 2. Monômeros dos polímeros de geossintéticos. 47
Tabela 3. Principais aplicações dos geossintéticos. 48

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 13
2. OBJETIVOS 15
3. ÁREA DE ESTUDO 16
3.1 Localização e histórico 16
3.2 Clima e vegetação 20
3.3 Aspectos hidrológicos e hidrogeológicos 21
4. GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL 24
4.1 Geologia regional 24
4.2 Geologia local e metalogênese 26
5. MATERIAIS E MÉTODOS 28
5.1 Método da Eletrorresistividade 28
5.1.1 Arranjo Schlumberger 30
5.2 Estudo de caso 30
5.3 Aquisição de dados 31
5.4 Processamento dos dados 34
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO 35
6.1 Evidências de percolação de água por fraturas 35
6.2 Dados estruturais 36
6.3 Dados geofísicos 37
6.4 Recomendações técnicas para enfrentamento do problema 46
6.4.1 Implantação de geossintéticos na base das bacias: 46
6.4.2 Selamento dos pontos de infiltração na base das bacias por uso de bentonita: 49
7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES 52
8. REFERÊNCIAS 53
ANEXO I- Modelos de Inversão com presença de Fluxo de Água Salina (linhas geofísicas 1, 2, 3, 4, 5 e 10) 58
ANEXO II- Modelos de Inversão com Ausência de Fluxo de Água Salina (linhas geofísicas 6, 7, 8 e 9) 61

1. INTRODUÇÃO

A atividade mineradora desempenha um importante papel no cenário econômico global, sendo uma fonte significativa de riqueza. Mundialmente, a mineração contribui substancialmente para o Produto Interno Bruto (PIB) de vários países, compondo um setor crucial para diversas economias. Contudo os impactos adversos decorrentes dessa atividade são significativos devido aos estéreis e rejeitos gerados nas fases de lavra e beneficiamento (ARAÚJO E OLIVIERI, 2014).

Em empreendimentos mineiros onde a relação entre minério e estéril é muito alta (g/T), como é o caso de depósitos de óxidos e sulfetos, os materiais provenientes de desmonte de lavra e rejeitos ocupam uma grande parcela das áreas requisitadas (BRODA *et al.*, 2014). Dessa forma, são necessárias técnicas de configuração para a disposição dos rejeitos e estéril, de forma que não comprometam o desenvolvimento das atividades mineiras, bem como não afetem de forma prejudicial o meio ambiente (DAWOOD e AUBERTIN, 2014).

Até aproximadamente a segunda metade do século XX, a disposição de rejeitos e estéril advindos da atividade de mineração era conduzida a partir de padrões ambientais e de segurança operacional extremamente baixos, cuja ausência de legislações específicas proporcionaram um inadequado gerenciamento dos estéreis e rejeitos, os quais foram transformados em passivos ambientais nos dias atuais (NASCIMENTO, 1998).

Dentre os diversos passivos ambientais, um dos mais complexos em termos de resolução para um empreendimento mineiro é a drenagem ácida de mina (DAM), gerada a partir da oxidação de minerais sulfetados, que conforme percolam entre os resíduos da mineração acrescentam em sua solução altas concentrações de metais dissolvidos. Este processo pode durar centenas de anos e dependem do volume de sulfetos e o contato destes minerais com a água e o oxigênio. (MACHADO E SCHNEIDER, 2008).

O tratamento da drenagem ácida de mina (DAM), é um processo complexo que consiste em neutralizar a acidez e remover os altos teores de metais dissolvidos presentes na água contaminada. Para isso é essencial a construção de bacias de decantação, que possuem a finalidade de decantação de metais pesados, as quais

devem ser impermeáveis para que não ocorram vazamentos e consequentes riscos ambientais.

Além disso, para assegurar a eficácia dessas estratégias de controle do passívo ambiental, é crucial o monitoramento da dinâmica das zonas de fluxo de água subterrânea e também da integridade física dessas bacias.

O monitoramento ambiental ao redor de bacias de estabilização química é tradicionalmente realizado a partir da instalação de uma vasta quantidade de poços de monitoramento da água subterrânea. As malhas de amostragem muitas vezes são robustas e, portanto, custosas para o empreendimento mineiro. Embora apresentem informações importantes e uma boa quantidade de pontos de amostragem, os poços de monitoramento fornecem informações pontuais, basicamente do ponto onde o poço foi instalado. Dessa maneira, é interessante o uso de metodologias de investigação mais abrangentes e que cubram uma maior área de investigação.

Nesse sentido, a aplicação de técnicas geofísicas, como a Eletrorresistividade, por meio do contraste entre propriedades físicas do meio, oferece uma abordagem abrangente e de bom custo-benefício para o monitoramento e identificação de possíveis áreas de escape e fluxos de água subterrâneas.

O presente estudo consiste na aplicação do método geofísico de Eletrorresistividade para investigar possíveis fluxos subterrâneos de água salina por fraturas em duas bacias de segurança de estabilização de pH de drenagem ácida de mina, localizadas na mina Osamu Utsumi, no município de Caldas, MG, com intuito de colaborar com o descomissionamento da antiga mina de urânio.

2. OBJETIVOS

Diagnóstico hidrogeológico a partir de levantamento geofísico por meio do método da Eletrorresistividade, para análise de eventuais zonas de infiltração em estruturas de barramentos escavadas para construção de bacias de estabilização química, numa mina de urânio em fase de descomissionamento.

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização e histórico

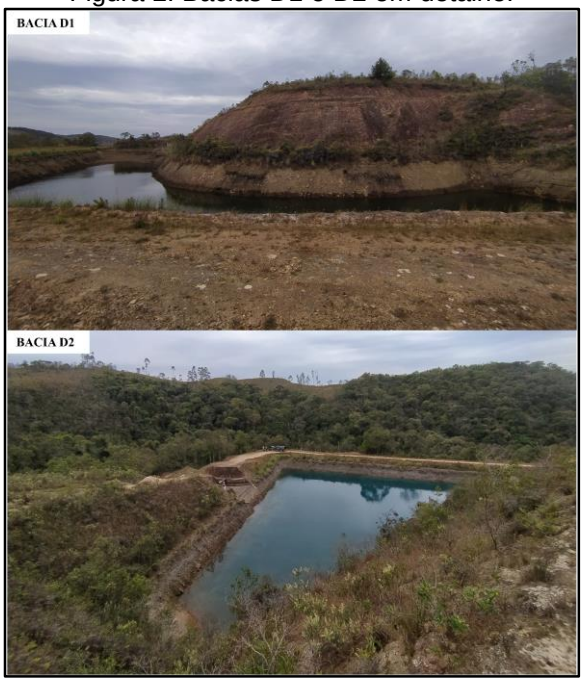
O Complexo Minero-Industrial de Poços de Caldas está localizado na porção sul de Minas Gerais, próximo a divisa com o Estado de São Paulo. A via de acesso para a área de estudos consiste em uma estrada vicinal da rodovia BR-146 que liga os municípios de Andradas– MG e Poços de Caldas – MG. As bacias de segurança e estabilização química D1 e D2 (figuras 1 e 2), foco de estudo deste trabalho, se situam na extremidade sudeste da instalação das Indústrias Nucleares do Brasil (INB) na Mina Osamu Utsumi.

Figura 1. Localização das bacias de estabilização de pH D1 e D2 na mina Osamu Utsumi - Caldas (MG).



Fonte: Autoria própria, imagem adaptada do Google Earth (2023).

Figura 2. Bacias D1 e D2 em detalhe.



Fonte: Autoria própria.

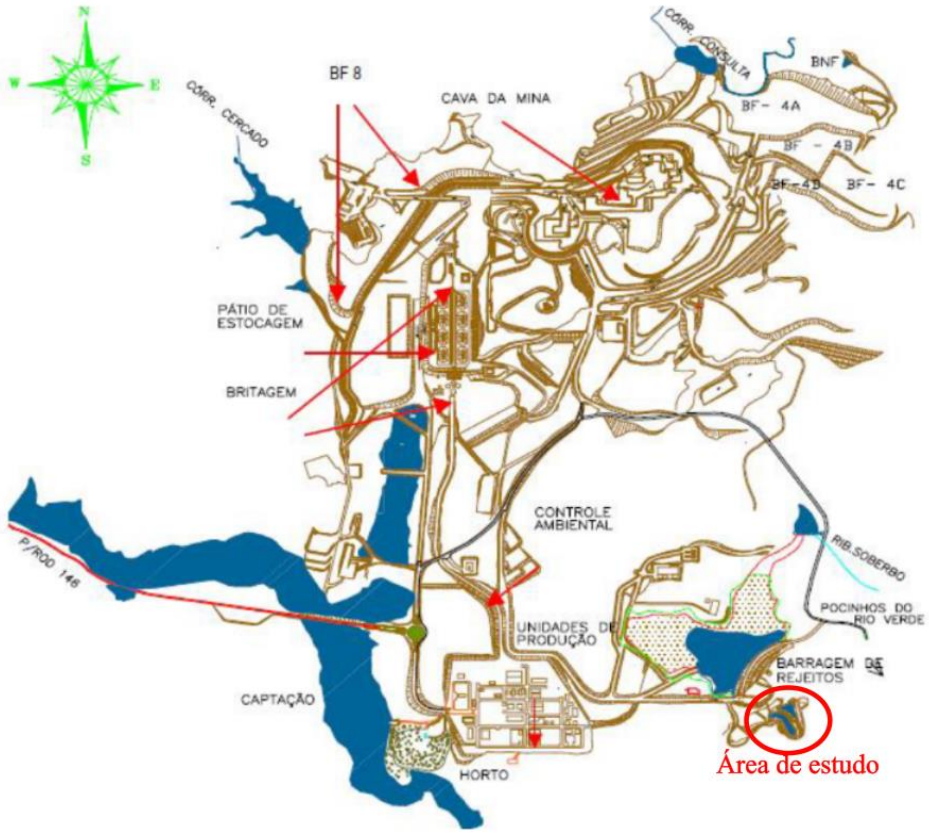
Devido contexto histórico da Segunda Guerra Mundial, no início da década de 40, os interesses em minerais radioativos estavam diretamente ligados ao desenvolvimento bélico. Nessa conjuntura, em 1948 o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) observou a ocorrência de urânio no Planalto de Poços de Caldas através da presença de elementos radioativos em minerais de zircônio (FAGUNDES, 2005).

O desenvolvimento da mina foi impulsionado principalmente devido a necessidade de diversificação energética em consequência da grande crise do petróleo na década de 70. Nesse contexto, de reavaliação do quadro energético nacional, foi criado o Programa Nuclear Brasileiro e da Nuclebrás, bem como o desenvolvimento do programa de construção das centrais ANGRA I e II com o intuito de expandir a geração nucleoelétrica brasileira (FAGUNDES, 2005).

A mina Osamu Utsumi é considerada a primeira jazida de urânio explorada no Brasil e sua construção teve início em 1959 (SOUZA *et al*., 2013). Em 1982 ocorreu a abertura oficial do Complexo Industrial de Poços de Caldas (CIPC) com atividades encerradas permanentemente em 1995, uma vez que a INB concluiu que suas atividades eram economicamente inviáveis (CARVALHO FILHO, 2014).

As principais atividades que ocorriam no local eram a de lavra (a céu aberto), beneficiamento físico (etapa de britagem, moagem e espessamento) e químico do urânio (para geração do concentrado de urânio) (figura 3). No tempo em que a mineração se encontrava ativa, foi gerado um total de 1.242 toneladas de diuranato de amônio, além de 44,8 milhões de m³ de estéreis de rochas e aproximadamente 2,39 milhões de m³ de rejeitos do beneficiamento químico.

Figura 3. Mapa de arranjo físico do Complexo Mineiro do Planalto de Poços de Caldas.



Fonte: Modificado de Cipriani, 2002.

A partir de 2005, a mina entrou em processo de descomissionamento, entretanto, em razão da ausência de legislações rigorosas em relação a questões ambientais na época, não houve um controle adequado quanto à disposição dos rejeitos da mina, dessa forma, foi gerado um potencial proporcionalmente grande de contaminação ambiental (SOUZA *et al*., 2013). Existem na área oito pilhas de rejeitos (BF) resultantes da exploração do minério de urânio. As águas subterrâneas da mina estão contidas em um sistema de aquífero poroso formado pelo solo de alteração das

pilhas de rejeito, sobreposto a um aquífero fraturado formado por rochas cristalinas (FRANKLIN, 2007).

Dentre os diversos passivos ambientais presentes na área, o mais complexo em termos de resolução para o descomissionamento é a drenagem ácida de mina (DAM), assim, a alternativa atual envolve o tratamento constante da DAM por meio de uma Unidade de Tratamento de Águas Marginais e posterior lançamento numa série de bacias de água tratada (SUZIN E SILVA et al, 2016).

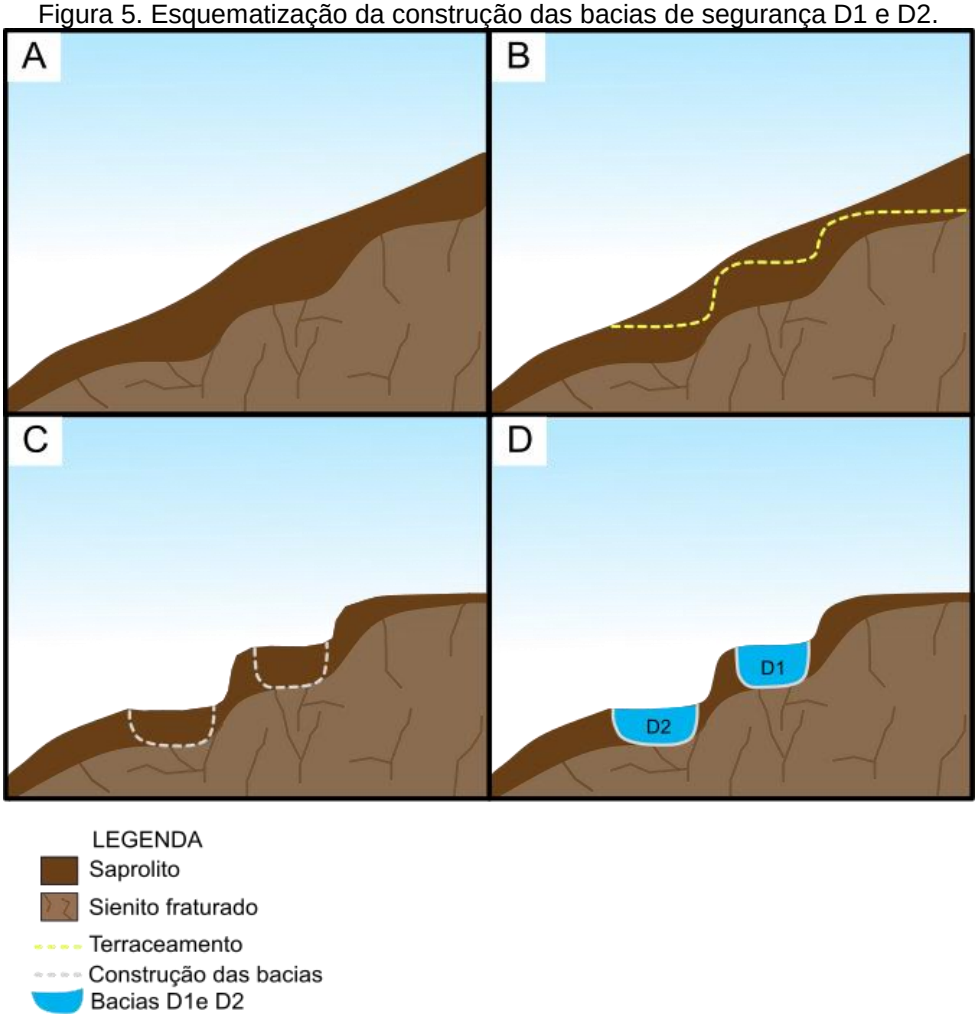
Entre elas, existem as bacias de segurança e estabilidade de pH (Bacias D1 e D2), as quais representam unidades de tratamento e estabilização de pH de drenagem ácida de mina com a finalidade de decantação de metais pesados e radionuclídeos por adição de calcário (figura 4). Entretanto, a construção dessas bacias indispõe de quaisquer sistemas de impermeabilização basal, além de serem construídas a partir da escavação do saprolito oriundo do intemperismo dos Sienitos presentes na região (figura 5), os quais são marcados pelo fraturamento. Portanto, estas bacias apresentam um potencial risco de fuga de calcário, radionuclídeos e metais pesados através de fraturas presentes no corpo saprolítico e nos sienitos.

Figura 4. Placa de aviso presente na bacia D2 indicando a presença de radionuclídeos e metais pesados.



Fonte: Autoria própria.

Figura 5. Esquematização da construção das bacias de segurança D1 e D2.

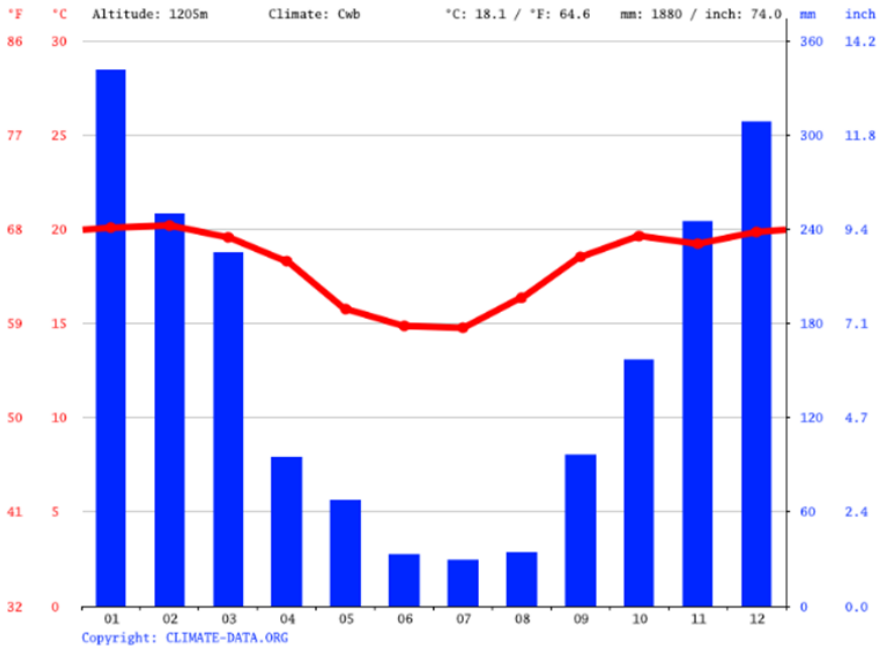


Fonte: Autoria própria.

3.2 Clima e vegetação

O clima local do planalto de Poços de Caldas é considerado como tropical de altitude (Classificação climática de Köppen-Geiger) caracterizado pela presença de duas estações bem marcadas, a primeira demonstra intensa pluviometria e temperaturas amenas e com ocorrência entre os meses de outubro e março, já a segunda é definida por forte estiagem e temperaturas relativamente moderadas entre os meses de abril a setembro (figura 6). A precipitação média anual é da ordem de 1700mm, com maior incidência na primeira estação com cerca de 1394 mm do total e a média anual das temperaturas oscila entre 7,5 ºC e 25,9 ºC (FAGUNDES, 2005).

Figura 6. Climograma de Poços de Caldas – MG.



Fonte: Climate-Data.org.

Os principais tipos de vegetação encontrados no município de Poços de Caldas são florestas tropicais pouco densas, com ocorrência de pinheiros, gramíneas rústicas e elementos arbustivos baixos de casca grossa e caule retorcido (PREFEITURA DE POÇOS DE CALDAS, 2017).

3.3 Aspectos hidrológicos e hidrogeológicos

A Mina Osamu Utsumi está inserida em um contexto hidrográfico marcado pela bacia do Rio Pardo, sendo este um tributário do Rio Grande, localizada sobre o divisor de águas das bacias hidrográficas do Rio Verde e do Ribeirão das Antas (figura 7) (CIPRIANI, 2002).

Na porção nordeste da mina a união das drenagens locais formam o Córrego da Consulta que desemboca no Rio Verde, e na porção sudoeste, as drenagens locais suprem ao Córrego do Cercado desembocando no Ribeirão das Antas (CAMARERO, 2022).

Figura 7. Principal rede hidrográfica e traçado do divisor entre as bacias do Rio Verde e Ribeirão das Antas.



Fonte: Autoria própria, imagem adaptada do Google Earth (2023).

A hidrogeologia local possui relação direta com o turismo, principalmente devido a presença de fontes termais relacionadas a um extenso e profundo sistemas de falhas abertas. O Maciço Alcalino de Poços de Caldas evidencia rochas com baixo potencial hidrogeológico e compreende rochas vulcânicas e efusivas, como os tinguaitos, fonolitos e foialitos.

Entretanto, devido aos fortes fraturamentos presente nestes conjuntos de rochas gerados pelos eventos de evolução tectônica e instalação da caldeira no planalto junto aos processos de intemperismo, existe um elevado potencial hidrogeológico subterrâneo com predomínio de aquífero do tipo fissural que possibilita a identificação de três zonas principais: zona de aquífero raso, zona de aquífero intermediária e zona de aquífero profunda. Seguindo os principais sistemas de fraturas da região, com direções predominante de N30°-60°E e N30°-60°W com maior

extensão, e N10°-20°E e N40°-50°W, de menor extensão, porém com maior dispersão (CRUZ e PEIXOTO, 1991).

Segundo Holmes *et al.* (1992), a construção do empreendimento mineiro (MOU) modificou totalmente os padrões hidrológicos locais devido a alteração da topografia da região através da escavação e remoção dos vales e interflúvios, o que proporcionou uma queda no nível do lençol freático e consequente mudança nos padrões de fluxo de águas subterrâneas locais.

Além disso, devido a alteração de captação da cava, em resultado das mudanças geradas na paisagem natural, houve uma interceptação nos padrões de fluxo subterrâneos que possuíam sentido de fluxo para os vales no entorno da região (CASAGRANDE, 2019).

4. GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL

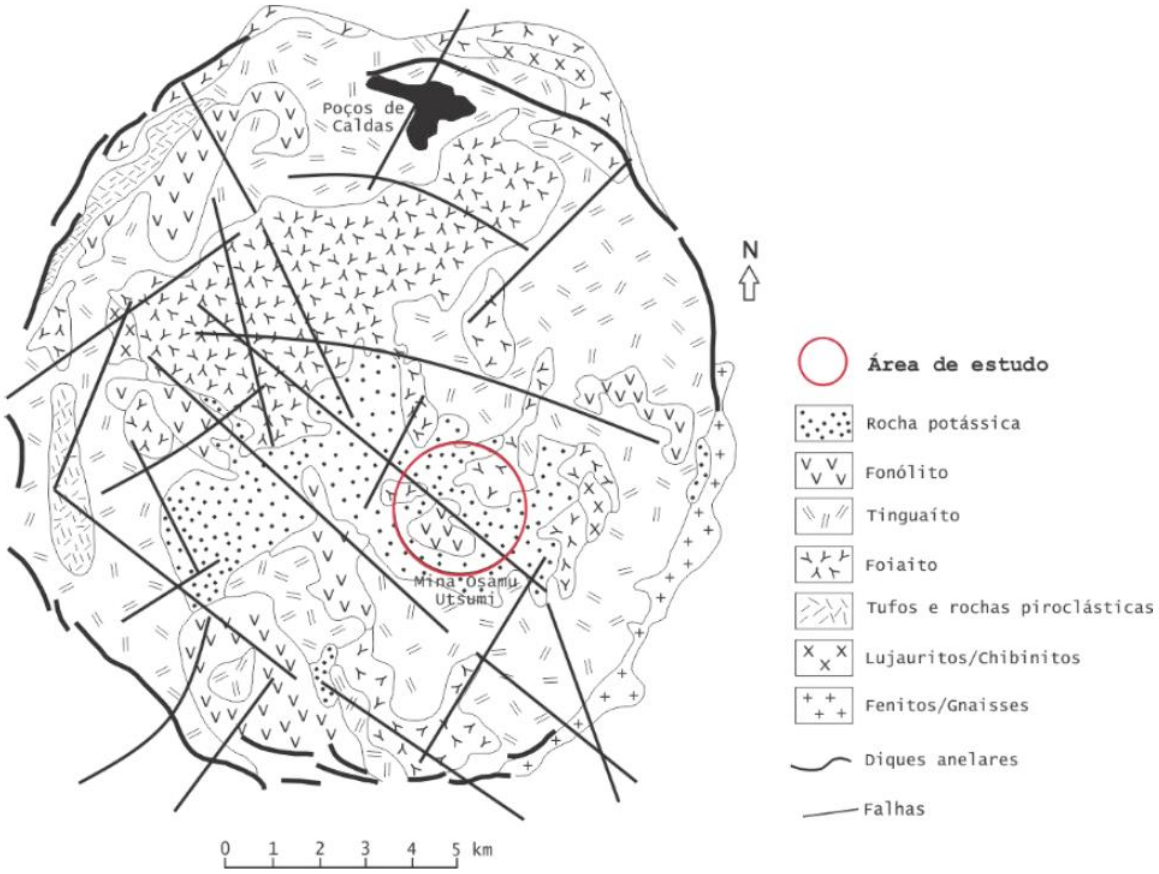
4.1 Geologia regional

Inicialmente estudado por Derby (1887), através do reconhecimento da natureza vulcânica da região, bem como a variação textural dos fonolitos e foialitos do Maciço Alcalino, o Complexo Alcalino de Poços de Caldas está geologicamente situado entre os limites da bacia sedimentar do Paraná e da Serra da Mantiqueira de forma intrusiva sobre o embasamento cristalino composto principalmente por granitos e gnaisses, sendo frequentemente cortados por diques de diabásio, anfibolitos e tinguaitos (ELLERT, 1959).

O Complexo Alcalino de Poços de Caldas possui idade de início de intrusão cretácea superior e passou por sucessivas fases de evolução até o paleoceno, sendo estruturalmente controlado sobre zonas de falhas e fraturas geradas principalmente pela separação das placas Sul-Americana e Africana (SADOWSKI, 1987; SCHORSCHER e SHEA, 1992), e demonstrou processos metassomáticos intensos além de um forte intemperismo que originou diversos litotipos. Ademais, corresponde a uma estrutura vulcânica de forma circular considerada como uma das maiores manifestações alcalinas do mundo (FRAENKEL *et al*., 1985).

Segundo ULBRICH (1992), o Maciço Alcalino é caracterizado pela presença de fonolitos, tinguaitos, foialitos, rochas piroclásticas supracrustais e intratelúricas como principais litologias, além da presença subordinada de rochas sedimentares epiclásticas e rochas de natureza félsica pouco tectonizadas de textura homogênea (figura 8). Demonstra como assembleia mineral: feldspato potássico, Na-piroxênios, nefelina, eudialita, biotita e sanidina.

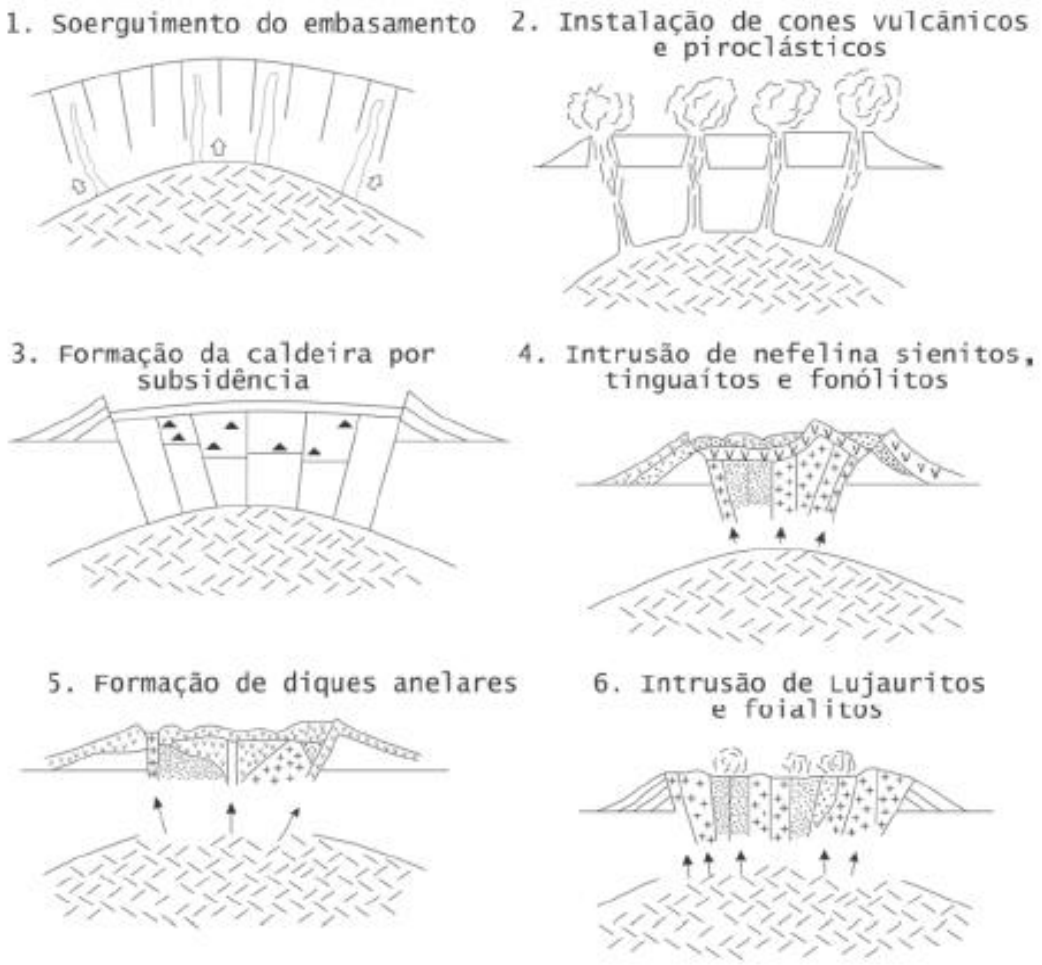
Figura 8. Principais litologias e falhas do Maciço Alcalino de Poços de Caldas.



Fonte: Modificado de Fraenkel *et al.* (1984).

A evolução geológica do Maciço Alcalino é dividida em seis etapas (figura 9). A primeira marcada pelo soerguimento escalonado por falhas de blocos do embasamento cristalino logo após a sedimentação do arenito Botucatu. A segunda relacionada com a atividade vulcânica, que ocasionou na formação de brechas e tufos de derrames de lavas. Na terceira etapa houve a subsidência da parte central da área responsável pela formação da caldeira. A quarta etapa é caracterizada por intrusões em fendas radiais e circulares de nefelina sienitos e também pela formação dos tinguaitos, fonolitos e foialitos. Na quinta fase houve a geração de diques anelares. E na última fase, ocorreram as intrusões de lujauritos e foialitos (ELLERT, 1959).

Figura 9. Evolução geológica do Maciço Alcalino.



Fonte: Holmes *et al.* (1992).

Em termos estruturais o Maciço de Poços de Caldas é composto por feições como fraturas, descontinuidades e falhas, as quais possuem direções predominantes N40E e N60W, de forma que a primeira direção está relacionada à formação da caldeira e a segunda com à tectônica regional (FRAENKEL *et al.*, 1985).

4.2 Geologia local e metalogênese

A mina Osamu Utsumi referente a unidade INB-Caldas apresenta como principal litologia nefelina sienitos, bem como suas variações intrusivas e extrusivas observadas pela presença de foalitos e tinguaitos, respectivamente. Devido a ação de processos de hidrotermalismo e vulcânicos sobre essas rochas, na região também são encontrados corpos brechados subdivididos em: brechas vulcânicas monogenéticas, poligênicas e brechas de placas, além da presença subordinada de

rochas ultrabásicas mais jovens evidenciadas por diques de composição lamprofírica comumente com alto grau de alteração, que cortam os litotipos supracitados (MAGNO JÚNIOR, 1985).

Segundo Targa *et al.* (2019), os corpos rochosos na região sofreram processos de alteração hidrotermal e de metassomatismo que proporcionaram a formação de alterações potássicas e concentração de urânio, sendo um fator determinante a boa condutividade hidráulica do Maciço ocasionada principalmente por zonas de fraturamento com atitudes predominantes de N20E/80NW e N55W/75NE.

Segundo Magno Júnior (1985), a mineralização primária está diretamente relacionada à intrusão secundária de foialito, a qual foi seguida de eventos explosivos magmáticos que afetaram as rochas hospedeiras na região resultando na formação de pacotes de rochas brechadas, as quais possuem alta permeabilidade, o que possibilitou a passagem de soluções hidrotermais ascendentes que enriqueceram a matriz dessas rochas com minerais de urânio e molibdênio.

A mineralização secundária de urânio foi desenvolvida devido à proximidade das rochas alcalinas com a superfície e por estas favorecerem a infiltração e percolação de água no Maciço, resultando na formação de frentes redox, as quais possuem dois tipos genéticos principais.

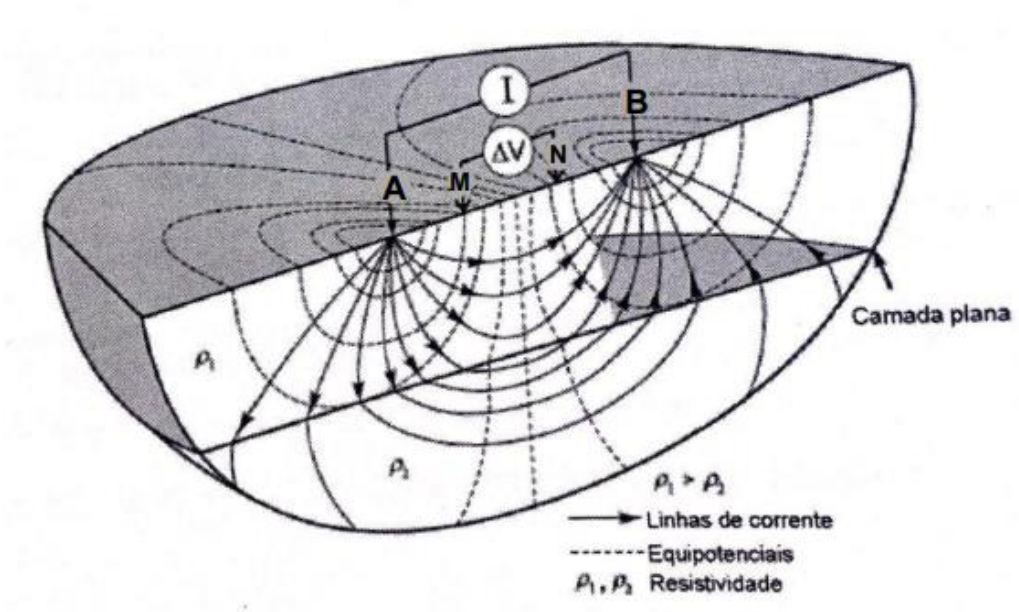
O primeiro é estruturalmente controlado por sistemas de falhas e fraturas de alto ângulo que atingem as zonas dos hidrotermalitos, o que acarretou na oxidação dos corpos de rochas e o segundo sendo controlado de forma litológica dependendo essencialmente da porosidade e permeabilidade da rocha, bem como da infiltração cima a baixo de fluidos intempéricos oxidantes (CAPOVILLA, 2001).

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Método da Eletrorresistividade

O método é fundamentado na Lei de Ohm e possibilita medidas de resistividade elétrica para investigar a subsuperfície e pode ser entendido como a dificuldade da passagem da corrente elétrica nos diferentes tipos de materiais. Consiste na injeção de uma corrente elétrica no solo que produz um campo elétrico potencial, criado por uma fonte artificial originada de dois eletrodos (A e B), e na medição, em superfície através de dois eletrodos (M e N), da diferença de potencial (ddp) resultante desse campo, o que permite realizar a caracterização sem a necessidade de investigação direta (figura 10) (KNÖDEL *et al.,* 2007).

Figura 10. Princípio do método da Eletrorresistividade.



Fonte: Modificado de Knödel *et al.* (2007).

Os materiais geológicos apresentam distintas reações à resistência do fluxo de corrente elétrica, as quais podem ser quantificadas, através da corrente e da voltagem, para a identificação do tipo de material presente na subsuperfície.

Alguns minerais, tais como metais nativos e grafita, possuem alta condutividade elétrica, devido ao fluxo de elétrons. No entanto, a maioria dos minerais que formam as rochas são isolantes, sendo a passagem de corrente elétrica apenas possível através dos íons que se encontram em solução nas águas presentes em seus poros ou fraturas. Assim, segundo Ward (1990) a porosidade desempenha um papel

importante na determinação da resistividade de uma rocha, uma vez que essa resistência aumenta à medida que a porosidade diminui.

De acordo com Kearey *et al.* (2002), o método da Eletrorresistividade é baseado na medida da resistência elétrica do solo ou rocha em subsuperfície, que está relacionada à natureza e estado físico do material a ser analisado. Em meios homogêneos, a resistividade obtida pelo equipamento representa a resistividade verdadeira do meio.

No entanto, o meio geológico é constituído de heterogeneidades intrínsecas, e, portanto, as medidas de resistividade representam uma média ponderada das resistividades verdadeiras, sendo necessário realizar os cálculos através de uma resistividade aparente (ρa) que pode ser calculada a partir da distância entre os eletrodos, da intensidade de corrente (I) fornecida pelo circuito de corrente e da diferença de potencial (ΔV) obtida nos eletrodos de potencial, utilizando a equação 1:

$$\boldsymbol{\rho}a = \boldsymbol{K}.\ (\Delta \boldsymbol{V}/I) \quad \text{(Equação 1)}$$

Unidades de Medidas:

Resistividade aparente (*ρ*a): Ω.m;

Diferença de potencial (ΔV): mV;

Intensidade de corrente (I): mA;

Coeficiente geométrico (K): m.

O fator K está diretamente relacionado com a disposição geométrica dos eletrodos, sendo obtido pela equação 2:

$$\boldsymbol{K} = \boldsymbol{2\pi}\ [1/AM - 1/BM - 1/NA + 1/BN]^{-1} \quad \text{(Equação 2)}$$

O método é indicado em estudos ambientais por ser sensível às variações de resistividade elétrica dos diferentes componentes do meio, assim ela é capaz de indicar corpos muito condutores, ou então isolantes, dessa forma possuindo uma alta aplicabilidade em estudos hidrogeológicos, na mineração e em diversas área da geologia e engenharia. O processamento desses dados permite a geração de modelos de inversão bidimensionais (seção distância x profundidade) o que facilita sua observação.

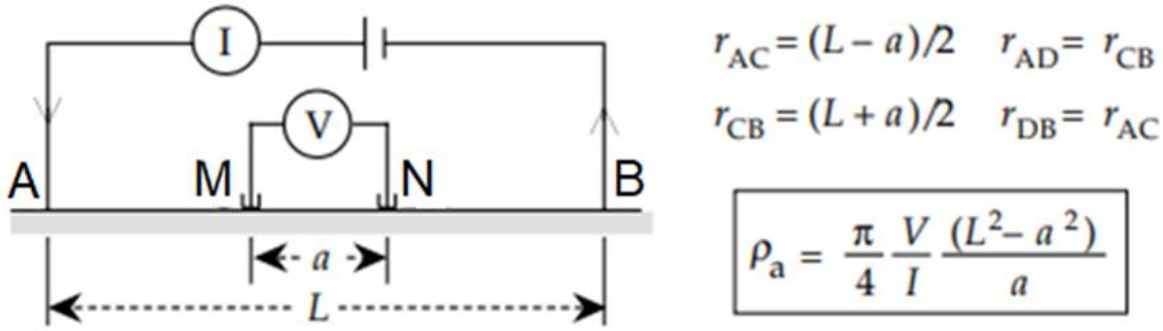
5.1.1 Arranjo Schlumberger

O arranjo Schlumberger é caracterizado pela configuração geométrica dos eletrodos obedecendo uma distância “L” entre os eletrodos de corrente (A e B) e “a” entre os eletrodos de potencial (M e N) (figura 11) (CASAGRANDE, 2019).

Durante o levantamento, a distância entre os eletrodos de potencial permanece constante enquanto há um aumento gradual e simétrico da distância entre os eletrodos de corrente no perfil, o que possibilita uma ampliação da profundidade da aquisição.

Este arranjo possui uma boa resolução lateral e vertical, além de evitar interferência por ruídos devido a separação reduzida e fixa entre os eletrodos de potencial e por esses fatores é amplamente utilizado em investigações geofísicas.

Figura 11. Disposição geométrica e fórmula para cálculo de resistividade aparente do arranjo Schlumberger.



Fonte: modificado de Lowrie (2007).

5.2 Estudo de caso

Em seu estudo “Análise de integridade física de barragens de terra a partir da integração do método geofísico da Eletrorresistividade com ensaios geotécnicos”, CAMARERO (2016), investiga zonas de percolação de água em duas barragens: uma em Ipeúna-SP e outra em Cordeirópolis-SP. Com o método da Eletrorresistividade, a partir da técnica de imageamento elétrico, foram obtidos resultados satisfatórios, através imagens geofísicas 2D e 3D com valores de resistividade elétrica, que permitiram a identificação de zonas saturadas e possíveis áreas de infiltração. Desse modo, o método é visto como uma importante ferramenta no monitoramento de barragens de terra, além de auxiliar em diagnósticos de possíveis danos estruturais.

TARGA (2020), em seu artigo “Análise da geração de drenagem ácida de mina em pilha de rejeito sulfetada a partir de levantamento geofísico e dados hidrogeoquímicos tem como escopo a análise do processo de drenagem ácida de mina a partir da ótica de investigação geofísica utilizando os métodos de Eletrorresistividade e Polarização Induzida na mina de urânio Osamu Utsumi, situada no município de Caldas-MG. Os resultados geofísicos foram satisfatórios e permitiram realizar a identificação de zonas de água efluente de alta salinidade (<20 Ω.m), zonas saturadas (resistividade elétricas entre 74,6 e 20 Ω.m) e áreas de topo rochoso (com resistividades maiores que 537 Ω.m).

No artigo “Aplicação do método da Eletrorresistividade para estudo do fluxo subterrâneo de uma surgência cárstica no distrito de coqueiral, Nobres- MT”, INFANTE *et al.* (2019) aplicam o método da Eletrorresistividade utilizando a técnica do caminhamento elétrico com arranjo dipolo-dipolo, com objetivo de identificar estruturas condutoras de água, através do apontamento de zonas menos resistivas. O método demonstrou bons resultados, que através da elaboração de plantas 2D e 3D, permitiram a identificação de possíveis áreas condutoras de água, sendo estas, com valores de resistividade elétrica entre 0 Ω.m e 400 Ω.m nas profundidades de 10 m e 15 m.

5.3 Aquisição de dados

Os trabalhos de campo para aquisição de dados geofísicos tiveram início durante o mês de outubro de 2022. Primeiramente, foi realizada uma busca por evidências de percolação de água por fraturas na região e posteriormente foram definidas 10 linhas de aquisição de dados empregando o método da Eletrorresistividade (RE) com o objetivo de bordejar inteiramente as bacias de segurança D1 e D2 (figura 12).

As linhas possuem comprimentos médios de 100 metros com algumas pequenas variações de acordo com o perímetro de cada bacia. O espaçamento entre cada eletrodo metálico foi de 5 metros empregando a técnica de tomografia elétrica com arranjo Schlumberger com o intuito de investigação da subsuperfície das bacias com alto detalhe.

Figura 12. Imagem de Satélite com a disposição das linhas de tomografia elétrica realizadas nas bacias D1 e D2. Total 10 linhas.



Fonte: Autoria própria, imagem adaptada do Google Earth (2023).

O equipamento de aquisição de dados utilizado foi o *Terrameter* LS da ABEM, com 84 canais, potência de 250W, resolução de 1μV e corrente máxima de 2.5 A de fabricação sueca (figura 13), sendo este um produto de propriedade do laboratório de geofísica do Departamento de Geologia da Universidade Estadual Paulista (UNESP), de última geração para os métodos de Potencial Espontâneo (SP), Polarização Induzida (IP) e Resistividade Elétrica (ABEM, 2012).

Para ajustar o efeito da topografia e georreferenciar as linhas de aquisição geofísica, foi utilizado um GPS-Diferencial (DGPS) com efetuação de pontos em todo comprimento das linhas com distanciamento de 5 metros entre cada ponto de checagem.

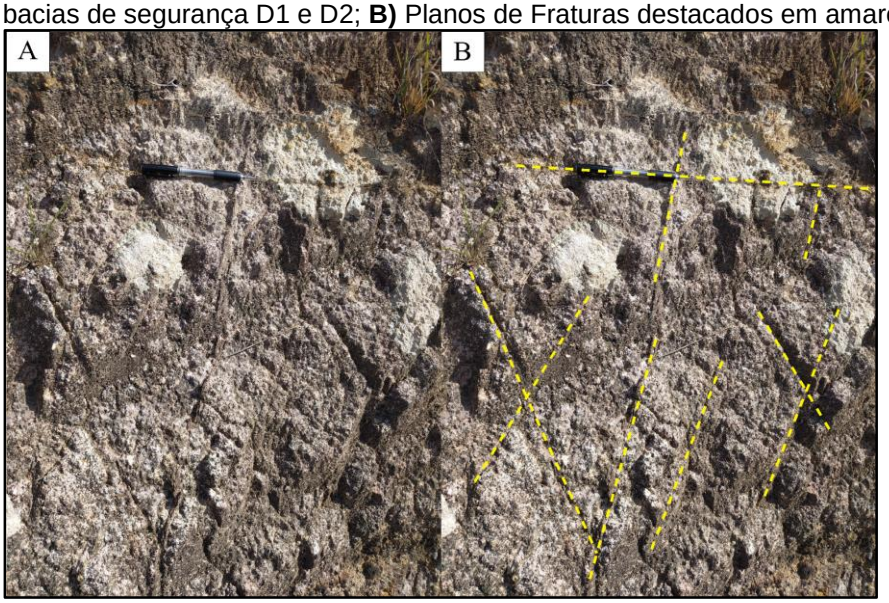
Figura 13. Instrumentação utilizada em campo*: (1)* Resistivímetro *Terrameter* LS da ABEM; (2) Bateria; (3) Bobina e (4) Eletrodos Metálicos.



Fonte: Autoria própria.

Para a geração dos dados estruturais foi utilizado uma bússola geológica de notação *Clar*, a qual foi utilizada para medir os planos de fraturas presentes na interface de cada bacia (figura 14). No total, foram medidos 118 planos de fraturas, com 78 medidas na Bacia D1 e 40 medidas na Bacia D2.

Figura 14. **A)** Exemplo de planos de fraturas observados e medidos em campo presentes na interface das bacias de segurança D1 e D2; **B)** Planos de Fraturas destacados em amarelo.



Fonte: Autoria própria.

5.4 Processamento dos dados

Após a etapa de aquisição, os dados armazenados no equipamento foram processados pelo *software Res2Dinv* (2D) versão 3.53 (*Geotomo Software*), onde foi possível efetuar a confecção de modelos de inversão, a partir das pseudos seções geradas pelo equipamento em campo, que expressam o comprimento, a profundidade e os valores quantitativos de resistividade elétrica em escala logarítmica da aquisição geofísica, capazes de evidenciar de forma mais precisa as estruturas e interface do meio estudado (MOREIRA *et al.*, 2016).

Os dados estruturais coletados em campo foram tratados e processados no *software Stereonet*, possibilitando a geração de estereogramas, diagramas de rosetas e de contorno dos planos de fraturas adquiridos, com o intuito de realizar a representação gráfica da orientação do mergulho dos planos e comparar com as famílias de fraturas presentes no contexto regional, bem como com os levantamentos de Eletrorresistividade efetuados, uma vez que estas poderiam ser possíveis caminhos de escape de água.

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Evidências de percolação de água por fraturas

No início das etapas de campo, durante um período de baixa pluviosidade e consequente reduzido nível de água nas bacias D1 e D2 (figura 15), foi realizada uma busca na região por evidências de zonas de fluxo de água por fraturas.

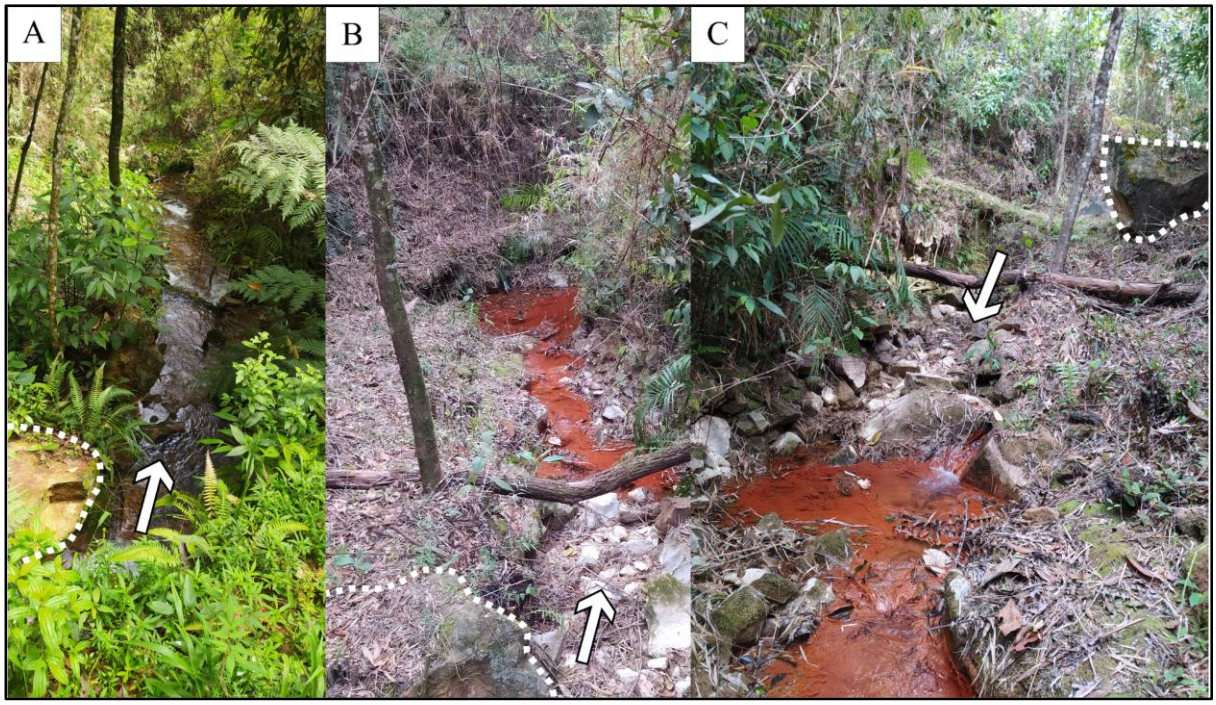
No caso, foi possível observar em um ponto de cota mais baixa, próximo a bacia de segurança D2, em uma drenagem seca, a presença do escoamento por fratura de uma água de coloração avermelhada, apresentando um forte indicador de percolação de água, além disso, a coloração avermelhada é indicativa de presença de Ferro, corroborando com a presença de laterita nas porções superiores da região (figura 16).

Figura 15. **A)** Nível de água da bacia de segurança D2 em época de alta pluviosidade; **B)** Comparação entre os níveis de água da bacia de segurança D2 em época de alta e baixa pluviosidade.



Fonte: Autoria própria.

Figura 16. **A)** Drenagem em época chuvosa, demonstrando fluxo de água superficial; **B)** Mesma drenagem, em uma época seca, evidenciando fluxo de água por fraturas; **C)** Escape de água por fratura em detalhe. Em ambas as três fotos foi identificado um mesmo referencial, marcado pela rocha destacada pelo tracejado branco, e a seta branca indica o sentido de fluxo do córrego.



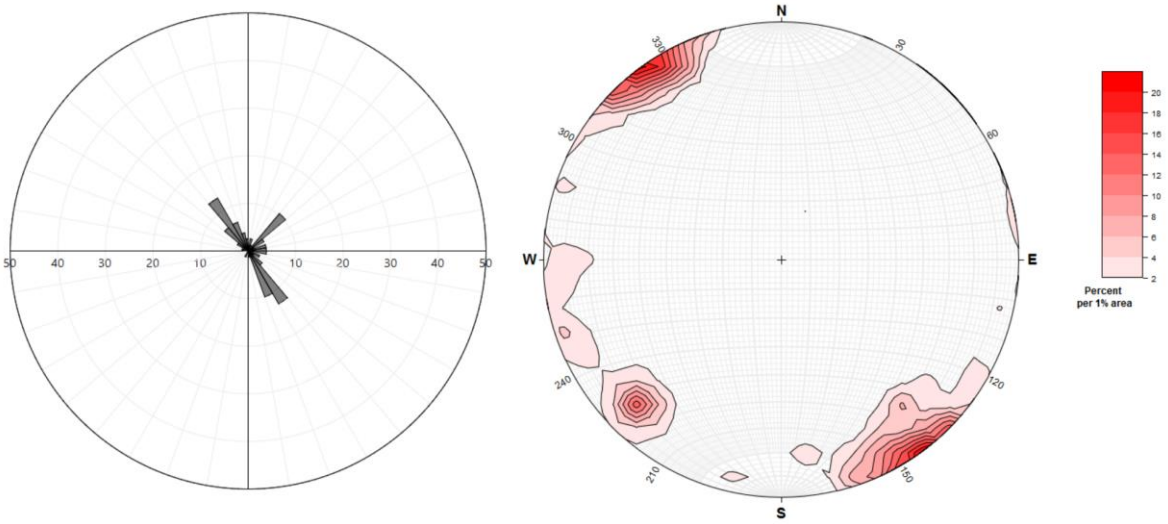
Fonte: Autoria própria.

6.2 Dados estruturais

Com o final da etapa de processamento das análises estruturais medidas nas bacias de segurança D1 e D2, foi gerado um diagrama de rosetas e de contorno para cada bacia, os quais permitem uma melhor visualização das direções preferenciais dos planos de fraturas. Dessa forma, é constituído um dado base para a compreensão dos resultados geofísicos, uma vez que esses planos poderiam indicar os principais fluxos subterrâneos de água da área de estudo.

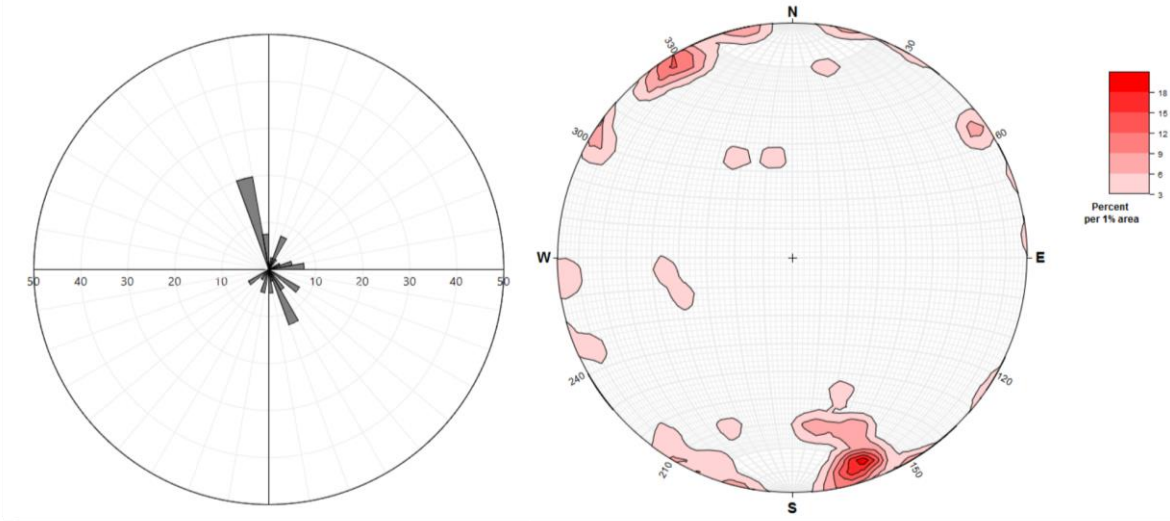
Os resultados do diagrama de roseta e de contorno indicam uma predominância de medidas de orientação NW para as fraturas em ambas as bacias. A bacia de segurança D1, talvez por possuir um número maior de medidas (78 medidas), demonstrou direções mais distribuídas, principalmente entre: NW, NE e SE (figura 17). Já a bacia de segurança D2, com 40 medidas, evidenciou uma maior predominância na direção NW (figura 18).

Figura 17**.** Diagrama de rosetas e diagrama de contorno dos planos de fraturas medidos na bacia D1.



Fonte: Autoria própria.

Figura 18*.* Diagrama de rosetas e diagrama de contorno dos planos de fraturas medidos na bacia D2.



Fonte: Autoria própria.

6.3 Dados geofísicos

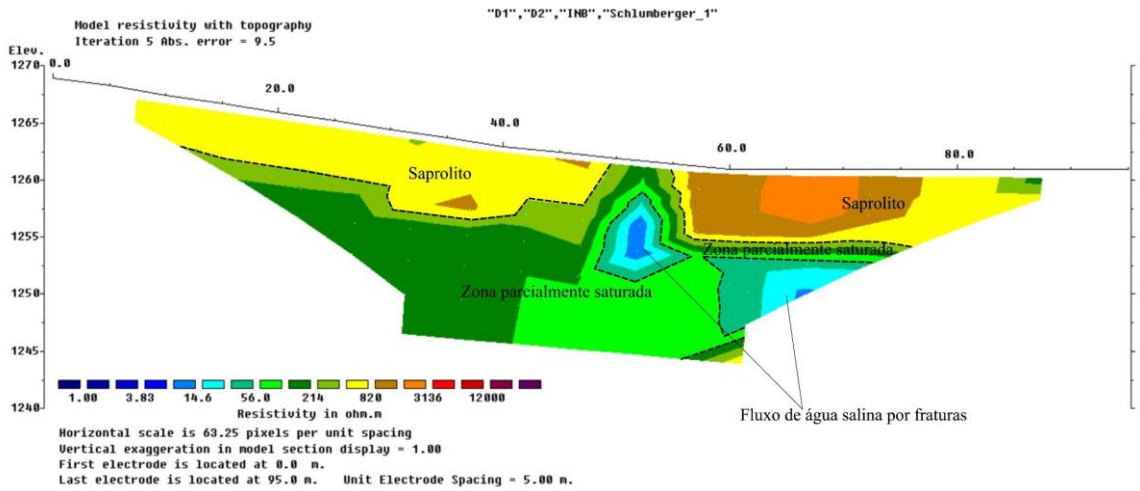
Com o final dos processamentos geofísicos foram gerados modelos de inversão, os quais permitiram a visualização de anomalias em subsuperfície em relação ao meio estudado, o que viabilizou a distinção hidrogeológica entre áreas de fluxo de águas salinas (marcada por valores menores que 20 Ω.m); Zonas saturadas (por valores entre 20 Ω.m e 56 Ω.m); Zonas parcialmente saturadas (valores entre 56

Ω.m e 214 Ω.m) e áreas de rocha seca e saprolito (correspondentes as poções de valores maiores que 214 Ω.m).

A profundidade média real obtida pela pesquisa foi em torno de 20 metros, o suficiente para a abrangência de toda a interface das bacias de segurança D1 e D2. No total, o estudo resultou em 10 modelos de inversão correspondentes às 10 linhas de Eletrorresistividade obtidas. Essas linhas foram agrupadas com base na presença ou ausência de fluxo de água salina (anexos I e II), sendo descritas de forma detalhada a seguir.

A linha 1 (figura 19) está localizada na porção mais ao norte do perímetro da bacia D2 e demonstrou anomalias de baixa resistividade elétrica, entre as cotas de 1247 m e 1260 m, marcadas por valores próximos de 14.6 Ω.m. Estas se encontram de forma localizada e estruturadas subverticalmente, sendo indicativas de fluxo de água salina por fraturas em subsuperfície, envolta por uma zona parcialmente saturada observada através da medida de resistividade elétrica próxima de 200 Ω.m. Além disso, foi possível observar na parte superior do perfil, através de valores próximos a 820 Ω.m, a presença do saprolito seco.

Figura 19. Modelo de inversão da linha 1.

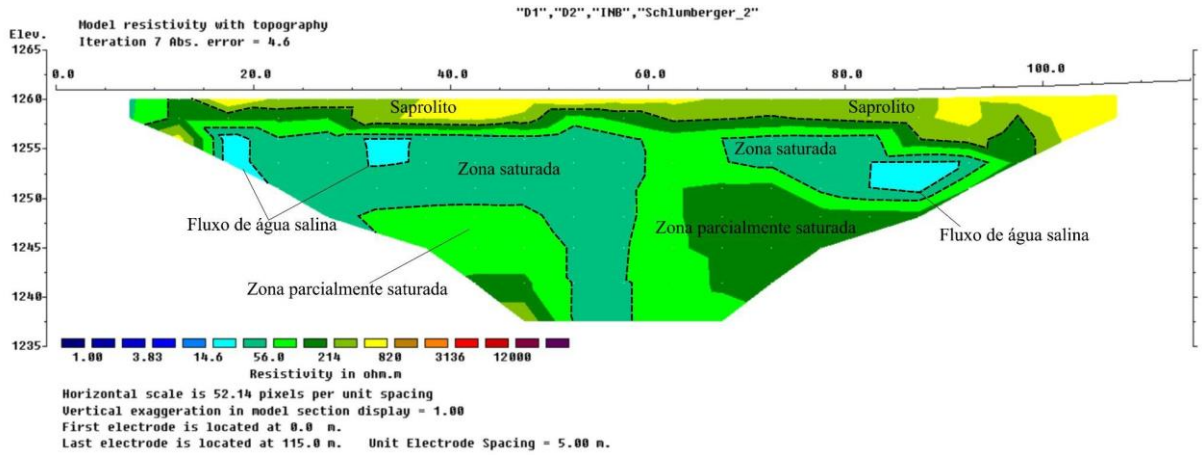


Fonte: Autoria própria.

A linha 2 (figura 20), cobre o perímetro NE da bacia D2 e demonstra predominância de uma zona parcialmente saturada, com valores de resistividade elétrica entre 214 e 56 Ω.m. Bem como uma zona saturada com valores de resistividade elétrica próximos de 56 Ω.m, entre as cotas de 1257 m e 1237 m. Além disso, em 3 pontos da seção, sendo dois localizados na porção oeste e o outro na

parte leste, foram observados valores próximos de 14.6 Ω.m, assimilados a presença de fluxo de água salina, entre as cotas de 1257 m e 1250 m.

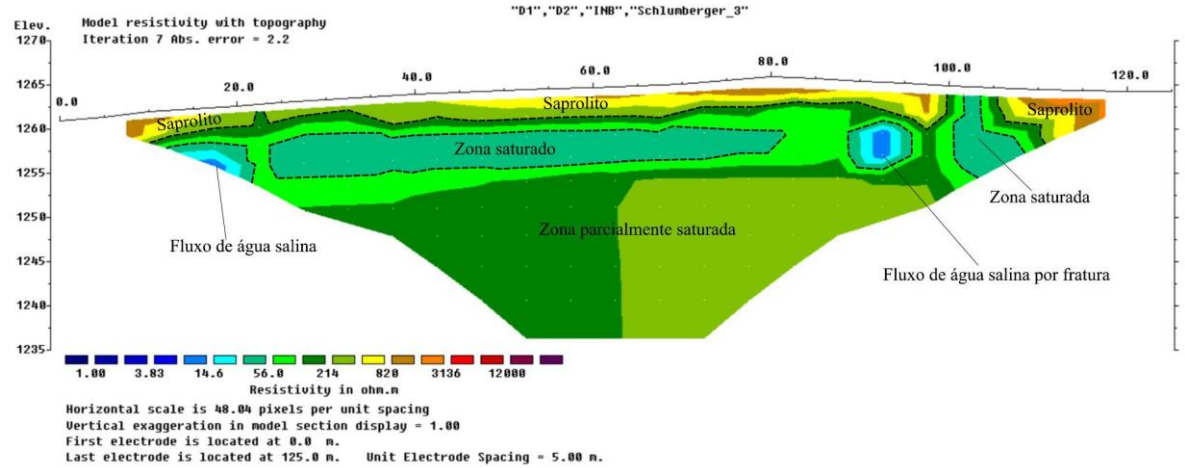
Figura 20. Modelo de inversão da linha 2.



Fonte: Autoria própria.

A linha 3 (figura 21) está localizada mais ao sul da bacia D2 e, assim como a linha 2, apresentou a predominância de uma zona parcialmente saturada, entre as cotas de 1260 m e 1237 m, estabelecida por valores entre 214 e 56 Ω.m de resistividade elétrica. Além disso, há presença de um horizonte saturado, com valores de resistividade elétrica entre 56 e 20 Ω.m, entre as cotas de 1260 m e 1254 m. Bem como a conformação de dois pontos na seção marcados por valores muito baixos de resistividade elétrica, entre as cotas de 1260 m e 1252 m, com valores próximos a 14.6 Ω.m, configurados de maneira localizada e estruturação sub-vertical, o que aponta um fluxo de água salina por fratura.

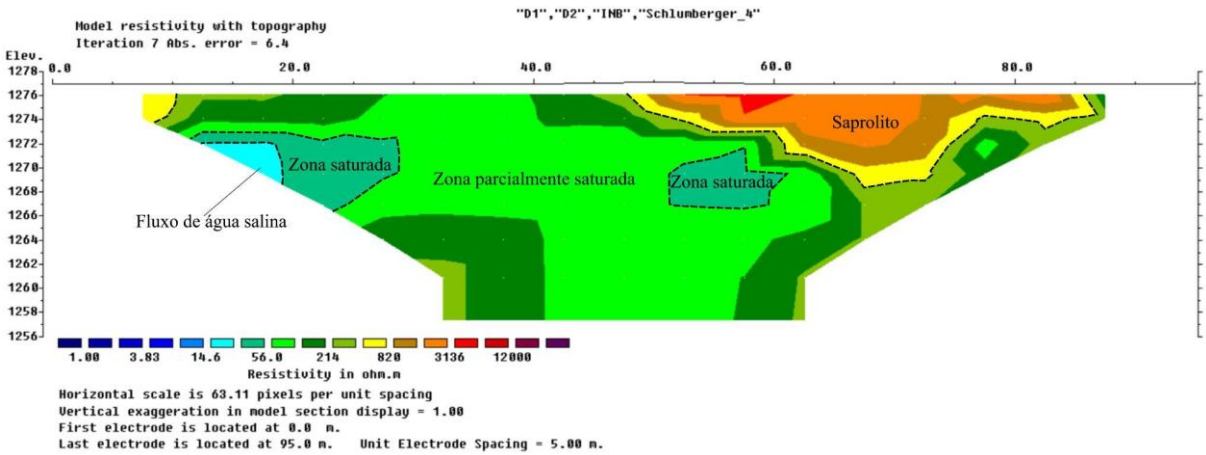
Figura 21. Modelo de inversão da linha 3.



Fonte: Autoria própria.

A linha 4 (figura 22) está disposta no perímetro da bacia D1, paralela à linha 3, e também indicou a predominância de uma zona parcialmente saturada, entre as cotas de 1276 m e 1256 m, através de valores de resistividade elétrica entre 214 e 56 Ω.m. Além disso, demonstrou duas área isoladas de rocha saturada, com valores de resistividade elétrica entre 56 e 20 Ω.m, bem como valores menores que 20 Ω.m na porção mais oeste da seção entre as cotas de 1272 m e 1268 m, que demonstram uma zona de fluxo de água salina. Ademais, foi observado na porção nordeste da seção valores maiores que 820 Ω.m, que indicam o saprolito seco.

Figura 22. Modelo de inversão da linha 4.

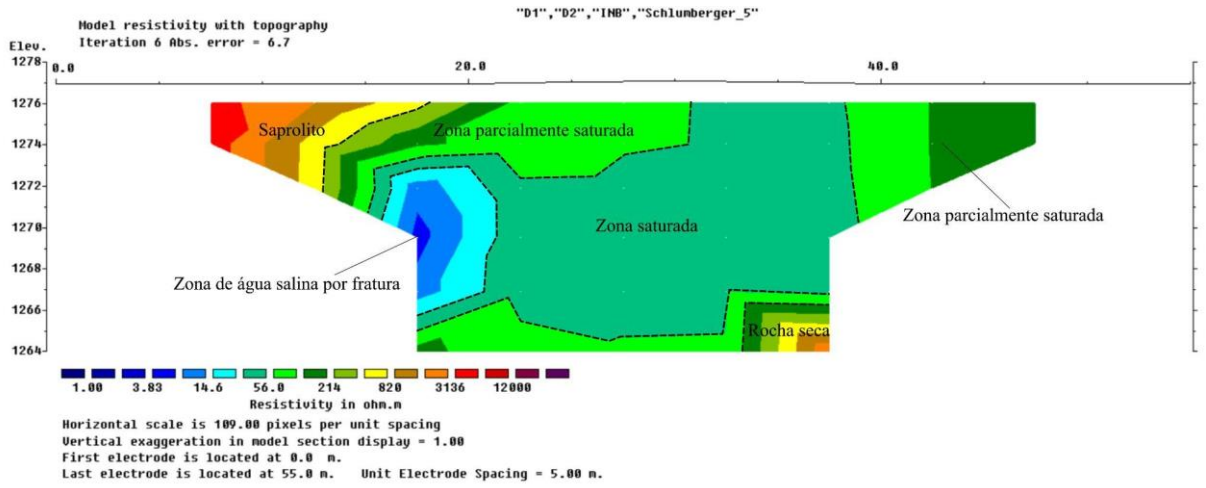


Fonte: Autoria própria.

A linha 5 (figura 23), está situada entre as bacias D1 e D2 e compreende a porção mais central da área. O resultado obtido evidencia a predominância de uma

zona saturada entre as cotas de 1274 m e 1265 m, além da presença marcante de uma porção de resistividade elétrica muito baixa, com valores menores que 20 Ω.m, restrita na porção oeste da seção, entre as cotas de 1273 m e 1266 m, e estruturada de forma subvertical, o que evidencia a presença de fluxo de água salina por fratura. Constituindo uma importante evidência de fluxo de água entres as duas bacias de segurança.

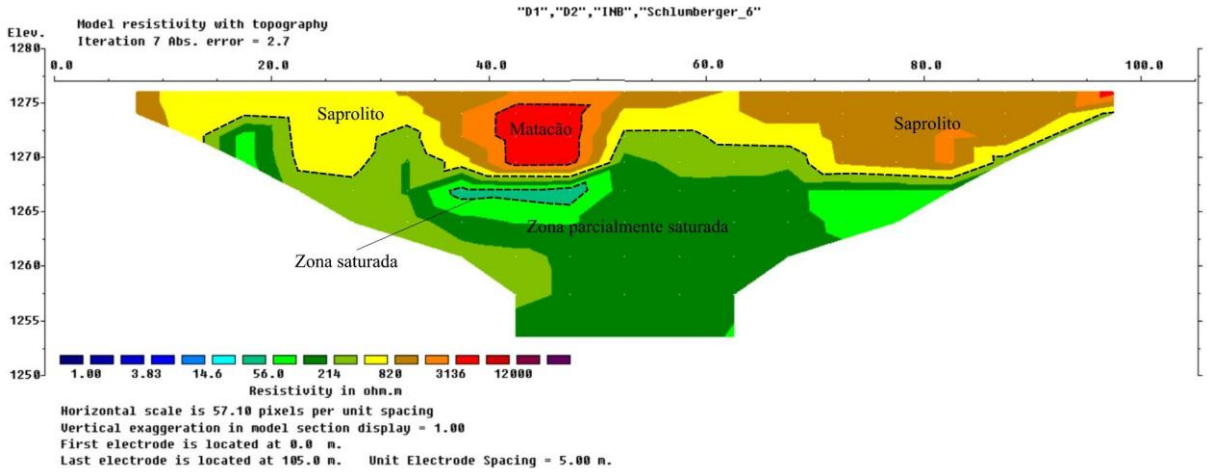
Figura 23. Modelo de inversão da linha 5.



Fonte: Autoria própria.

A linha 6 (figura 24), está localizada no perímetro da bacia de segurança D1, na porção NW da área de estudo e evidenciou uma porção restrita de zona saturada, entre as cotas de 1267 m e 1265 m, com valores de resistividade elétrica entre 56 e 20 Ω.m, inserida em uma área de predomínio de zona parcialmente saturada entre as cotas de 1270 e 1252 metros, com valores de resistividade elétrica entre 214 e 56 Ω.m. Além disso, na porção superior da seção, acima da cota de 1270 metros, há ocorrência do saprolito seco, observado através de valores médios a altos de resistividade elétrica. Além da presença de um remanescente pouco alterado do sienito, na porção central superior, marcada por valores maiores que 3136 Ω.m.

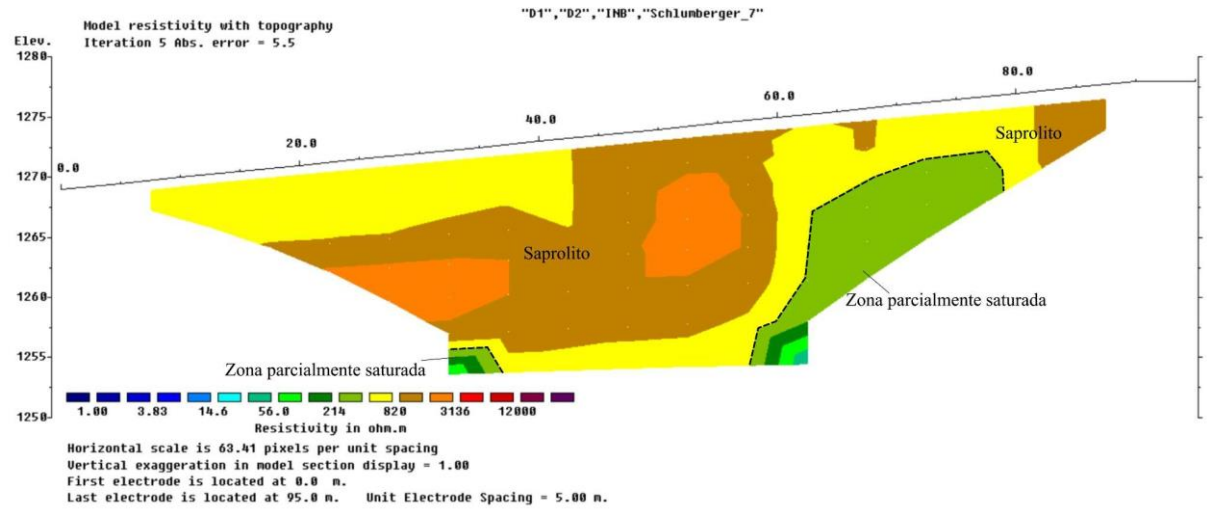
Figura 24. Modelo de inversão da linha 6.



Fonte: Autoria própria.

A linha 7 (figura 25) constitui a linha mais ao sul da área e demonstra predominância do saprolito seco, através de valores de resistividade elétrica maiores que 820 Ω.m. Com exceção de uma pequena porção na parte leste da seção, abaixo da cota de 1270 metros, que indica a presença de uma zona parcialmente saturada com valores próximos a 214 Ω.m.

Figura 25. Modelo de inversão da linha 7.

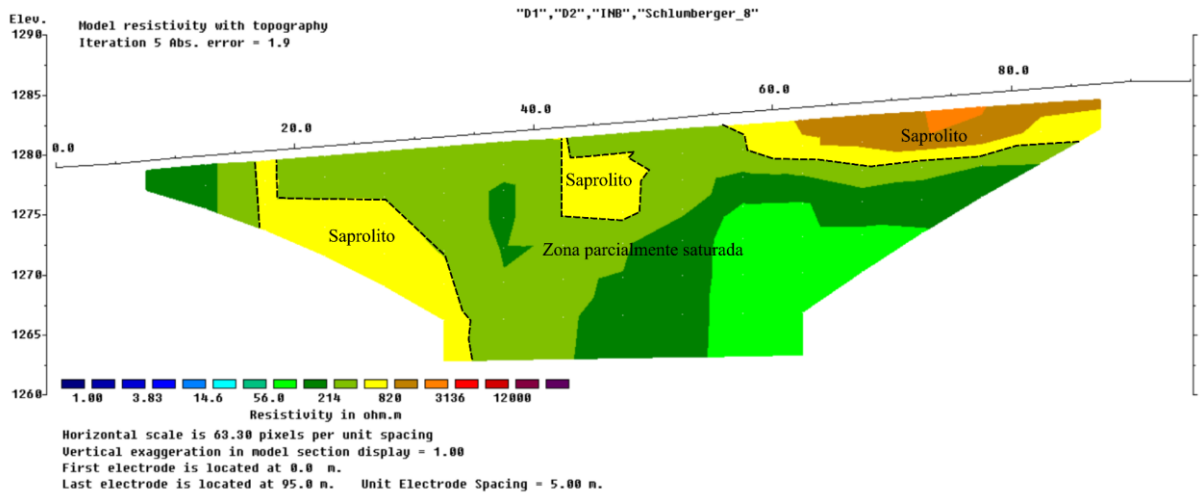


Fonte: Autoria própria.

A linha 8 está contida no perímetro da bacia D1, na porção SW da área e apresenta o domínio de uma zona parcialmente saturada, entre as cotas de 1280 e 1262 metros, com valores próximos de 214 Ω.m de resistividade elétrica. Além disso,

há presença do saprolito seco de forma marcante nas porções superiores da seção, evidenciado por valores de resistividade elétrica superiores a 820 Ω.m.

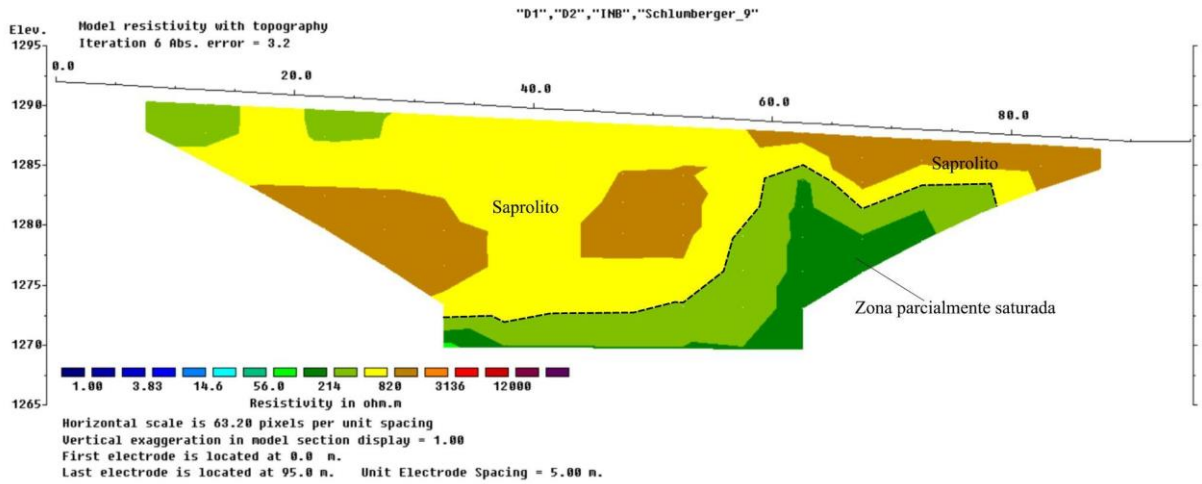
Figura 26. Modelo de inversão da linha 8.



Fonte: Autoria própria.

A linha 9 (figura 27) compreende a linha mais SW da área e corresponde a porção de alto topográfico. Demonstra domínio de valores de resistividade elétrica superiores a 820 Ω.m, que correspondem ao saprolito seco. Com exceção da porção mais ao leste da seção, com valores de resistividade elétrica próximos a 214 Ω.m, que indicam a presença de uma zona parcialmente saturada, abaixo da cota de 1285 metros.

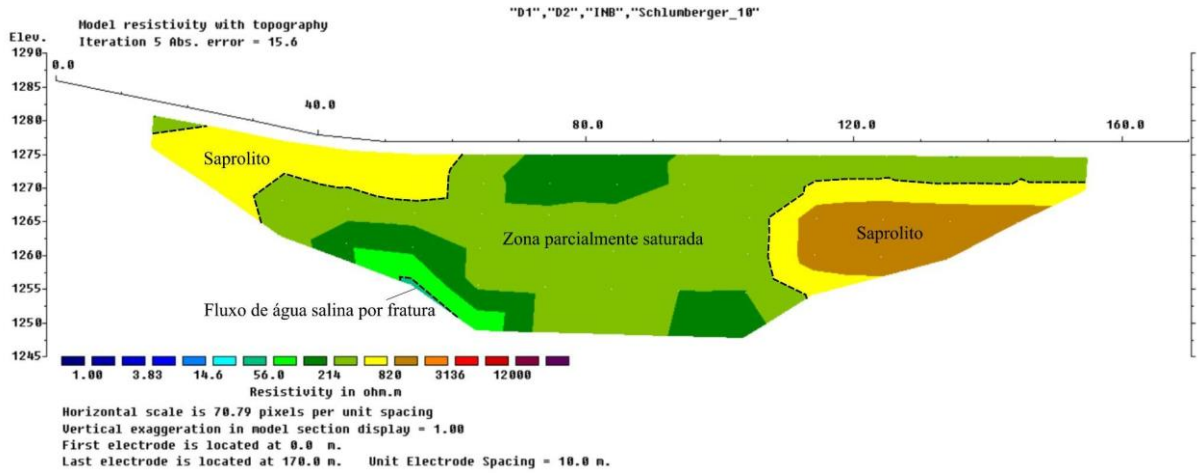
Figura 27. Modelo de inversão da linha 9.



Fonte: Autoria própria.

A linha 10 (figura 28) compreende a linha mais NW da área e possui uma intersecção com a linha 6. Apresenta o predomínio de zona parcialmente saturada, entre as cotas de 1275 m e 1250 m, com valores de resistividade elétrica próximos a 214 Ω.m. E na porção inferior, a oeste da seção, evidencia valores muito baixos de resistividade elétrica, menores que 20 Ω.m, entre as cotas de 1260 m e 1247 m, estruturados de forma subvertical, o que indica um possível fluxo de água salina por fratura. Além disso, há presença do saprolito seco, marcado por valores superiores a 820 Ω.m nas porções superiores da seção.

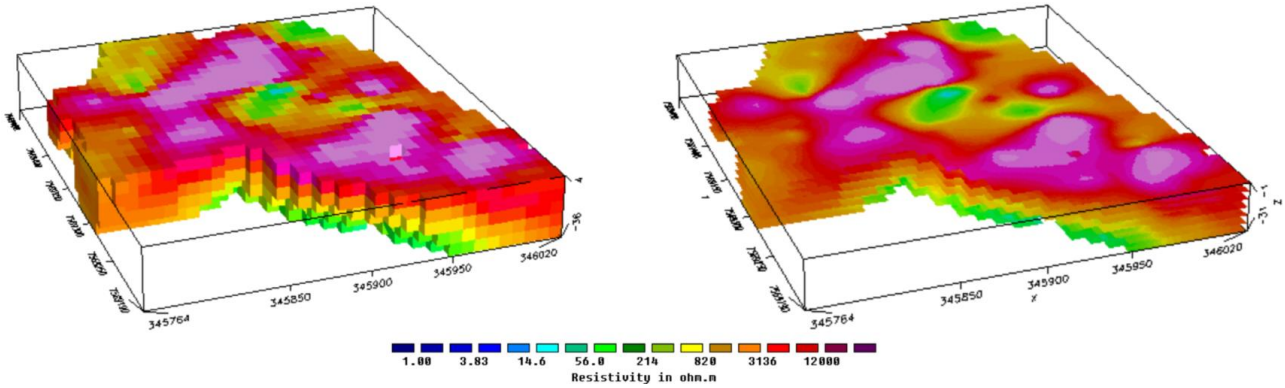
Figura 28. Modelo de inversão da linha 10.



Fonte: Autoria própria.

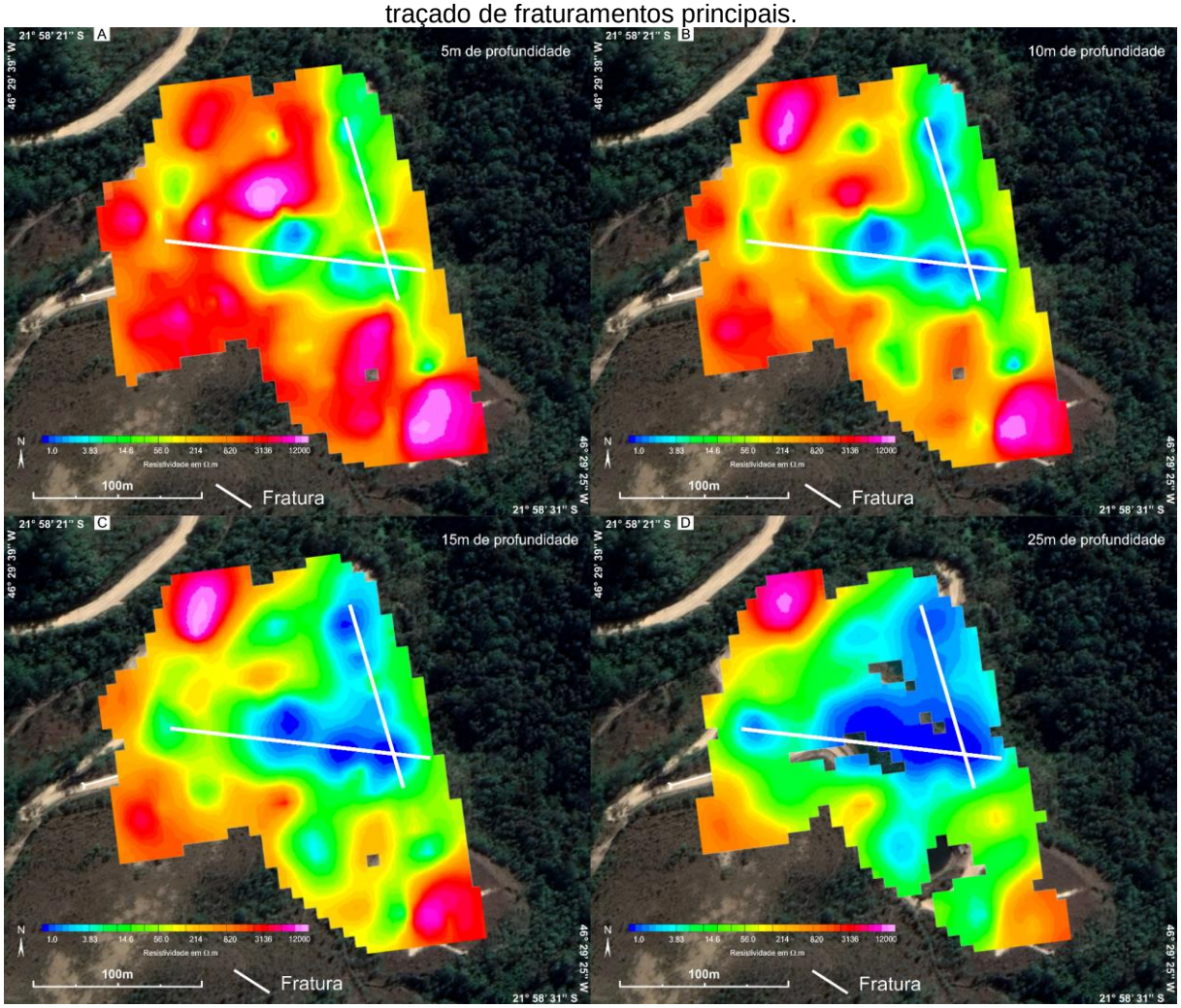
A partir da interpolação das 10 seções geofísicas, foi gerado um modelo pseudo-3D (figura 29) para o parâmetro físico de resistividade elétrica a fim de facilitar a visualização espacial dos resultados. Após o processamento, as imagens foram suavizadas e definidas em 04 níveis de visualização em profundidade. Os níveis em profundidade correspondem às cotas 5 m, 10 m, 15 m e 25 m (figura 30).

Figura 29. Modelos pseudo-3D de resistividade elétrica.



Fonte: Autoria própria.

Figura 30. Diferentes níveis de visualização dos modelos pseudo-3D de resistividade elétrica e traçado de fraturamentos principais.



Fonte: Autoria própria, imagem adaptada do Google Earth (2023).

Com os diferentes níveis de visualização dos modelos pseudo-3D de resistividade elétrica, ficou evidente que a superfície das bacias D1 e D2, possuem

valores mais elevados de resistividade elétrica (valores maiores que 820 Ω.m), abrangendo, em sua maioria, áreas de saprolito seco, principalmente nas áreas de alto topográfico e, a medida que a profundidade aumenta, a resistividade elétrica diminui expressivamente, com início na profundidade de 5 m e de forma mais relevante na profundidade de 25 m, observada pelo aumento em área de valores menores que 20 Ω.m, caracterizadas por fluxos de água salina, e também pela predominância em área, de zonas saturadas e parcialmente saturadas com valores de resistividade elétrica entre 214 e 20 Ω.m.

Ademais, é evidente a presença de um fluxo no sentido vertical a partir da superfície das bacias, e também de um fluxo lateral através de fraturas, demonstrado a partir da orientação das anomalias de baixa resistividade elétrica (menores que 20 Ω.m), principalmente com sentido NW (figuras 18 e 24). Além disso, foi observado que essas anomalias de baixa resistividade elétrica se concentram na porção nordeste da área, principalmente na bacia D2, fato que é diretamente relacionado com a topografia, uma vez que essa área corresponde a porção mais baixa da área.

6.4 Recomendações técnicas para enfrentamento do problema

Após identificar a presença de escape de água por fraturas nas bacias D1 e D2, é necessário estabelecer planos de remediação para o problema observado. Dessa forma, a seguir são citadas duas opções viáveis para o enfrentamento do problema:

6.4.1 Implantação de geossintéticos na base das bacias:

De acordo com a norma brasileira ABNT NBR ISO 10318 (2013), geossintéticos são produtos naturais nos quais pelo menos um de seus componentes é produzido a partir de um polímero sintético. Eles são utilizados na forma de mantas, tiras ou estruturas tridimensionais e bastante aplicados em resoluções de escopo geotécnico.

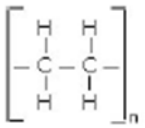
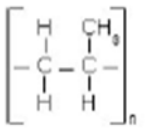
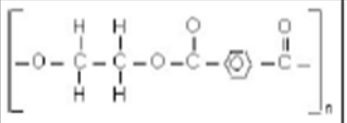
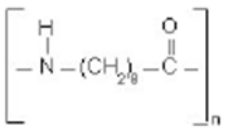
Segundo Sieira (2003), os principais polímeros usados para a fabricação dos geossintéticos são: polietileno de alta densidade (PEAD), polietileno (PE), polipropileno (PP), poliéster (PET), policloreto de vinila (PVC) e a poliamida (PA), sendo que cada um desses polímeros possuem propriedades físicas e químicas totalmente diferentes, as quais interferem de forma direta na aplicabilidade do geossintético produzido (tabelas 1, 2 e 3).

Tabela 1. Vantagens e desvantagens de cada polímero base.

Polímero Base	Vantagens	Desvantagens
Polipropileno Polietileno	Inatividade química em soluções ácidas e básicas Baixo custo	Baixo módulo elástico Elevada deformação sob carga constante (fluência)
Poliéster	Elevado módulo elástico Baixa deformação sob carga constante (fluência) Custo relativamente baixo	Perda das características mecânicas sob a ação de soluções básicas
Poliamida	Elevado módulo elástico Alta resistência à abrasão	Perda das características mecânicas por permanência prolongada em água Custo elevado

Fonte: Siera (2003).

Tabela 2. Monômeros dos polímeros de geossintéticos.

2.2.4.1.1.1.1.1 olímero	Monômero	Tipos de Geossintéticos
Polietileno (PE)		Geotêxteis Geomembranas Geocompostos ***Geogrelhas*** Georredes
Polipropileno (PP)		Geotêxteis Geomembranas ***Geogrelhas*** Geocompostos
Poliéster (PET)		Geotêxteis Geocompostos ***Geogrelhas***
Poliamida (PA)		Geotêxteis Geocompostos ***Geogrelhas***

Fonte: Koerner (1998).

Tabela 3. Principais aplicações dos geossintéticos.

Geossintético	Aplicação						
	Reforço	Filtração	Drenagem	Proteção	Separação	Impermeabilização	Controle de Erosão
Geotêxtil	✔	✔	✔	✔	✔		✔
Geogrelhas	✔						
Geomembrana					✔	✔	
Geocompostos	✔		✔			✔	
Geobarras	✔						
Geoespaçadores			✔				
Geotiras	✔						
Georredes			✔				
Geotubos			✔				
Geomantas						✔	✔
Geocélula	✔						✔

Fonte: adaptado de Koerner (1998).

Com a finalidade de impermeabilização basal das bacias D1 e D2, o uso de geomembranas, geocompostos ou geomantas podem ser interessantes pelo fato de serem constituídos de polipropileno ou polietileno e por estes possuírem um baixo custo, além de inatividade química em soluções ácidas e básicas e providenciar uma efetiva impermealização, assim evitando o escape de água por fraturas.

Para esse procedimento, é essencial uma análise mais profunda e um desenvolvimento mais cuidadoso da alternativa, sendo recomendado a realização da manutenção durante os meses de abril a setembro (época de estiagem), onde o nível de água das bacias estaria baixo e por meio de sistemas de drenos, poderia terminar de evacuar a água e implementar os geossintéticos (figura 31).

Figura 31. Exemplo de uso de geossintético para fins de impermeabilização.

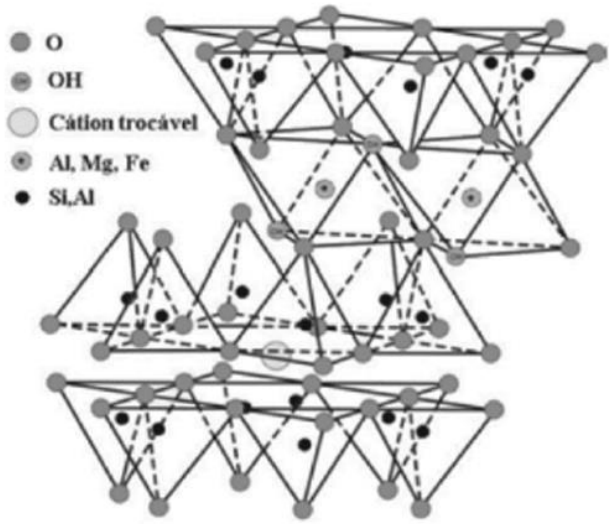


Fonte: Feldkircher (2008).

6.4.2 Selamento dos pontos de infiltração na base das bacias por uso de bentonita:

Bentonita consiste em um argila composta predominantemente por montmorilonita (GRIM, 1978). A montmorilonita é um argilomineral pertencente ao grupo da esmectita e possui uma estrutura cristalina composta por duas folhas tetraédricas de silicato e uma folha central octaédrica de alumina (figura 32). No interstício entre as camadas há presença de moléculas de água adsorvidas e cátions, os quais podem variar entre Ca2+, Mg2+ e Na+; de acordo com a predominância de cada cátion são denominadas bentonitas: cálcicas, sódicas e policatiônicas, respectivamente (AMORIM *et al*., 2006).

Figura 32. Estrutura cristalina da montmorilonita



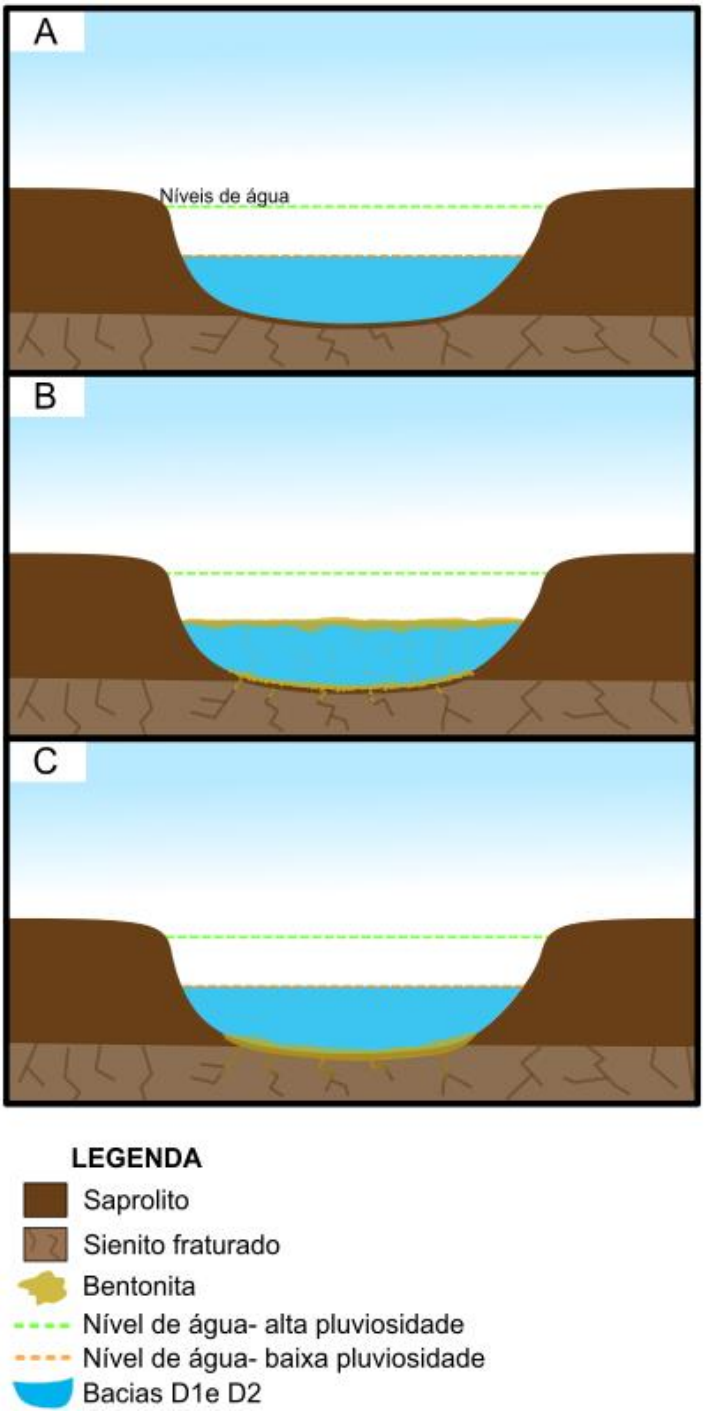
Fonte: Coelho & Santos (2007).

As argilas bentoníticas possuem uma alta aplicabilidade para fins industriais e geotécnicos, sendo a impermeabilização uma delas. Dessa forma, podem ser utilizadas para a impermeabilização de subsolos, túneis, garagens subterrâneas, lagoas de estabilização de rejeitos provenientes de processos industriais, entre outros (FERREIRA *et al.*, 2003). Além disso, segundo Ferreira *et al.* (2003), o uso de argilas bentoníticas para a impermeabilização de lagoas de estabilização previne a contaminação do solo e das águas do lençol freático.

Com enfoque na impermeabilização das bacias D1 e D2, um dos métodos de uso da bentonita seria através do processo de dispersão, o qual pode ser aplicada diretamente em água, na área a ser impermeabilizada e à medida que decanta impermeabiliza o substrato (FERREIRA *et al.*, 2003).

Assim, após estudos mais aprofundados quanto a aplicação do método, quando as bacias D1 e D2 estiverem com nível baixo de água, poderia ocorrer o despejo de bentonita, a qual iria decantar e realizar o preenchimento das fraturas e constituindo uma barreira de forma a evitar o escape de água (figura 33).

Figura 33. Esquema exemplificando a impermeabilização através do selamento dos pontos de infiltração na base das bacias por uso de bentonita. A) Bacia com nível de água baixo; B) Despejo de bentonita e processos de dispersão e de decantação; C) Preenchimento das fraturas pela sedimentação de bentonita.



Fonte: Autoria própria.

7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A aplicação do método geofísico de Eletrorresistividade foi satisfatório no reconhecimento das principais áreas de escape de água por fratura das bacias de segurança D1 e D2. Com a geração dos modelos de inversão, foi realizada a distinção por contraste de resistividade elétrica, entre áreas de fluxo de água salina por fratura (menores que 20 Ω.m), zonas saturadas (entre 20 e 56 Ω.m), zonas parcialmente saturadas (entre 56 e 214 Ω.m) e áreas de saprolito e rocha seca (maiores que 214 Ω.m).

Além disso, com a elaboração dos modelos pseudo-3D, foi possível observar a diminuição da resistividade elétrica com o aumento da profundidade, o que marca a presença de um fluxo vertical proveniente das bacias, bem como a dispersão orientada das anomalias de baixa resistência elétrica, que evidenciam a existência de fraturas que permitem o movimento lateral desses fluxos. Ademais, foi observado que os fluxos de água salina se concentram na bacia D2, e possuem sentido principalmente para NW, dessa forma, concordante com os dados obtidos durante o levantamento estrutural.

Diante dos resultados hidrodinâmicos identificados, de forma a evitar maiores danos ao meio ambiente, é necessário considerar estratégias práticas e acessíveis para controlar o escape de água por fraturas nas bacias D1 e D2. A fim de colaborar com a efetividade da recuperação ambiental e possibilitar o descomissionamento da mina, uma soluçãointeressante e que pode ser melhor estudada é o uso de bentonita para o preenchimento das fraturas presentes na interface das bacias.

A bentonita consiste em uma argila altamente expansiva capaz de formar uma barreira impermeável quando seca, assim proporciona o bloqueio do fluxo de água à medida que impregna fraturas ou copartimentos vazios das rochas. Além disso, possui capacidade de absorver grandes quantidades de água, além de possuir alta resistência à degradação química; o que caracteriza, portanto, uma opção economicamente viável e que atue no sentido de possibilitar o manejo e continuidade de operação das bacias.

8. REFERÊNCIAS

ABEM. Terrameter LS – Instruction manual. ABEM Instrument AB, Sundbyberg, 122 p. 2012.

AMORIM, L. V., VIANA, J. D., FARIAS, K. V., BARBOSA, M. I. R., & FERREIRA, H. C. (2006). Estudo comparativo entre variedades de argilas bentoníticas de Boa Vista, Paraíba. *Matéria (Rio de Janeiro)*, *11*, 30-40.

ARAÚJO, E. R.; OLIVIERI, R. D.; FERNANDES, F. R. C. (2014). Atividade mineradora gera riqueza e impactos negativos nas comunidades e no meio ambiente. In: Recursos minerais e sociedade: impactos humanos - socioambientais - econômicos. Rio de Janeiro: CETEM/MCTI.

BRONZATTI, F. L.; IAROZINSKI NETO, A. (2006). Matrizes energéticas no Brasil: cenário 2010-2030. Encontro Nacional de Engenharia de Produção, v. 28, p. 13-16.

CAMARERO, P. L. (2016). Análise de integridade física de barragens de terra a partir da integração do método geofísico da eletrorresistividade com ensaios geotécnicos.

CAMARERO, P.L., MOREIRA, C.A., TARGA, D.A. DUZ, B. G.; PEREIRA, H. G. (2022). Analysis of Acid Drainage Flow Zones in a Rocky Massif in a Uranium Mine from Structural and Geophysical Diagnoses.Mine Water Environ 41, 303–316. https://doi.org/10.1007/s10230-021-00827-6.

CAPOVILLA, M. M. G. M. (2001) Urânio nos hidrotermalitos potássicos (“rocha potássica”) da mina Osamu Utsumi, Complexo Alcalino de Poços de Caldas, MG. 2001, 149 p. Tese de doutorado – Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências, São Paulo, SP.

CARVALHO FILHO, C. A. (2014). Avaliação da Qualidade das Águas Superficiais no Entorno das Instalações Minero-Industriais de Urânio de Caldas, Minas Gerais. Teses de (Doutorado) Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear-CDTN, Belo Horizonte – MG, 339 p.

CASAGRANDE M.F.S., MOREIRA C.A., TARGA D.A. Study of Generation and Underground Flow of Acid Mine Drainage in Waste Rock Pile in an Uranium Mine Using Electrical Resistivity Tomography. Pure and Applied Geophysics 177:703–721. https://doi.org/10.1007/s00024-019-02351-9, 2019.

CIPRIANI, M. (2002). Mitigação dos impactos sociais e ambientais decorrentes do fechamento definitivo de minas de urânio. Tese de doutorado em Administração e Política de recursos Minerais. Universidade Estadual de Campinas, Campinas – SP, 363p.

COELHO, A. C. V., SANTOS, P. D. S., & SANTOS, H. D. S. (2007). Argilas especiais: argilas quimicamente modificadas-uma revisão. Química Nova, 30, 1282-1294.

CRUZ, W.B.; PEIXOTO, C.A.M. (1991). A Evolução química das águas subterrâneas de Poços de Caldas – MG. Revista Brasileira de Geociências, v. 21, cap. 1, p. 23-33.

DAWOOD, I.; AUBERTIN, M. (2014). Effect of dense materials layers on unsaturated water flow inside a large waste rock pile: a numerical investigation. Mine Water and the Environment, 33(1), p. 24-38.

DE MATOS, E. C.; RUBINI, L. A. (1999). Reservas brasileiras de urânio e sua capacidade de atendimento à demanda interna.

DERBY, O. A. (1887). On nepheline rocks in Brasil, with special reference to the association of phonolite and foyaite, Quart. Jour. Geol. Soc., v. 43, pp. 457-473.

ELLERT, R. (1959). Contribuição à geologia do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. São Paulo, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras – USP, Boletim 237, Geologia 18, p. 5-63.

FAGUNDES, J.R.T. (2005). Balanço hídrico do bota – fora BF4 da mina Osamu Utsumi, INB, como subsídio para projetos de remediação de drenagem ácida. 2005, 121 p. Dissertação de mestrado - Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto.

FELDKIRCHER, W. (2008) Impermeabilização de aterro sanitário com geomembrana. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel em Engenharia Civil)–Universidade de São Francisco. Itatiba.

FRAENKEL, M. O.; SANTOS, R. C.; LOUREIRO, F. E. V. L.; MUNIZ, W. S. (1985). Jazida de urânio no Planalto de Poços de Caldas – Minas Gerais. Principais depósitos minerais do Brasil, v. 1, Recursos Minerais Energéticos, MMe, DNPM e CVRD, Brasília, p. 89-103.

FRANKLIN, M. R. (2007). Modelagem numérica do escoamento hidrológico e dos processos geoquímicos aplicados à previsão da drenagem ácida em uma pilha de estéril da mina de urânio de Poços de Caldas – MG. Tese de doutorado em ciências em Engenharia Civil. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro – RJ, 358p.

GRIM, R. E. (1978). Bentonites-geology, mineralogy, properties, and uses. The history of the development of clay mineralogy. Clays Clay Minerals, v. 36, p. 97-101.

HOLMES, D. C.; PITTY, A. E.; NOY, D. J. (1992). Geomorphological and hydrogeological features of the Poços de Caldas caldera analogue study sites. Journal of Geochemical Exploration, v. 45, p. 215-247.

HSUAN, Y. G.; KOERNER, R. M. (1998). Antioxidant depletion lifetime in high density polyethylene geomembranes. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, v. 124, n. 6, p. 532-541.

INFANTE, A.P.M, SILVA, A. C. S. C., GUIMARÃES, C. C., CRUZ, D. R. R. (2019). Aplicação do método da eletrorresistividade para estudo do fluxo subterrâneo de uma surgência cárstica no distrito de Coqueiral, Nobres-MT. In: ZAMPAULO, R. A. (org.) CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 35. Bonito. Anais... Campinas: SBE, 2019. p.330-335. Disponível em: <http://www.cavernas.org.br/anais35cbe/35cbe_330-335.pdf>. Acesso em: 13/11/2023.

KEAREY, P; BROOKS, M; HILL, I. (2002). An introduction to Geophysical exploration. Tradução de Maria Cristina Moreira Coelho. 1° ed. São Paulo: Oficina de Textos, 429 p.

KNODEL, K.; LANGE, G.; VOIFT, H.-J. (2007). Environmental Geology – Handbook of Field Methods and Case Studies. Germany: Springer, 1357 p.

MACHADO, L. A.; SCHNEIDER, I. A. H. (2008). Ensaios estáticos e cinéticos para a prevenção da geração de drenagem ácida de minas da mineração de carvão com escória de aciaria. Rem: Revista Escola de Minas [online]. v. 61, n. 3, pp. 329-335. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S0370-44672008000300011>. Epub22Out2008.ISSN1807-0353.https://doi.org/10.1590/S0370-4467200800030001.

MAGNO JÚNIOR, L. B. (1995). Osamu Utsumi Mine, Geologic Presentation. In: Relatório interno NUCLEBRÁS. Rio de Janeiro, RJ.

MOREIRA, C. A.; MONTENEGRO LAPOLA, M.; CARRARA, A. (2016). Comparative analyzes among electrical resistivity tomography arrays in the characterization of flow structure in free aquifer. Geofísica internacional, v. 55, n. 2, p. 119-129.

NASCIMENTO, M. R. L. (1998). Remoção e recuperação de urânio de águas ácidas de mina por resina de troca iônica. 1998, 93 p. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal de São Carlos.

SADOWSKI, G. R. (1987). A possible relation between pulses of platform activation and plate kinematics. Tectonophysics, 143, p. 43-57.

SCHORSCHER, H. D.; SHEA., M.E. (1992). The regional geology of the Poços de Caldas alkaline complex: mineralogy and geochemistry of selected nepheline syenites and phonolites.J. Geochem. Explor. v. 45, p. 25-51.

SIEIRA, A. C. C. F. (2003). Estudo experimental dos mecanismos de interação solo-geogrelha. Tese (Doutorado) - Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 363 f. Disponível em:

<https://www.maxwell.vrac.puc-rio.br/4295/4295_3.PDF>. Acesso em: 20 novembro de 2023.

SOUZA, A. M.; SILVEIRA, C. S.; PEREIRA, R. M. (2013). Contribuições dos metais provenientes das pilhas de rejeito da Mina Osamu Utsumi em drenagens do Complexo Alcalino de Poços de Caldas. Geochimica Brasiliensis, v. 27, n. 1, p. 63, 30 Sep.

SUZIN E SILVA, M. M. CARVALHO, E. F U.; RIELLA, H. G. (2016). Tratamento oxidativo em águas residuais da mineração de urânio com oxidação avançada de ozônio. In: OZÔNIO na recuperação de solos e recursos hídricos contaminados por mineração. Criciúma, SC: UNESC, p. 71-109.

TARGA, D. A. (2020). Análise da geração de drenagem ácida de mina em pilha de rejeito sulfetada a partir de levantamento geofísico e dados hidroquímicos. Dissertação (Mestre em Geociências e Meio Ambiente) - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro – SP, 107p.

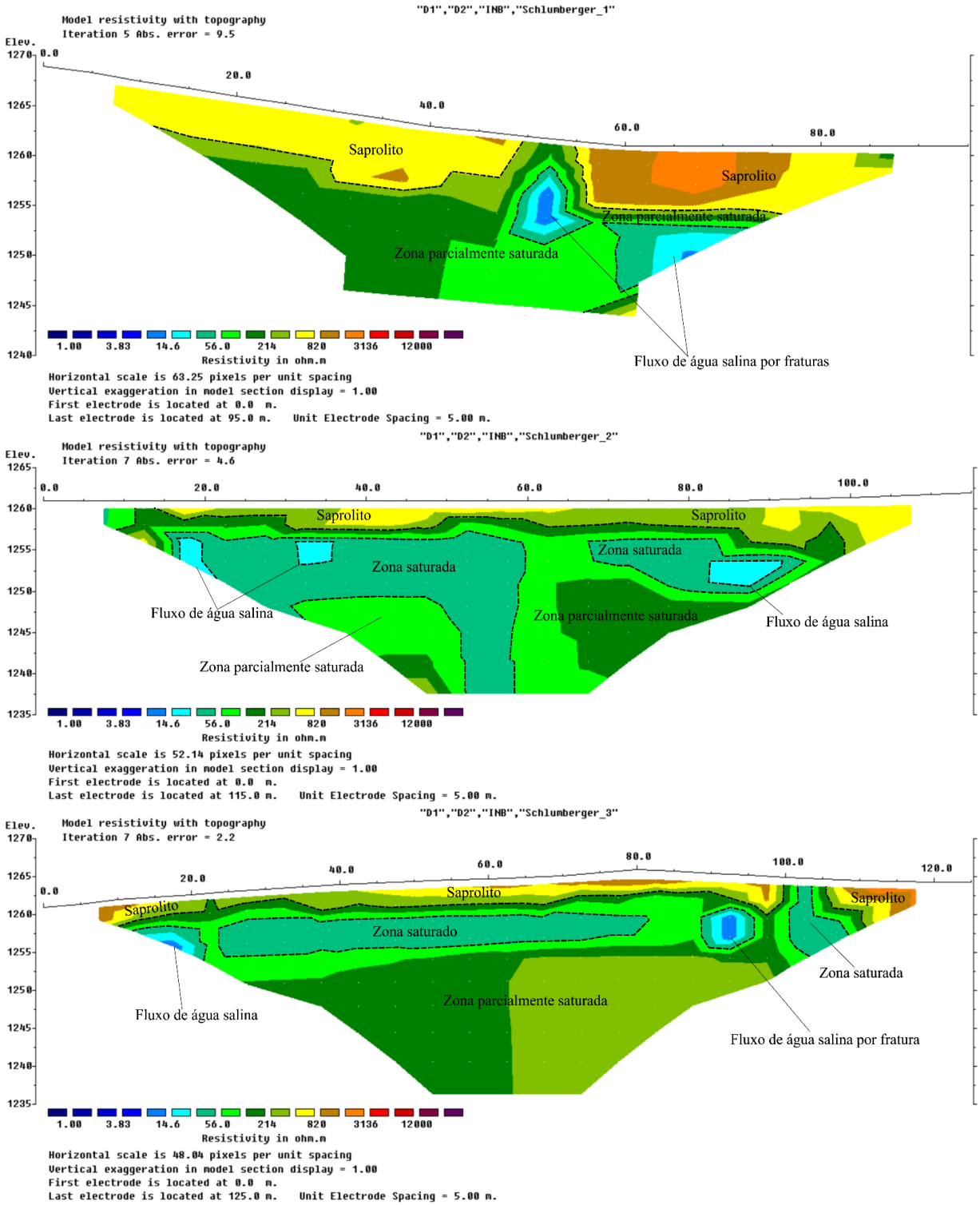
TARGA, D. A.; MOREIRA, C. A.; CAMARERO, P. L.; CASAGRANDE, M. F. C.; ALBERTI, H. L. C. (2019). Structural analysis and geophysical survey for hydrogeological diagnosis in uranium mine, Poços de Caldas (Brazil). SN Applied Sciences, 1:299.

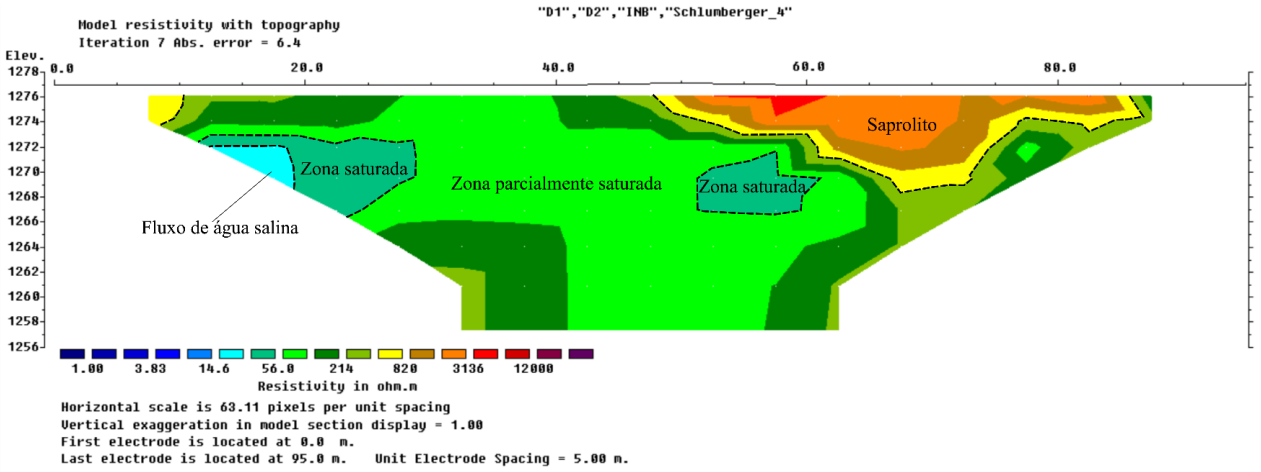
ULBRICH, H. H.; ULBRICH, M. N. C. (1992). O Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP: Características petrográficas e estruturais. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo. Roteiro de Excursões, p. 64.

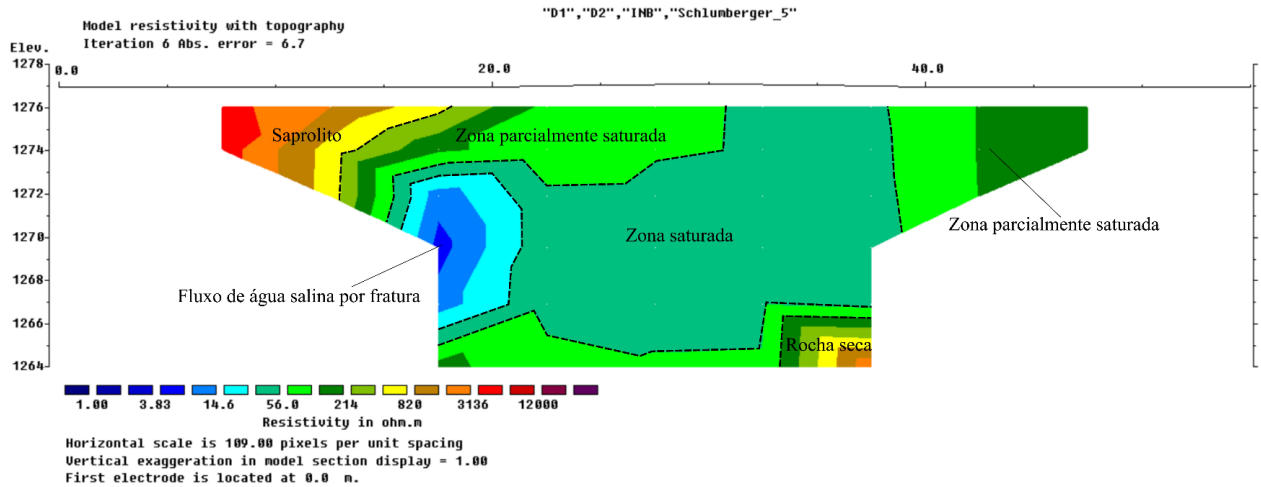
VEGETAÇÃO, PREFEITURA DE POÇOS DE CALDAS, 2017. Disponível em: https://pocosdecaldas.mg.gov.br/perfil/vegetacao/. Acesso em: 21/06/2023.

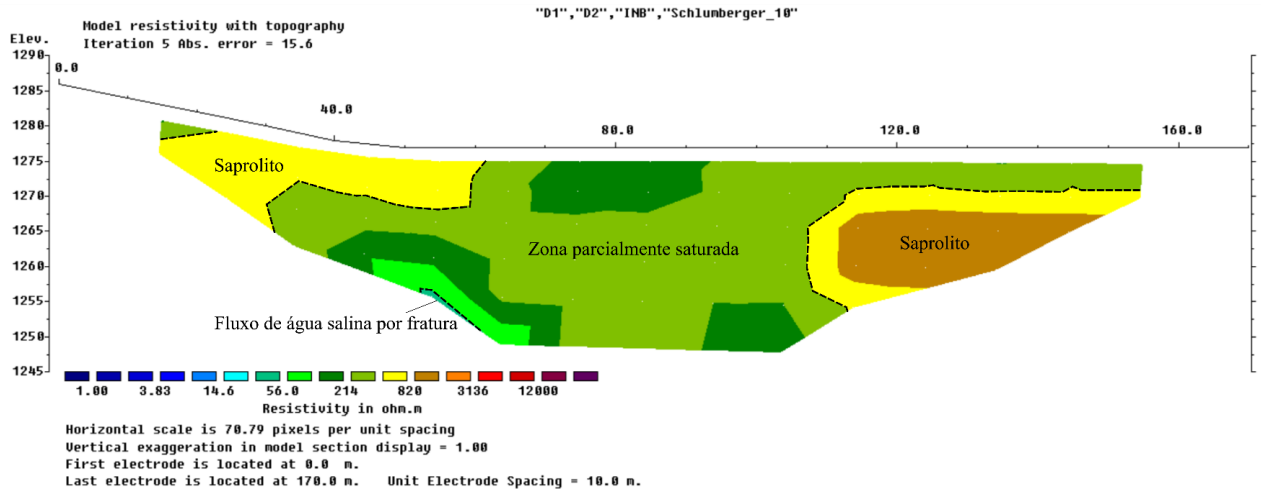
WARD, S. H. (1990). Resistivity and induced polarization methods. In: Society of Exploration Geophysics. In: Investigations in Geophysics, Geotechnical and Environmental Geophysics. v. 1, n. 5, p. 147-198.

ANEXO I- Modelos de Inversão com presença de Fluxo de Água Salina (linhas geofísicas 1, 2, 3, 4, 5 e 10)

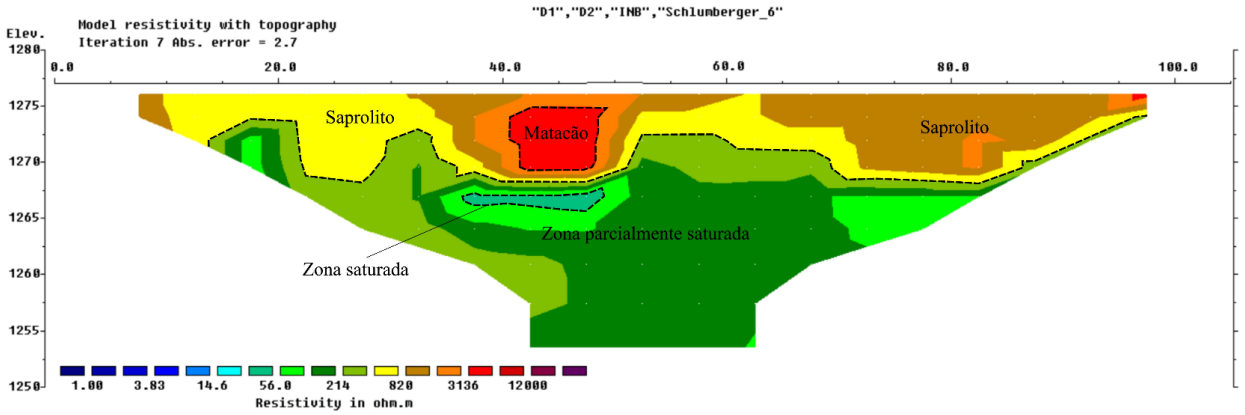

"D1","D2","INB","Schlumberger_1"
Model resistivity with topography
Iteration 5 Abs. error = 9.5
Elev.
Saprolito
Saprolito
Zona parcialmente saturada
Zona parcialmente saturada
Fluxo de água salina por fraturas
1.00 3.83 14.6 56.0 214 820 3136 12000
Resistivity in ohm.m
Horizontal scale is 63.25 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 95.0 m. Unit Electrode Spacing = 5.00 m.
"D1","D2","INB","Schlumberger_2"
Model resistivity with topography
Iteration 7 Abs. error = 4.6
Elev.
Saprolito
Saprolito
Zona saturada
Zona saturada
Fluxo de água salina
Zona parcialmente saturada
Fluxo de água salina
Zona parcialmente saturada
1.00 3.83 14.6 56.0 214 820 3136 12000
Resistivity in ohm.m
Horizontal scale is 52.14 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 115.0 m. Unit Electrode Spacing = 5.00 m.
"D1","D2","INB","Schlumberger_3"
Model resistivity with topography
Iteration 7 Abs. error = 2.2
Elev.
Saprolito
Saprolito
Saprolito
Zona saturado
Zona saturada
Zona parcialmente saturada
Fluxo de água salina
Fluxo de água salina por fratura
1.00 3.83 14.6 56.0 214 820 3136 12000
Resistivity in ohm.m
Horizontal scale is 48.04 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 125.0 m. Unit Electrode Spacing = 5.00 m.

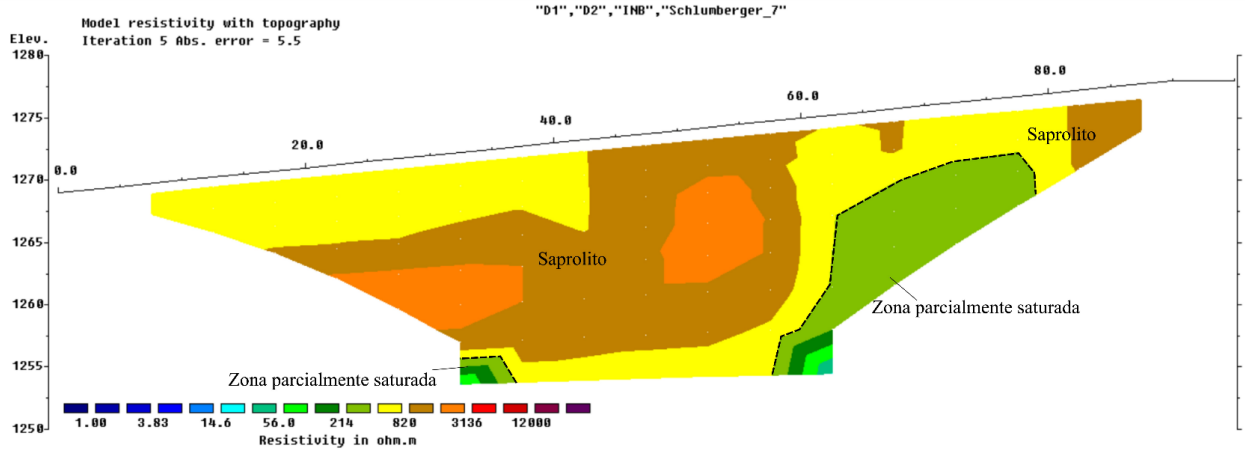

"D1","D2","INB","Schlumberger_4"
Model resistivity with topography
Iteration 7 Abs. error = 6.4
Elev.
0.0
20.0
40.0
60.0
80.0
Saprolito
Zona saturada
Zona parcialmente saturada
Zona saturada
Fluxo de água salina
1.00 3.83 14.6 56.0 214 820 3136 12000
Resistivity in ohm.m
Horizontal scale is 63.11 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 95.0 m. Unit Electrode Spacing = 5.00 m.

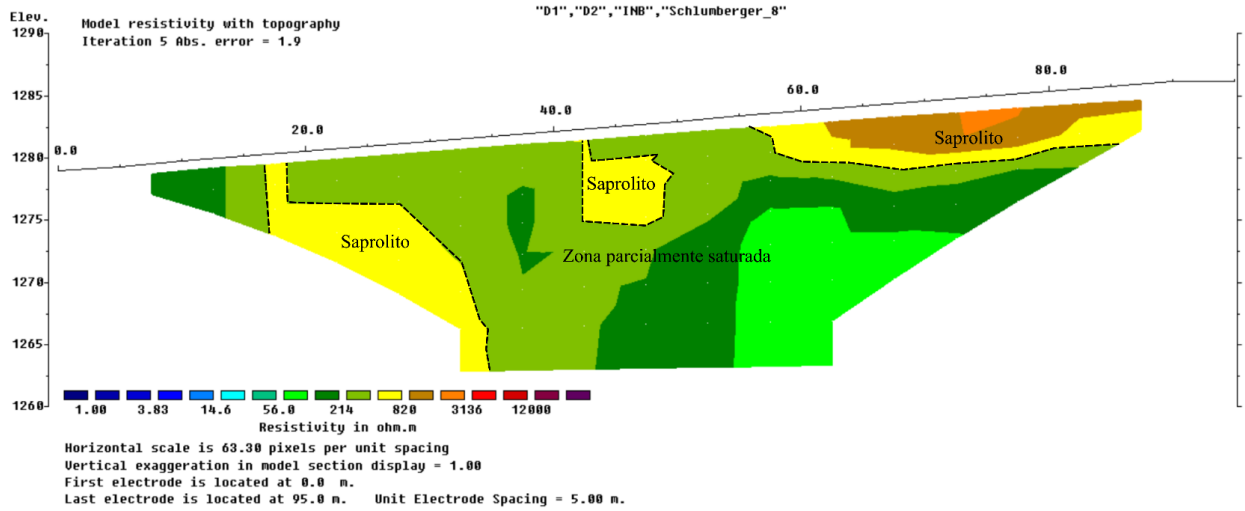

"D1","D2","INB","Schlumberger_5"
Model resistivity with topography
Iteration 6 Abs. error = 6.7
Elev.
0.0
20.0
40.0
Saprolito
Zona parcialmente saturada
Zona saturada
Zona parcialmente saturada
Fluxo de água salina por fratura
Rocha seca
1.00 3.83 14.6 56.0 214 820 3136 12000
Resistivity in ohm.m
Horizontal scale is 109.00 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 55.0 m. Unit Electrode Spacing = 5.00 m.

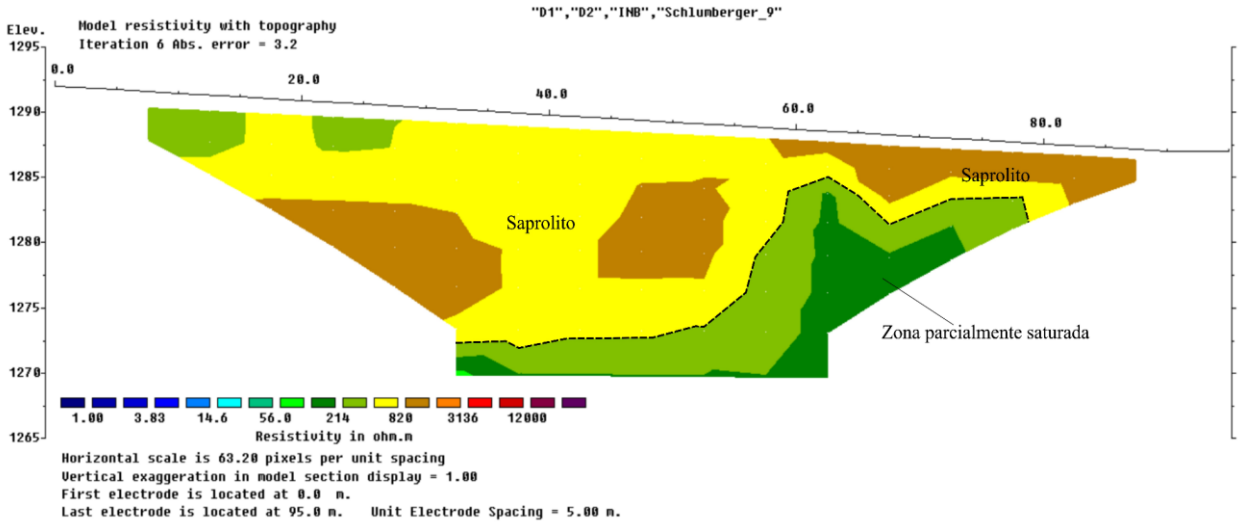

"D1","D2","INB","Schlumberger_10"
Model resistivity with topography
Iteration 5 Abs. error = 15.6
Elev.
0.0
40.0
80.0
120.0
160.0
Saprolito
Zona parcialmente saturada
Saprolito
Fluxo de água salina por fratura
1.00 3.83 14.6 56.0 214 820 3136 12000
Resistivity in ohm.m
Horizontal scale is 70.79 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 170.0 m. Unit Electrode Spacing = 10.0 m.

ANEXO II- Modelos de Inversão com Ausência de Fluxo de Água Salina (linhas geofísicas 6, 7, 8 e 9)


"D1","D2","INB","Schlumberger_6"
Model resistivity with topography
Iteration 7 Abs. error = 2.7
Elev.
1280
1275
1270
1265
1260
1255
1250
0.0
20.0
40.0
60.0
80.0
100.0
Saprolito
Matacão
Saprolito
Zona parcialmente saturada
Zona saturada
1.00
3.83
14.6
56.0
214
820
3136
12000
Resistivity in ohm.m
Horizontal scale is 57.10 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 105.0 m. Unit Electrode Spacing = 5.00 m.


"D1","D2","INB","Schlumberger_7"
Model resistivity with topography
Iteration 5 Abs. error = 5.5
Elev.
1280
1275
1270
1265
1260
1255
1250
0.0
20.0
40.0
60.0
80.0
Saprolito
Saprolito
Zona parcialmente saturada
Zona parcialmente saturada
1.00
3.83
14.6
56.0
214
820
3136
12000
Resistivity in ohm.m
Horizontal scale is 63.41 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 95.0 m. Unit Electrode Spacing = 5.00 m.


"D1","D2","INB","Schlumberger_8"
Model resistivity with topography
Iteration 5 Abs. error = 1.9
Elev.
1290
1285
1280
1275
1270
1265
1260
0.0
20.0
40.0
60.0
80.0
Saprolito
Saprolito
Saprolito
Zona parcialmente saturada
1.00
3.83
14.6
56.0
214
820
3136
12000
Resistivity in ohm.m
Horizontal scale is 63.30 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 95.0 m. Unit Electrode Spacing = 5.00 m.


"D1","D2","INB","Schlumberger_9"
Elev.
Model resistivity with topography
Iteration 6 Abs. error = 3.2
1295
1290
1285
1280
1275
1270
1265
0.0
20.0
40.0
60.0
80.0
Saprolito
Saprolito
Zona parcialmente saturada
1.00
3.83
14.6
56.0
214
820
3136
12000
Resistivity in ohm.m
Horizontal scale is 63.20 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 95.0 m. Unit Electrode Spacing = 5.00 m.