

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Instituto de Geociências

MONOGRAFIA

Prospecção de Quartzo por Polarização Induzida (IP) e Resistividade com Uso dos Arranjos Gradiente e Dipolo-Dipolo

TF-18/13

Fernanda Oliveira Piotto

Orientador: José Domingos Faraco Gallas

São Paulo
2018

Agradecimentos

Agradeço primeiramente aos meus pais por me ajudarem durante toda minha graduação, minhas avós Maria Helena e Maria Ivet, minhas tias Eliana, Meire e Luciana e toda minha família.

Ao meu orientador José Domingo Faraco Gallas pela ajuda e paciência, aos professores Gergely Szabó, Frederico Meira Faleiros, Renato Moraes e Vinicius que me ajudaram em muitas questões sobre meu projeto, à Liza Polo que me ajudou a desvendar as maravilhas do ignimbrito, ao pessoal do laboratório de laminação. Aos meus relatores que com suas sugestões durante o Projeto Inicial e Relatório de Progresso me ajudaram a concluir este trabalho.

Aos meus grandes amigos da geologia que me aguentaram por todos esses anos e me trouxeram grande alegria, principalmente Ana Paula (Caracu), Ingrid (Xita), Maria (Smurf-Smarys), Bianca (Bibi), Amanda (Mandite), Lucas (Bagossauro), Mariana (Ympa), Angela (Xica), Priscila Lydia (Pinga), Laura (Furunka), Carina (Rinder), Camila (Eita Porra), Mariana (Putão), Carolina (Peps), José Gui, ao pessoal do NOIS Alessandro (AIDS), Gabriel (Murtinha), Gabriel (Mãe Loka), Paulo (Pikadero), João (Lady Bug), Raphael (Bambi), Marcelo (Bandida), Bruno (Eunuco), Victor (Kama), Bia, Guilherme (Lejs); Caroline (Chatassa), Monique (Wonka), Ianny (Ema), Gabriel (Blabla), Francly (Xana), Bruna (Garibaudo), Jaqueline, Yuri (Nômade), Raul (Vera), Luigi (Sininho), Mario (Hash), Luiz (Sebo), Saulo (Fedida) e TODOS da turma 56! Às meninas do LEGaL e LabSed Luciana, Thays e Fernanda que aguentam minhas loucuras. Aos meus amigos queridos de outros anos: Jessica (Indi), Aghata (Baia), Carlos, Vinicius (Mac), Marcela (Escrota), Juliana, Lucas (Carioca), Luiz (Brioco), Tom, Lucas (Gretchen), Bruna (Kef), Victor (Kudimel), Xuca, Bilbo, Bruna (Caloi), Bruno (Tutu), Julia (Sonic), Thales (Badalhoca) e todos da turma 57; Carol, Caipiroto, Beatriz (Dana), Mikaella (Grega), Aline (Dama), Maíra (Comes), Ana (Intru), Lucas (Fofote), Mariane (Betonera), Jorge (Bukake), Lys, Tania, Luis (Potuga), Fabio (Ariadna), Karina (Trevas), Mariana (Kiwi), Jaque (agora na Geografia), Samara (Paqueta), Amanda (Nit), Malu (Ocotô), Henrique (Waze), Thaina (Nemsei), Giovanna (Gigi), Alexandre (Byto), Leonardo (Frigido), Geovanna (Gi), Dani, Clara, Marcela (Passi), Milena (Baby), Arthur, Leo, Elis (Pintolé), João (Durval), Cezar, Mika, João (Panacão), Alex (Ed), Gabriela (Baba), Karina (Pitu), Veronica (Levi), Gabriela (Mescalita), Yasmin (Lezera), Thaiz, Marina, Débora, Victor (Tadis), Barbara, Eduardo (Mindi), Livia (Liv), Fabio (Nesquik), Luiz (Dilma), Jhessika (Lilo) e todo o pessoal da geologia que eu paro pra papear por horas, que me fizeram muito feliz durante todos esses anos.

Aos meus amigos que me ajudaram durante o TF: Ingrid Lamoso, Giselli Boschi, Ludmila Teixeira, Amanda Rodrigues, Lia Garpelli, Adriana Virmond, Lucas Tonon e Letícia Costa.

A todos os professores da Geologia que me deram aula, me aguentaram e me ajudaram durante todos esses anos e compartilharam seus conhecimentos comigo, sou eternamente grata.

Aos meus amigos de infância, de colégio e da Geografia, que se tornaram amigos para toda vida e que me aguentam desde sempre Francesca, Débora, Letícia, Imyra, Laura, Anna, Priscila, Gabriel, Renan, Serena, Thales, Julia, Oscar.

Meus primos-irmãos Giovanna, Isabela, Felipe, Guilherme, Lucas e Mateus.

Meus amigos que sempre me acompanharam nos jogos Nathalia (Nanu), John, Priscila, Rafael e Ray.

Pessoal da cantina Brasa, Toninho, Alex e as duas Tamires; motoristas da geo Bira, Adriano e Marciano; pessoal do museu Ideval, Mirian e Camila; aos funcionários Samuca, Renata, Marcos, Brenda, Erica, Estela, ao pessoal da gráfica.

Meus amigos companheiros de viagem de todos os dias para faculdade: Leo, Fernanda, Leticia, Victoria e Eloisa.

Por fim, minha estadia nesta faculdade foi muito especial e agradeço a todos que fizeram parte disso.

RESUMO

Este projeto objetivou a aplicação de métodos geofísicos de eletrorresistividade e polarização induzida na prospecção de quartzo hialino e rutilado em Novo Horizonte, BA, bem como a comparação da efetividade desses dois métodos por intermédio da verificação das propriedades físicas – resistividade e cargabilidade (IP) – do material. O município de Novo Horizonte está inserido no contexto do Cráton São Francisco, mais especificamente na Tectonossequência de Novo Horizonte que é caracterizada por rochas vulcânicas e subvulcânicas, além de rochas piroclásticas e epiclásticas com presença de alteração hidrotermal por toda a área. Esta região é muito conhecida por haver jazimentos de quartzo hialino e rutilado, os quais possuem valor econômico. Com a aplicação do método da eletrorresistividade, utilizando arranjo gradiente, foram detectados e localizados veios quartzosos, em regiões de mais baixa resistividade, enquanto que as regiões de mais alta resistividade representavam a rocha encaixante, o ignimbrito alterado hidrotermalmente. O método da polarização induzida (IP), utilizando o arranjo gradiente, também indicou que os veios estavam em áreas onde os valores de cargabilidade eram mais baixos que a rocha encaixante. No entanto, os veios quartzosos encontrados por esses métodos não possuem valor econômico por se tratar de um quartzo leitoso. Por outro lado, houve algum sucesso econômico, no sentido de que, uma vez definido o tipo e localizações dos jazimentos, a área foi descartada rapidamente, minimizando tempo e recursos econômicos. Os métodos mostraram-se efetivos quanto aos resultados obtidos, uma vez que foram detectados e localizados os veios quartzosos objetos do trabalho. Comparativamente, a resistividade mostrou melhores e mais nítidos contrastes que o IP, evidenciando uma melhor detecção utilizando o método da eletrorresistividade. Os dados utilizados na elaboração deste Trabalho de Formatura foram previamente coletados, reprocessados e analisados.

ABSTRACT

The aim of this study was the application of geophysical methods such as electroresistivity and induced polarization in quartz prospecting, mainly hyaline and rutilated quartz, in Novo Horizonte, BA, as well as compare the efficiency of both methods through the verification of material's physical properties - resistivity and chargeability (IP). The city of Novo Horizonte is inserted in the context of Sao Francisco craton, more specifically, in Novo Horizonte tectonosequency which is characterized for having volcanic and sub-volcanic rocks, as well as pyroclastic and epiclastic rocks with the presence of hydrothermal alteration in the whole area. This area is notorious for having deposits of hyaline and rutilated quartz, which have economic value. Through the application of the electroresistivity method, making use of the gradient array, the quartz veins were detected and located in regions of low resistivity, while the regions of high resistivity characterized the surrounding rock, the hydrothermal altered ignimbrite. The induced polarization method (IP), utilizing the gradient array, also indicated that the veins were located in areas in which the chargeability values were lower than the surrounding rock. However, the quartz veins found by these methods do not have economic value since it is a milky quartz. Regardless, there was some economic success, when it comes to define the type and localization of those deposits, the area was discarded quickly, minimizing time and economical resources. These methods proved effective in regards of its results, since the quartz veins were detected and located. Comparatively, resistivity has shown better and clearer contrasts than IP, giving evidence to a better mean for detection using electroresistivity method. The data employed herein were previously collected, reprocessed and analysed.

SUMÁRIO

RESUMO	I
ABSTRACT	II
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS.....	1
3. TRABALHOS PRÉVIOS.....	2
3.1. Geologia Regional	2
3.2. Jazimentos de Quartzo Hialino e Quartzo Rutilado.....	2
3.3. Modelo Genético das Mineralizações.....	4
4. MATERIAIS E MÉTODOS	5
4.1. Eletrorresistividade	5
4.2. Polarização Induzida (IP)	6
4.3. Arranjo Dipolo-Dipolo e Gradiente.....	9
4.3.1 Dipolo-dipolo.....	9
4.3.2 Gradiente	11
4.4. Disposição dos arranjos em campo	11
4.5. Processamento (inversão) de dados do dipolo-dipolo	14
5. RESULTADOS OBTIDOS.....	15
5.1. Tratamento dos dados	15
5.2. Caracterização da rocha encaixante e veios de quartzo	22
6.INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÃO DE RESULTADOS	27
7. CONCLUSÃO	28
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	29

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa geológico e localização da área de estudo na cidade de Novo Horizonte, BA. Base de dados obtida no site da CPRM.....	4
Figura 2: gráfico do fenômeno IP mostrando as curvas geradas em virtude da aplicação de uma corrente emitida e em seguida cortada em pulsos sucessivos. Gallas (2000) modificado de Sumner (1976).....	6
Figura 3: gráfico do fenômeno IP mostrando a curva de descarga gerada a partir da interrupção do pulso (Gallas, 2000).	7
Figura 4: ilustração mostrando os íons dentro de poros formando uma concentração destes e criando a polarização de membrana. Sumner (1976).....	8
Figura 5: configuração dos eletrodos de corrente AB e os de potencial MN, no arranjo dipolo-dipolo (Gallas, 2000).....	10
Figura 6: esquema da pseudo-seção do arranjo dipolo-dipolo mostrando a disposição dos eletrodos, as relações entre as distâncias e os níveis de investigação (Gallas, 2000).	10
Figura 7: configuração em planta do arranjo gradiente mostrando as relações de distância entre eletrodos e a localização dos perfis de medidas a serem feitos (Gallas, 2000)..	11
Figura 8: Mapa da área estudada com detalhamento do arranjo gradiente, localização das suas estações e coordenadas dos pontos do polígono.....	13
Figura 9: Mapa da área elaborado a partir das coordenadas cedidas mostrando a linha D e a disposição dos eletrodos do arranjo dipolo-dipolo.....	14
Figura 10: mapa de resistividade feito com o arranjo gradiente da primeira parte da área (Gradiente 1), com a região correspondente à embreagem destacada por uma linha preta. Arranjo Gradiente onde AB = 400 e MN = 10m.....	16
Figura 11: mapa de resistividade feito com o arranjo gradiente da outra parte da área (Gradiente 2), com a região correspondente à embreagem destacada por uma linha preta. Arranjo Gradiente onde AB = 400 e MN = 10m.....	16
Figura 12: mapa de resistividade final, efetuada a devida embreagem, mostrando o contraste entre as regiões de mais alta e mais baixa resistividade, azul e vermelho, respectivamente. Arranjo Gradiente onde AB = 400 e MN = 10m.....	17
Figura 13: bloco diagrama da resistividade expondo, num modelo tridimensional, a variação da resistividade por picos, representando as mais altas resistividades e vales, representando as mais baixas resistividades.....	18
Figura 14: mapa produzido através do método IP, com arranjo gradiente, mostrando os valores de mais alta e mais baixa cargabilidade, representada pelas cores vermelhas e azuis, respectivamente. Arranjo Gradiente onde AB = 400 e MN = 10m.....	19
Figura 15: bloco diagrama da cargabilidade expondo, numa simulação tridimensional, a variação desta por picos, representando valores mais altos de cargabilidade e vales,	

representando valores mais baixos de cargaabilidade. Podendo-se notar que essa variação de cargaabilidade não é tão expressiva quanto na resistividade.....	19
Figura 16: pseudo-seção de resistividade aparente (cima) e seção modelada de resistividade (baixo) mostrando a análise da linha D em profundidade onde as áreas em vermelho representam altas resistividades e em azul as baixas.....	20
Figura 17: pseudo-seção de cargaabilidade e seção modelada de cargaabilidade mostrando a análise da linha D em profundidade onde as regiões em vermelho representam os valores mais altos de cargaabilidade e em azul os valores mais baixos.....	21
Figura 18: Mapa de cargaabilidade inserido no mapa geológico da região, mostrando a litologia representativa da área de estudo. Elaborado com os dados vetoriais da CPRM.	22
Figura 19: veios de quartzo leitoso presentes na região estudada. Pode-se notar seu caráter leitoso além de uma camada de rocha bastante alterada, foto a esquerda.....	23
Figura 20: amostra de mão do ignimbrito alterado hidrotermalmente, rocha encaixante, coletada em Novo Horizonte.	24
Figura 21: fotomicrografia da amostra 01, lâmina A, mostrando a foliação de fluxo com bandamento evidenciado pelos <i>fiammes</i> . A rocha possui cristoclastos de quartzo com embainhamento. Polarização simples e aumento de 1,25x.....	25
Figura 22: fotomicrografia da amostra 01, lâmina B, mostrando inclusões fluidas secundárias em cristal de quartzo provavelmente seguindo a orientação de alguma fratura no cristal. Polarização semi-cruzada e aumento de 50x.	26

ANEXO

Figura 1: amostra de quartzo rutilado da região de Novo Horizonte (BA).....	1
Figura 2: fotomicrografia da amostra 01, lâmina A, mostrando um fenocristal de quartzo com embainhamento, feição provavelmente resultante de dissolução no magma. Nota-se também minerais opacos dentro de uma púmice, onde se observa que essa estrutura não foi achatada igual outras possivelmente em virtude desses opacos. Polarização simples e aumento de 1,25x.....	1
Figura 3: fotomicrografia da amostra 01, lâmina A, mostrando o mesmo fenocristal de quartzo da Figura 2, evidenciando os <i>fiammes</i> compostos principalmente por sericita, concordantes à foliação de fluxo piroclástico. Polarização semi-cruzada e aumento de 1,25x.....	1
Figura 4: fotomicrografia da amostra 01, lâmina B, que mostra no canto direito, um pseudo-morfo de feldspato potássico que sofreu sericitização. Polarização semicruzada com aumento de 1,25x.....	2
Figura 5: fotomicrografia da amostra 01, lâmina A, onde é possível verificar ao centro a estrutura da púmice que foi preenchida posteriormente por sericita, além de conter também minerais opacos. É possível a identificação de pequenas estruturas denominadas canalículos,	

onde antes eram vazios. Polarização simples com aumento de 1,25x.....	2
Figura 6: fotomicrografia da amostra 01, lâmina A, evidenciando a presença de microclínio juntamente com outros fragmentos de feldspato de aspecto detrítico. Polarização semi-cruzada com aumento de 10x.....	2

1. INTRODUÇÃO

A região onde este projeto tem seu foco, a Chapada Diamantina, é historicamente uma área de grande produção de quartzo hialino tanto para a indústria, principalmente durante a Segunda Guerra Mundial, quanto, atualmente, ao interesse gemológico das variedades de quartzo: hialino e rutilado.

A utilização de métodos geofísicos é de suma importância em várias áreas da geologia, tendo estes sido utilizados principalmente na prospecção mineral, mas também amplamente utilizados em questões ambientais, hidrogeologia e geologia de engenharia (Gallas, 2000).

A geofísica é tida como um estudo preliminar da área de interesse, pois com os dados obtidos por intermédio destes estudos permite-se acelerar os processos de tomada de decisões, por exemplo, em planejamento de lavras reduzindo o tempo e os custos associados à pesquisa mineral (Martins, 2017).

Por intermédio dos métodos geofísicos de eletrorresistividade e polarização induzida (IP) pode-se detectar e localizar depósitos de veios de quartzo. Tais métodos foram aplicados na área pelo orientador deste projeto para a prospecção dos veios de quartzos e seus resultados foram apresentados no artigo "*Quartz prospecting with induced polarization (IP) and resistivity by using gradient and dipole-dipole arrays*" por Gallas (2015) que dá nome a este Trabalho de Formatura. Os dados coletados e apresentados neste artigo foram retrabalhados e analisados, e servem como base do presente trabalho.

2. OBJETIVOS

O levantamento geofísico, cujos dados foram utilizados na elaboração deste Trabalho de Formatura, teve como objetivo a detecção de assinaturas geofísicas de resistividade e IP que pudessem ser correlacionáveis às ocorrências de grandes massas quartzosas que, em alguns casos, poderiam conter quartzo de interesse econômico – quartzo hialino de boa qualidade com ou sem inclusões de rutilo. Vale ressaltar que, a detecção dessas massas por meios indiretos (geofísica, no caso) é possível, mas sem garantir que ocorra os tipos de quartzo supracitados.

3. TRABALHOS PRÉVIOS

3.1. Geologia Regional

A área de estudo está inserida no contexto tectônico do Cráton São Francisco, mais especificadamente no domínio fisiográfico da Chapada Diamantina, na Bacia Espinhaço Oriental.

De acordo com Guimarães *et al.* (2005) a Bacia Espinhaço Oriental evoluiu de três fases tectônicas que são: pré-rifte, representada pela Formação Serra da Gameleira composta por sedimentos eólicos; uma fase sinrifte na qual compreende duas etapas tectônicas, uma representada por rochas vulcânicas, subvulcânicas ácidas e vulcanoclásticas pertencentes à Formação Novo Horizonte, e outra composta por depósitos lacustres, leques aluviais, flúvio-deltaicos e eólicos pertencentes às Formações Lagoa de Dentro e Ouricuri do Ouro, essas compondo o Grupo Rio dos Remédios; e por fim uma fase pós-rifte denominada sag que é composta por depósitos eólicos da Formação Mangabeira e marinhos rasos da Formação Açuruá.

As etapas tectônicas da fase sinrifte, também chamadas de tectonossequências Novo Horizonte, são compostas principalmente por rochas vulcânicas, subvulcânicas, piroclásticas e epiclásticas de derivação vulcânica. As rochas metavulcânicas presentes na tectonossequência são riolito, dacito, quartzo pórfiro e fenoandesito. Já o conjunto vulcânico e subvulcânico aparentam bastante modificação por meio da ação de fluidos de natureza não esclarecida ainda, podendo ser magmáticos, primários ou secundários, de origem meteórica ou de reações metamórficas ocorridas num evento tectônico posterior. Este conjunto faz parte de um magmatismo peraluminoso e alcalino do tipo A2 (Guimarães *et al.*, 2005).

Há indícios, neste conjunto de vulcânicas/subvulcânicas, de alteração hidrotermal como potassificação, greisenização e silicificação. Além de evidências de deformação observadas pelas zonas de cisalhamento que atravessam os sericita xistos, sericita quartzo xistos, milonitos e ultramilonitos da área (Guimarães *et al.*, *op. cit.*). Esses processos são descritos como sendo responsáveis pelas principais mineralizações presentes na área como de cassiterita, ouro, barita e quartzo rutilado.

Por fim as unidades de topo representam derrames e rochas epiclásticas que marcam períodos magmáticos menos conturbados.

3.2. Jazimentos de Quartzo Hialino e Quartzo Rutilado

Os jazimentos de quartzo da região são divididos em primários e secundários em virtude da sua disposição e formação de acordo com Guimarães *et al.* (2005). Os jazimentos primários dizem respeito aos veios que possuem forma tabular, como também lenticulares e bolsões em certos locais, além disso, contém minerais associados como a hematita e o rutilo.

Esses veios podem ser encontrados concordantes ou discordantes com as rochas encaixantes. A orientação predominante observada nos veios da área é NNW-SSE com uma taxa de variação que vai de N-S a N 40 °W. Há também veios fora dessa taxa de variação, aparecendo até mesmo um *trend* NE-SW. Os mergulhos destes variam desde subhorizontais até subverticais (Guimarães *et al.*, *op. cit.*) e suas dimensões, em alguns garimpos, tem grande variação que giram em torno de 18m até 330m de comprimento de acordo com Santana *et al.* (1975).

Tendo ainda como base Guimarães *et al.* (2005), é observado nesses veios um controle litológico, além do estrutural citado acima, no qual os veios de quartzo rutilados aparecem associados aos metavulcanitos da Formação Novo Horizonte.

Já os jazimentos secundários são de depósitos elúvio-coluvionares tendo como rocha-fonte os veios de quartzo dos jazimentos primários.

Economicamente, graças aos jazimentos de quartzo, a Chapada Diamantina, foi uma área de grande produção de quartzo hialino, principalmente durante a Segunda Guerra Mundial, para que a indústria eletrônica fosse atendida. A procura por quartzo hialino decaiu quando o processo de sintetização do quartzo, por meio de lascas de quartzo surgiu (Guimarães *et al.*, 2005).

Mesmo com a demanda por lascas do cristal, a produção de quartzo entrou em declínio a partir de 1970, o que resultou na inatividade da maior parte dos garimpos na Chapada Diamantina. Em 1990, a região voltou a ser atrativa quando o interesse gemológico tanto pelo quartzo hialino quanto pelo quartzo rutilado se acentuou (Guimarães *et al.*, *op. cit.*).

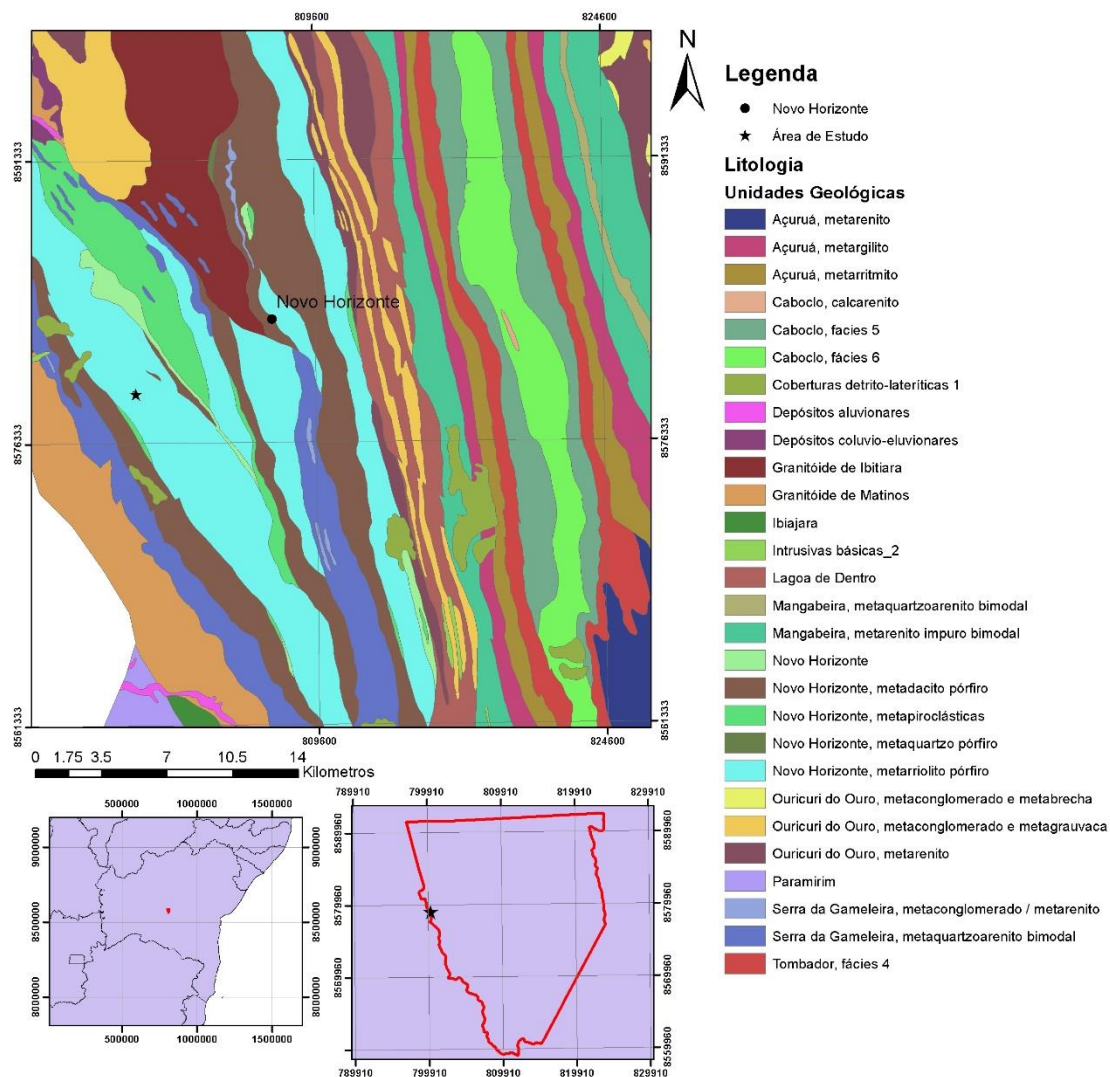


Figura 1: Mapa geológico e localização da área de estudo na cidade de Novo Horizonte, BA. Base de dados obtida no site da CPRM.

3.3. Modelo Genético das Mineralizações

Guimarães *et al.* (2005) realizaram estudos de inclusões fluidas onde puderam ser observadas inclusões aquosas de salinidade baixa a moderada (12) e baixa temperatura de aprisionamento. O fluido mineralizante provavelmente tem a composição $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$, enquanto a rocha encaixante é vulcânica félsica.

Este estudo foi feito em amostras oriundas do garimpo Pedra Preta (BA), também localizado em Novo Horizonte, em veios de quartzo, no entanto, de acordo com os autores, o número de inclusões analisadas não foi adequado, devendo este estudo ser considerado como de caráter de reconhecimento.

De modo geral, os veios de quartzo da região são tectonicamente controlados e encaixados, preferencialmente, nas rochas vulcânicas e subvulcânicas da Formação Novo Horizonte. Os veios encontrados no garimpo Pedra Preta aparecem encaixados em rocha

vulcânica tectonizada que sofreu hidrotermalização, e também apresenta alteração argílica superimposta.

As observações em campo e análises laboratoriais sugerem que o fluido seja de natureza hidrotermal derivado de reações de devolatilização as rochas metavulcanossedimentares e fracionamento em nível crustal raso.

Ainda de acordo com Guimarães *et al.* (2005), foi possível a elaboração de uma provável história genética para essas mineralizações com os resultados obtidos pela análise das mineralizações de quartzo rutilado e de dados geocronológicos Ar-Ar, que consiste em um espessamento da pilha metavulcanossedimentar durante a inversão do rifte, no qual corroborou para o aumento das condições de temperatura e pressão. A quebra de silicatos hidratados e liberação de fluidos ácidos foram capazes de lixiviar metais como Au, Fe, Ti, Ba e outros, então houve a circulação e fracionamento desses fluidos através de dutos estruturais, os quais ascenderam a níveis crustais mais rasos, interagindo com fluidos meteóricos gerando os veios de quartzo rutilado (Figura 1 do anexo), além de veios ricos em barita, hematita e ouro.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Eletrorresistividade

A resistividade é uma propriedade intrínseca dos materiais terrestres. Do ponto de vista físico, uma corrente pode se propagar através dos materiais de modo eletrônico ou iônico.

A condução eletrônica é aquela que diz respeito à condução de elétrons livres existentes nos materiais (metais e sulfetos metálicos). Já a condução iônica, ou eletrolítica, diz respeito ao transporte de íons em um eletrólito.

A obtenção da resistividade pelo método da eletrorresistividade se dá por meio da passagem de uma corrente em um dado material, onde a dificuldade imposta pelo material à passagem desta corrente é o valor da resistividade deste (Borges, 2004).

Em campo, os dados físicos medidos são os de corrente I , que é emitida através de dois eletrodos **A** e **B**, e a diferença de potencial ΔV , essa sendo medida através dos eletrodos de potencial **M** e **N** (Gallas, 2000). Em um meio isotrópico e homogêneo, a resistividade medida seria a real, porém normalmente os substratos não são homogêneos e nem isotrópicos, então se faz necessária a medida de uma resistividade aparente ρ_a a qual possui a influência de todas as resistividades presentes e de suas configurações (Orellana, 1972). A equação para a obter a resistividade aparente dos materiais é a seguinte:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Eq.1}$$

Onde **K** é o fator geométrico obtido pela equação 2 e **AM**, **BM**, **AN** e **BN** as distâncias entre os eletrodos:

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \quad \text{Eq.2}$$

É possível, por esse método, determinar resistividade em diversos níveis de profundidade, onde a escolha do posicionamento dos eletrodos utilizados deve levar em conta não somente o foco da investigação, mas também as particularidades do terreno estudado.

4.2. Polarização Induzida (IP)

A polarização induzida, de acordo com Sumner (1976), é um fenômeno elétrico ocasionado por uma transmissão de corrente no solo e, após a interrupção da mesma, pode ser observado como o atraso de uma certa voltagem nos materiais terrestres.

Ainda de acordo com Sumner (1976), quando utilizada como uma medida geofísica de prospecção, a polarização induzida diz respeito a um bloqueio resistivo ou a uma polarização elétrica nos materiais terrestres sendo amplamente pronunciada em poros preenchidos por fluidos próximos a minerais metálicos.

De acordo com Bertin e Loeb (1976), o fenômeno chamado de “Polarização Induzida” diz que, quando é estabelecida uma diferença de potencial ΔV , em virtude a passagem de corrente pelo solo, esta não se estabelece nem se anula instantaneamente quando a corrente é aplicada e cortada em sucessivos pulsos, descrevendo uma curva $\Delta V_{IP} = f(t)$, a qual liga a assíntota ΔV_p em regime estacionário, com a assíntota zero.

Este fenômeno pode ser visto na Figura 2.

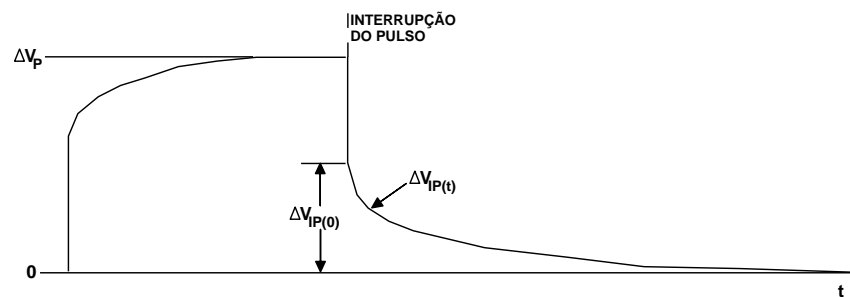


Figura 2: gráfico do fenômeno IP mostrando as curvas geradas em virtude da aplicação de uma corrente emitida e em seguida cortada em pulsos sucessivos. Gallas (2000) modificado de Sumner (1976).

O resultado do IP é obtido pelo cálculo da área abaixo da curva de descarga, incluindo a parte da assíntota, que tende a zero, conforme a equação 3:

$$IP = \int_0^{\infty} \Delta V_{IP} dt \quad \text{Eq.3}$$

A área abaixo da curva é calculada pela integração de uma voltagem transiente em uma certa janela de tempo que vai de t_1 a t_2 (Figura 3). A área medida, chamada de cargabilidade aparente M é dada pela equação 4:

$$M_{t_1,t_2} = \int_{t_1}^{t_2} \Delta V_{IP(t)} dt \quad \text{Eq.4}$$

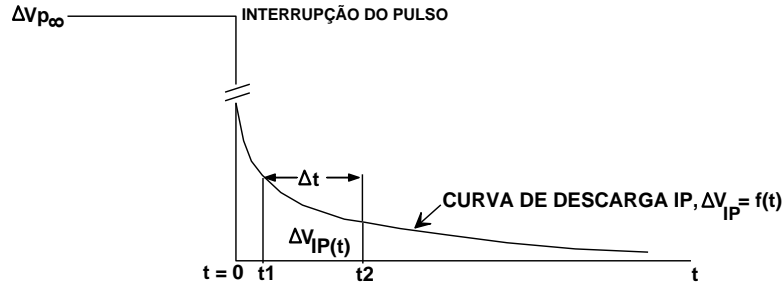


Figura 3: gráfico do fenômeno IP mostrando a curva de descarga gerada a partir da interrupção do pulso (Gallas, 2000).

Comumente, a área abaixo da curva é normalizada com relação à voltagem primária ΔV_p , sendo:

$$M = \frac{M_{t_1,t_2}}{\Delta V_p} = \frac{1}{V_p} \int_{t_1}^{t_2} \Delta V_{IP(t)} dt \quad \text{Eq.5}$$

O valor de M não depende de I , mas sim da integração de t_1 e t_2 . Já a medida ΔV_p é linear e proporcional a I .

O comportamento da $\Delta V_{ip}(t)$ depende da polarizabilidade da rocha. Fazendo uma analogia, tudo acontece como se o solo tivesse pequenos capacitores carregados durante a emissão de uma corrente, que são descarregadas quando a corrente é cortada (Gallas, 2000).

De acordo com Telford (1990), durante o tempo de fluxo de corrente nos grãos minerais ocorre um armazenamento de energia neste material por meio de reações eletroquímicas. No caso de minerais não metálicos, a energia armazenada é resultado das variações nas mobilidades dos íons contidos na estrutura dos minerais, efeito conhecido como polarização de membrana ou eletrolítica. No caso de minerais metálicos, ocorrem variações de condutividade iônica e eletrônica e este efeito é o de polarização de eletrodo ou sobrevoltagem.

O efeito de polarização em eletrólitos é o mais importante para este trabalho, portanto é o que será mais abordado. De acordo com Sumner (1976) a polarização por membrana está presente, mesmo sem a passagem de corrente, quando cargas negativas presentes nas argilas, clivagens ou camadas de minerais atraem uma nuvem difusa de íons positivos. Esses íons móveis podem bloquear as passagens nos poros e podem migrar e acumularem-se na presença de um campo elétrico, formando uma dupla camada iônica. Além disso, algumas

rochas podem se comportar como uma membrana difusa de íons, onde seus poros podem selecionar íons de acordo com seu tamanho e carga.

Os íons positivos distribuídos aleatoriamente no eletrólito, quando movidos por um campo elétrico, passam pela nuvem de íons positivos da dupla camada iônica enquanto os íons de cargas negativas irão se acumular, formando uma membrana seletiva de íons. Em virtude dessas mobilizações ocorrerão zonas de concentração de íons e criando uma membrana de polarização. A Figura 4 a seguir ilustra esse movimento.

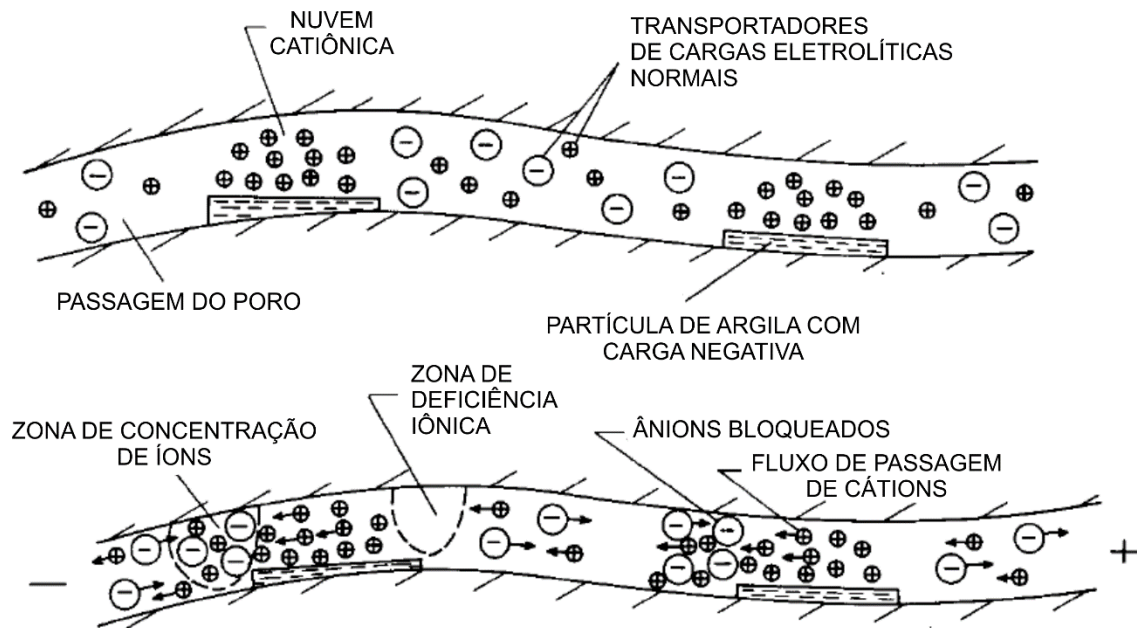


Figura 4: ilustração mostrando os íons dentro de poros formando uma concentração destes e criando a polarização de membrana. Sumner (1976).

De acordo com Grahame (1947, *apud* Gallas, 2011), quando um potencial elétrico é aplicado em um eletrólito, concentrar-se-ão íons formando membranas de polarização. A maioria das cargas adsorvidas e adjacentes à membrana estão situadas a uma distância d a partir da superfície, isto é dado pela equação 6:

$$d = \frac{K_e k T}{(2 n e^2 v^2)^{1/2}} \quad \text{Eq.6}$$

Onde n representa a concentração normal de íons no eletrólito, v a valência dos íons, a carga elementar é representada por e , a permissividade dielétrica relativa do meio fluido por K_e , já a constante de Boltzman é representada por k e T a temperatura.

Isto permite concluir que o fenômeno IP aumenta à medida que o valor de d aumenta de acordo com a equação:

$$IP \propto d \quad \text{Eq.7}$$

Assim, constatou-se que com o aumento da concentração iônica em um eletrólito, haverá a diminuição do efeito IP, conforme a equação 7.

Outro efeito que influencia muito na resposta da polarização induzida é o tamanho do grão. Geralmente, com o aumento do grão a polarização do mesmo diminui, pois, a superfície disponível para interação dos íons diminui (Dentith e Mudge, 2014).

Em se tratando de argilas (ou quaisquer minerais, inclusive sulfetos), a característica essencial destas é o pequeno tamanho de seus cristais. O pequeno tamanho dos cristais das argilas significa uma maior superfície específica (área por massa) e assim a polarização da superfície apresenta maior intensidade (Gallas, 2000).

O método IP tem sido utilizado na prospecção de sulfetos metálicos, mas também em outros casos como em levantamentos para obras de engenharia civil, meio ambiente e prospecção de água subterrânea.

Particularmente no caso deste TF, o uso do método foi para a prospecção de quartzo.

4.3. Arranjo Dipolo-Dipolo e Gradiente

As configurações dos eletrodos utilizadas em campo para a medição da resistividade e da polarização induzida (IP) são fundamentalmente as mesmas, tendo diferença apenas no uso do fator geométrico K adequado para obtenção da resistividade aparente ρ_a que satisfaça o arranjo utilizado. O uso deste fator é apenas necessário no método de eletrorresistividade, já que no caso do IP a medida é direta, não havendo necessidade de se fazer cálculos ou correções (Gallas, 2000).

4.3.1 Dipolo-dipolo

O arranjo dipolo-dipolo tem grande vantagem por ser simétrico. Por outro lado, este apresenta uma baixa relação sinal/ruído, em virtude do rápido decaimento do sinal primário, detectado pelos eletrodos MN , com o aumento da abertura L , Figura 5 (Gallas, 2000).

A configuração dos eletrodos deste arranjo é feita da seguinte maneira: são implantados dois eletrodos de emissão de corrente A e B na superfície do terreno, e mais dois eletrodos de potencial para recepção do sinal, M e N . Todos os eletrodos estão dispostos em um mesmo alinhamento.

Este arranjo é definido segundo as dimensões: $I1 = AB$; $I2 = MN$ e $L = O\Omega$, onde $I1$, $I2$ e L são as aberturas dos eletrodos, e Ω e O são os centros dos dipolos AB e MN respectivamente, como mostra a Figura 5 a seguir:

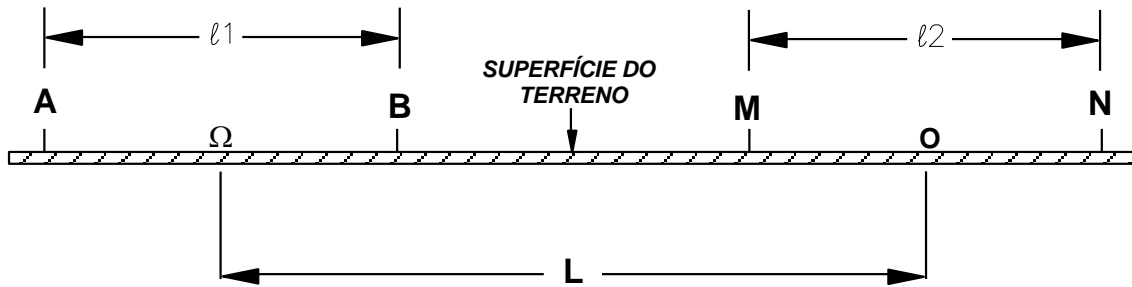


Figura 5: configuração dos eletrodos de corrente AB e os de potencial MN, no arranjo dipolo-dipolo (Gallas, 2000).

É comum o emprego de dipolos simétricos sendo $l_1 = l_2 = l$ e $BM = O\Omega - l = L - l = nl$, onde n é um número inteiro, maior ou igual a 1 e representa os níveis de profundidade (Bertin e Loeb, 1976)

Ainda de acordo com Gallas (2000), quando o arranjo é simétrico o ponto a ser efetuada a próxima medida será o centro do segmento $O\Omega$, que é o centro de simetria da configuração deste arranjo. Então, à medida em que é incrementada a abertura $L = l(n+1) = n'l$, a profundidade de investigação do terreno aumenta.

Deste modo, as medidas de diferentes níveis de profundidade n são realizadas da seguinte maneira: é mantida a posição dos eletrodos de corrente **AB** fixa, enquanto os eletrodos de potencial são movidos, com deslocamentos iguais a l , ao longo do perfil, onde $M_1N_1 = l$ ($n = 1$); $M_2N_2 = l$ ($n = 2$), e assim sucessivamente, até atingir o nível desejado. A profundidade de investigação cresce com “ R ” e teoricamente corresponde a $\frac{1}{2} R$, que é a distância entre os dipolos de corrente e de medida de d.d.p. (Figura 6).

A seguir, os eletrodos de corrente **AB** são deslocados a uma distância l e, novamente, serão feitas as medidas com os eletrodos de potencial **MN** criando uma pseudo-seção, exemplificada na Figura 6, onde os pontos serão plotados na intersecção a 45° das origens Ω e O , os quais mostram a profundidade teórica nos devidos pontos. Com os valores obtidos por meio dessas medidas são traçadas curvas de isovalores (Gallas, *op.cit.*).

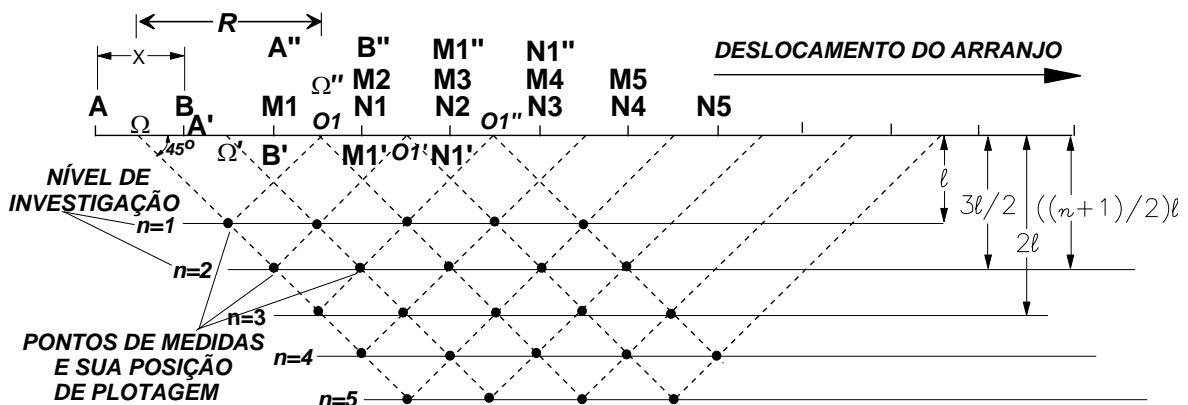


Figura 6: esquema da pseudo-seção do arranjo dipolo-dipolo mostrando a disposição dos eletrodos, as relações entre as distâncias e os níveis de investigação (Gallas, 2000).

4.3.2 Gradiente

No arranjo gradiente, também denominado retângulo, os eletrodos de corrente **A** e **B** são mantidos fixos com uma abertura **L**, enquanto os eletrodos de potencial **M** e **N** são deslocados, com uma abertura **I**, paralelamente ao alinhamento dos eletrodos **AB** que formam uma linha (Gallas, 2000, CGG, 1970).

Gallas (2000, 2015) adiciona ainda que a abertura **I** dos eletrodos **MN** depende do grau de detalhe desejado, enquanto que o aumento da abertura **L** vai resultar num aumento da profundidade a ser estudada. A taxa entre **L/I** comumente está em torno de 10 e 50. A Figura 7 ilustra esse arranjo.

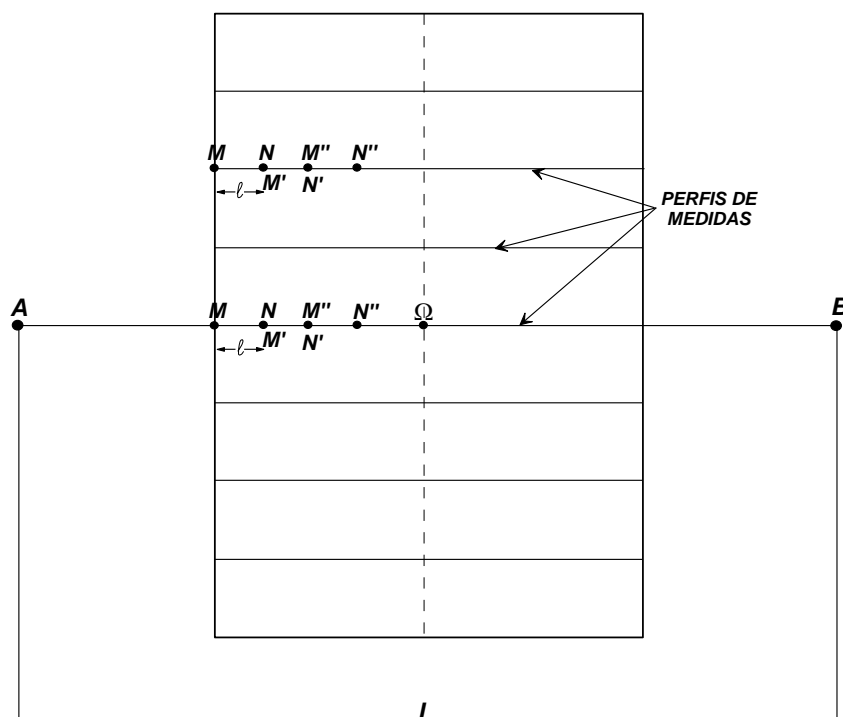


Figura 7: configuração em planta do arranjo gradiente mostrando as relações de distância entre eletrodos e a localização dos perfis de medidas a serem feitos (Gallas, 2000).

É comum a execução de dois ou mais arranjos gradientes contíguos em áreas maiores, como foi o caso do presente trabalho. Nestas situações é feito um controle de qualidade das medidas ao mover os eletrodos **AB** dos gradientes de maneira que uma porção do retângulo original seja sobreposta por parte do novo retângulo, realizando novas medidas **MN** (Gallas, 2015; CGG, 1970) que se superpõem às medidas anteriores. A área de sobreposição (pontos de medida) é chamada de “embreagem”.

4.4. Disposição dos arranjos em campo

Em campo foram realizados dois arranjos gradiente na qual a distância dos eletrodos de corrente **AB** foi de 400m e dos eletrodos de potencial **MN** foi de 10m cobrindo uma área de 340 x 80 metros, totalizando 25600 m² (Gallas, 2015).

Neste arranjo foram realizadas medidas de nove linhas (A, B, C, D, E, F, G, H e I) com estacas (eletrodos) estendendo-se desde a posição -20m até 320m. Essas linhas possuíam uma distância de 10m entre elas e foram dispostas paralelamente umas às outras. Para fins de controle de qualidade de medidas, foi então realizada a chamada embreagem, descrita no item acima, com repetição das medições entre os pontos 140m e 180m.

Foi elaborado um mapa (Figura 8) utilizando as coordenadas cedidas, no qual mostra o arranjo gradiente feito em campo. O polígono tracejado em azul representa a área na qual o Gradiente 1 foi medido e o polígono tracejado em vermelho representa a área do Gradiente 2. As estações estão localizadas pelo quadrado com o símbolo Ω . De acordo com o orientador deste projeto, os equipamentos utilizados para as medidas foram um receptor Scintrex IPR-10A e um transmissor ELPP-671 com 1000 Watts de potência. Para a emissão de corrente, os eletrodos foram metálicos e para as medidas de IP e resistividade, foram utilizados eletrodos impolarizáveis (eletrodos com fundo poroso preenchidos com uma solução de CuSO_4 e Cu metálico).

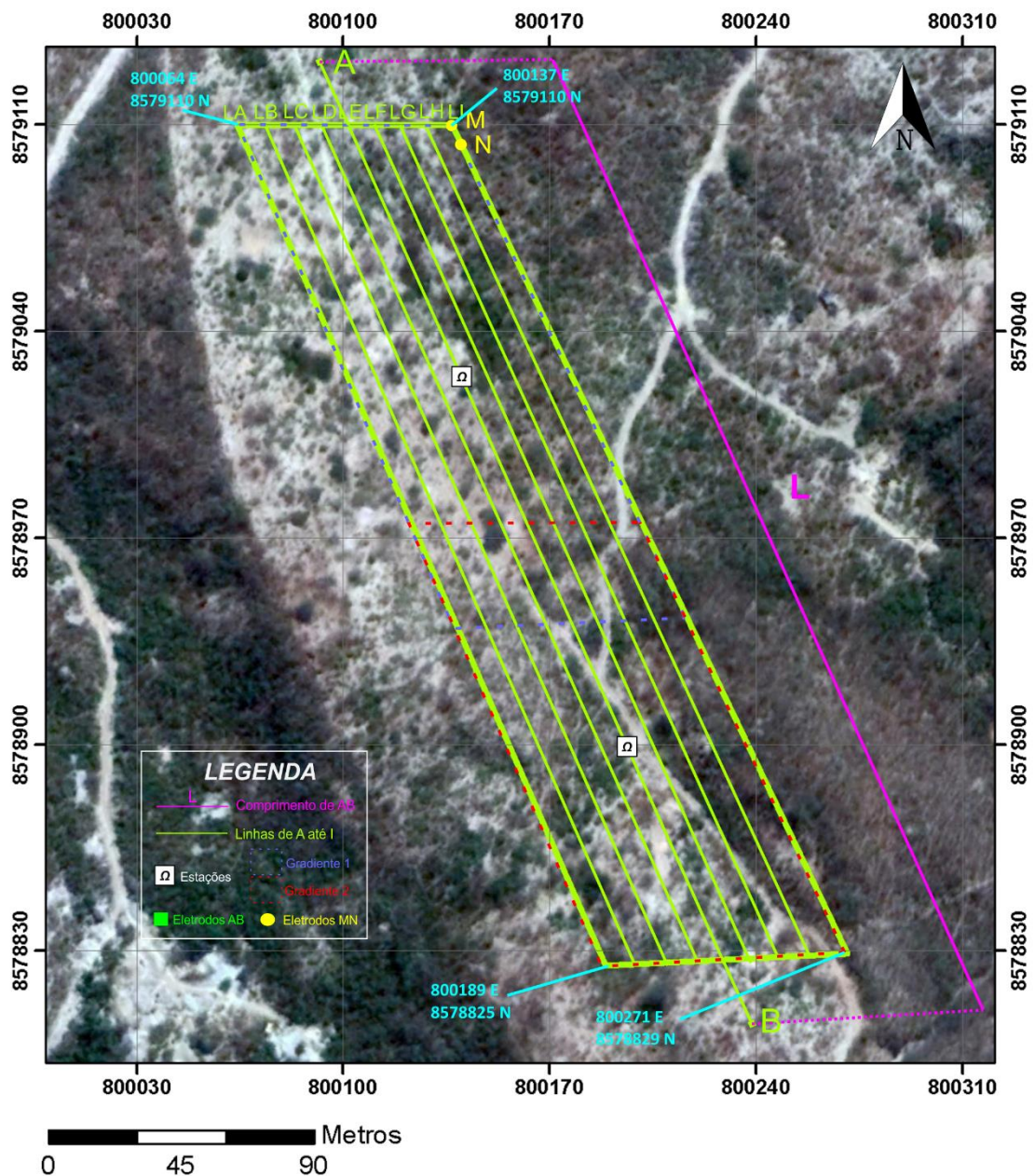


Figura 8: Mapa da área estudada com detalhamento do arranjo gradiente, localização das suas estações e coordenadas dos pontos do polígono.

Além do arranjo gradiente foi realizado um arranjo dipolo-dipolo escolhendo a linha D para um detalhamento em profundidade, onde os eletrodos de corrente **AB** e potencial **MN** possuíam abertura de 10m, com 5 níveis de profundidade. Esta linha se estendeu da posição da estaca (eletrodo) 20m até 240m. A Figura 9, abaixo, foi elaborada com as coordenadas disponibilizadas e apresenta o arranjo como foi realizado em campo.

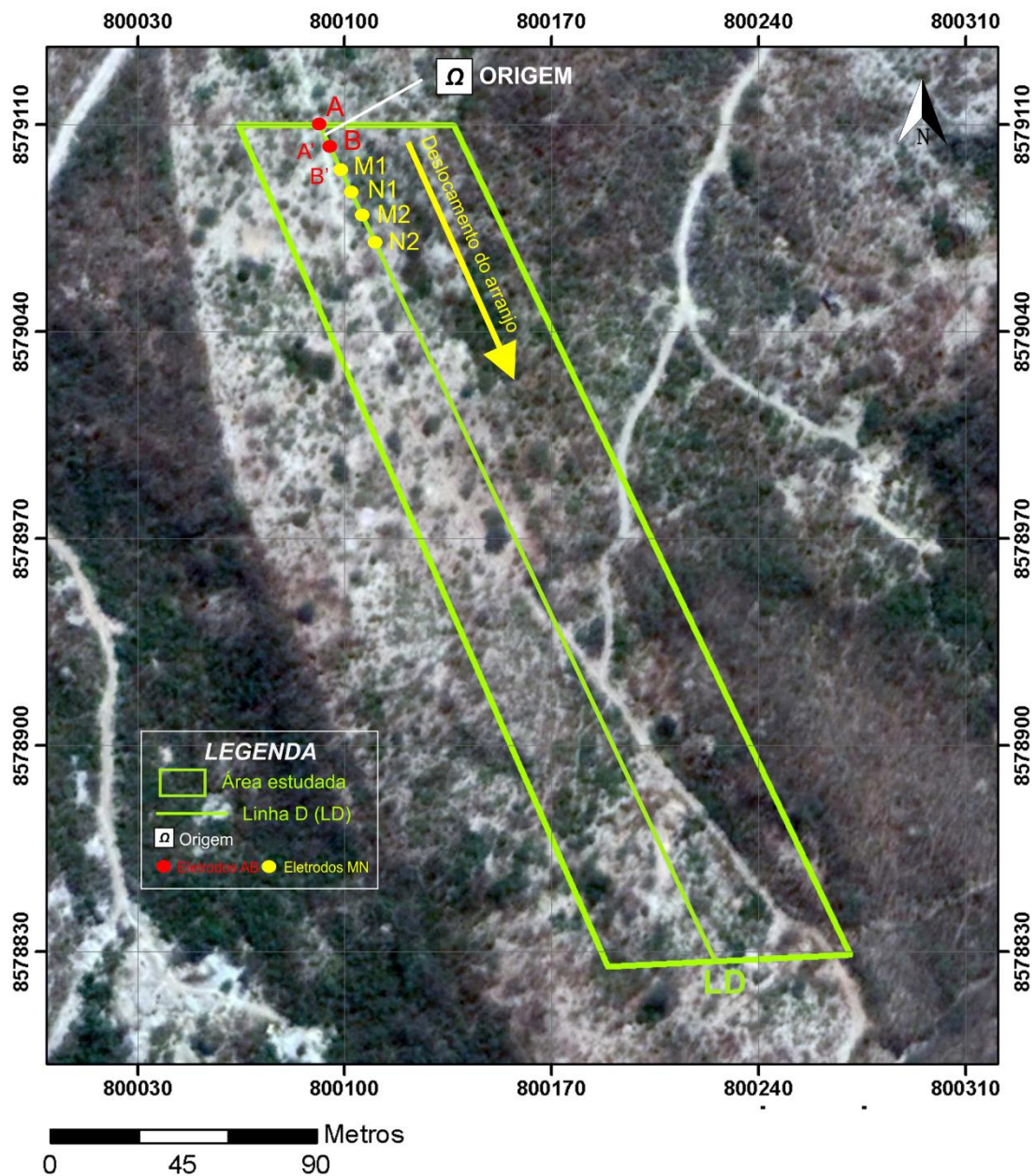


Figura 9: Mapa da área elaborado a partir das coordenadas cedidas mostrando a linha D e a disposição dos eletrodos do arranjo dipolo-dipolo.

4.5. Processamento (inversão) de dados do dipolo-dipolo

As medidas de resistividade e cargabilidade (IP) normalmente são apresentadas e interpoladas (contornos de isovalores) sob a forma de pseudo-seções que dão uma representação visual do comportamento das resistividades/cargabilidades em subsuperfície. No entanto, as formas dos contornos não dependem exclusivamente das distribuições das medidas, mas também da geometria da configuração de eletrodos empregada. Mesmo corpos de formas geométricas simples (retangulares, p. ex.), apresentam pseudo-seções completamente diferentes, conforme o arranjo empregado.

Nesse sentido, para obter-se uma seção de resistividade ou cargabilidade mais precisa, torna-se necessária a aplicação de processos de inversão nos dados que, em tese,

conduz a uma aproximação razoável de modelos para diversas estruturas geológicas. Estes processos de inversão foram empregados no tratamento dos dados do levantamento dipolo-dipolo, usando-se o software RES2DINV. Este programa realiza a inversão para resistividade e cargabilidade.

As seções modeladas (resistividade e IP da Linha D) são resultantes de um processo automático de inversão 2-D. Os processos de inversão de dados de resistividade e cargabilidade buscam estabelecer um modelo da provável distribuição real dos valores destes parâmetros em subsuperfície. As eventuais distorções nas pseudo-seções inerentes aos arranjos de eletrodos são, teoricamente, eliminadas pelos processos de inversão.

Vale ressaltar que os dados do gradiente, diferentemente do dipolo-dipolo, são apresentados conforme obtidos (mapas de isovalores) sem o processamento de inversão.

5. RESULTADOS OBTIDOS

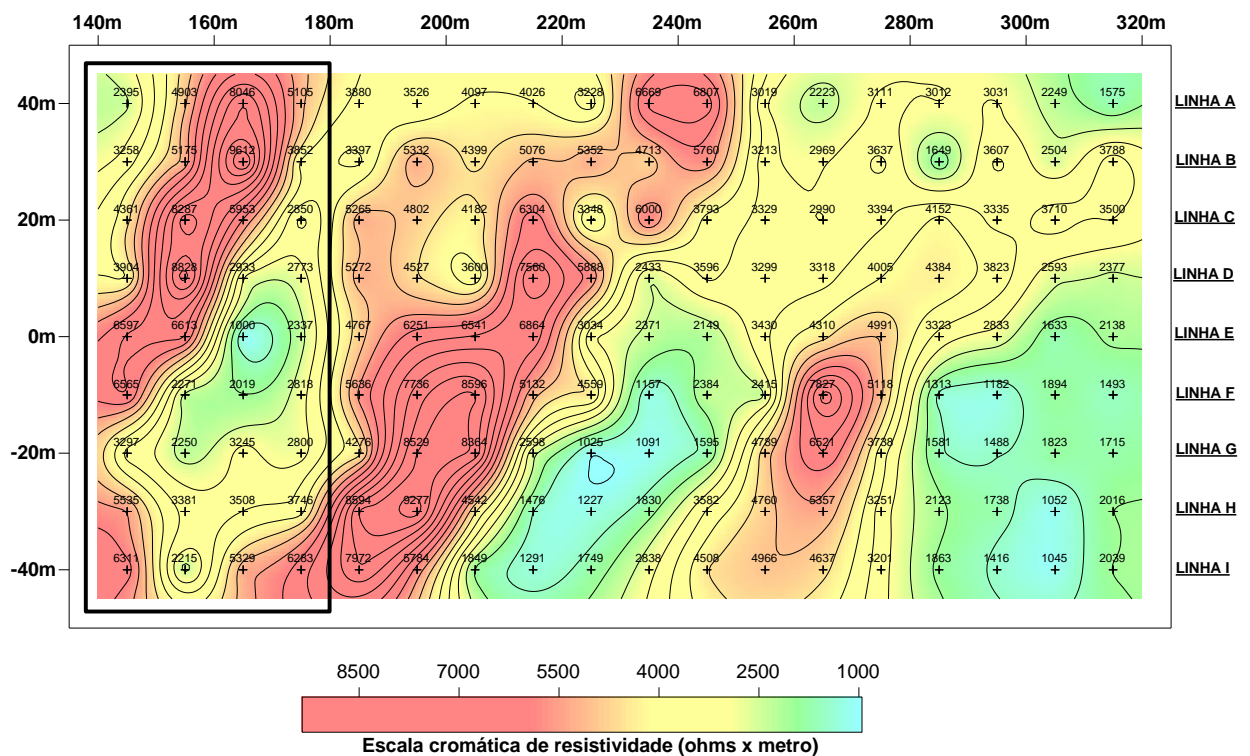
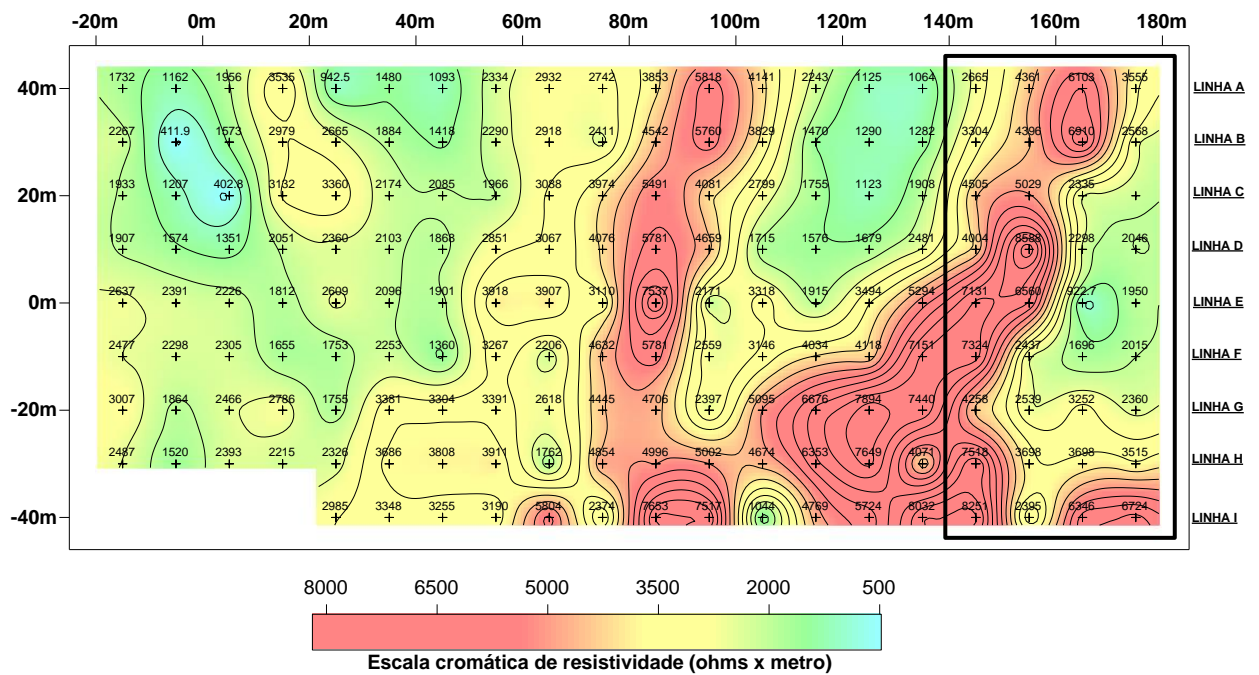
5.1. Tratamento dos dados

Os dados coletados em campo pelo orientador deste projeto, utilizados na elaboração do artigo homônimo (Gallas, 2015), foram retrabalhados e com eles foi possível a elaboração de mapas de resistividade e cargabilidade que são expostos a seguir.

As Figuras 10, 11 e 12 apresentam os dados de resistividade coletados em campo, por intermédio do método da eletrorresistividade, com arranjo gradiente o qual apresenta uma configuração de eletrodos de corrente fixos **AB** com abertura de 400 metros e eletrodos de potencial **MN** com abertura de 10m, que são deslocados paralelamente ao alinhamento dos eletrodos **AB**, como exposto no item “6.4. Disposição dos arranjos em campo” deste trabalho.

Este arranjo foi composto por nove linhas de que se estendem desde -20m até 320m, resultando em 340m de comprimento no total. Foi necessário, para fins de cobrir inteiramente a área de interesse, a execução de 02 arranjos contíguos e, para o controle de qualidade dos dados, efetuada a devida embreagem.

Relembrando que os dados do gradiente, diferentemente do dipolo-dipolo, são apresentados conforme obtidos (mapas de isovalores) sem o processamento de inversão. O software empregado (RES2DINV) realiza a inversão em 2 dimensões, o que não é possível para o dispositivo gradiente.



A Figura 12 abaixo mostra a composição final, depois da embreagem, dos dois gradientes. Pode se observar que há áreas de baixa resistividade em azul, abaixo de $2000 \Omega.m$ e outras de alta resistividade em vermelho, acima de $5000 \Omega.m$.

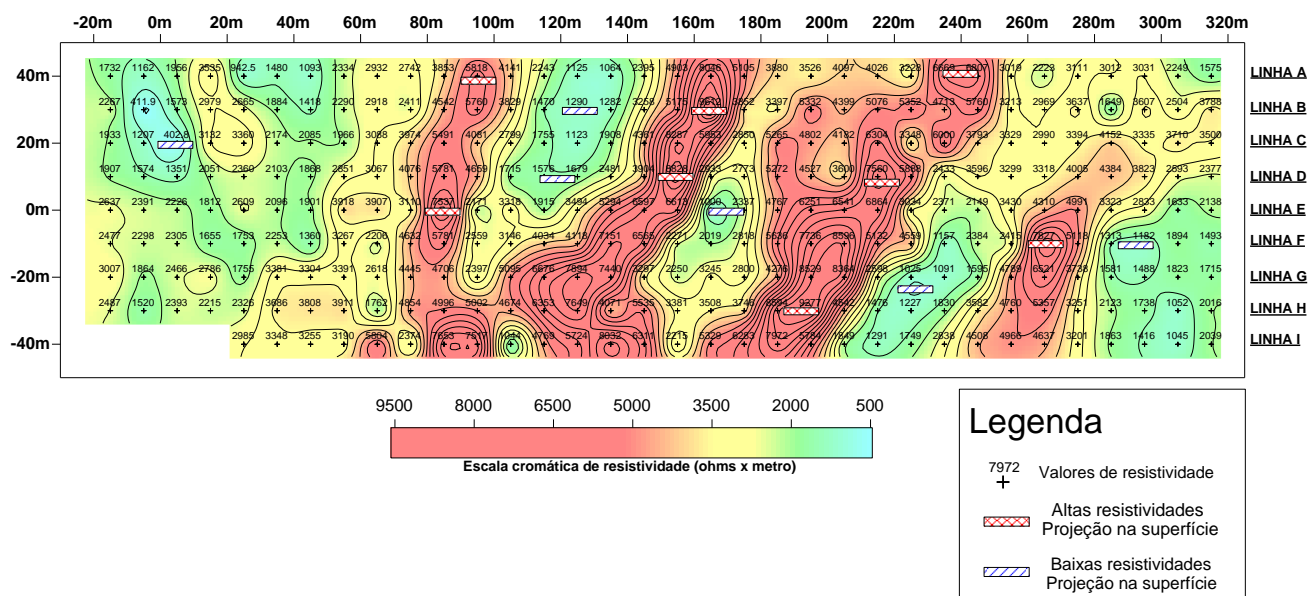


Figura 12: mapa de resistividade final, efetuada a devida embreagem, mostrando o contraste entre as regiões de mais alta e mais baixa resistividade, azul e vermelho, respectivamente. Arranjo Gradiente onde AB = 400 e MN = 10m.

Em virtude da presença dessas anomalias, mais resistivas e menos resistivas, foi possível determinar locais para que as aberturas de trincheiras fossem feitas e assim delimitar onde os veios de quartzo de interesse estavam localizados e se estes possuíam valor econômico.

A identificação da rocha mineralizada foi possível graças à descrição de 02 lâminas delgadas descritas pela autora deste TF.

As anomalias de alta resistividade, dispostas no mapa da Figura 12, em tons avermelhados representam a rocha encaixante, um ignimbrito alterado hidrotermalmente; enquanto que as anomalias de baixa resistividade representam esta rocha ainda mais alterada hidrotermalmente, quanto mais próximas aos veios de quartzo, e os próprios veios, alvos da prospecção (Gallas, 2015).

Foram elaborados também blocos diagrama (simulações 3D) para uma melhor visão das diferenças entre os valores de resistividade encontrados. A diferença de resistividade é visivelmente acentuada, caracterizando áreas de anomalias resistivas baixas e altas (Figura 13).

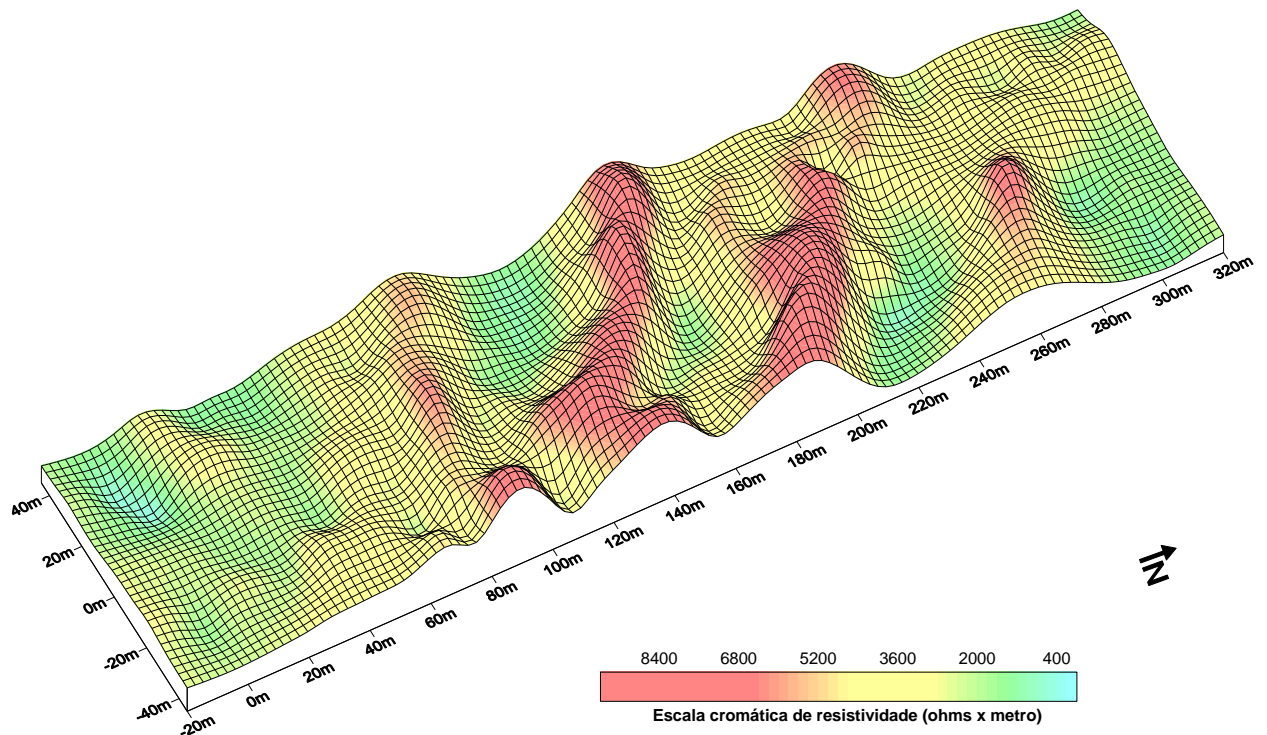


Figura 13: bloco diagrama da resistividade expondo, num modelo tridimensional, a variação da resistividade por picos, representando as mais altas resistividades e vales, representando as mais baixas resistividades.

É possível notar um *trend* NW-SE dos veios, o que é corroborado pelas informações obtidas no levantamento bibliográfico.

Um mapa de cargabilidade foi elaborado também para comparação de qualidade de informação com os dados obtidos por eletrorresistividade (Figura 14). Esse mapa mostra os mesmos padrões de medidas de altas e baixas cargabilidades que os mapas de resistividade, porém este último apresenta uma definição melhor que o mapa de cargabilidade. Isso reforça que o método de polarização induzida é mais eficiente quando é utilizado na prospecção de sulfetos e menos eficaz em outras situações, como a atual. No entanto, a aplicabilidade da polarização induzida para minerais não metálicos, como neste caso, também mostra resultados.

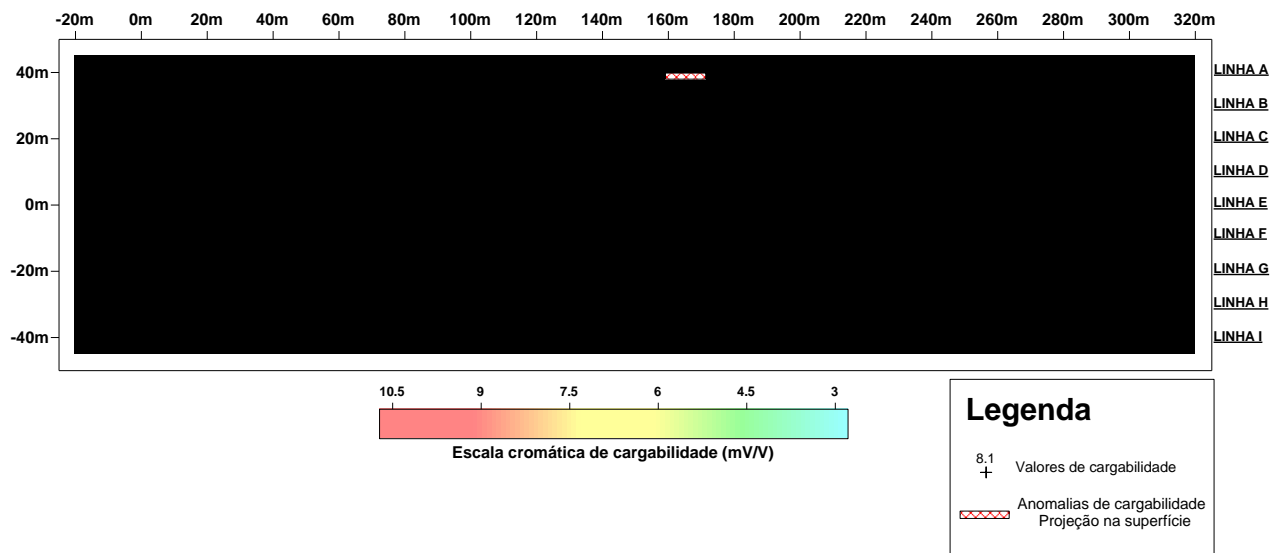


Figura 14: mapa produzido através do método IP, com arranjo gradiente, mostrando os valores de mais alta e mais baixa cargabilidade, representada pelas cores vermelhas e azuis, respectivamente. Arranjo Gradiente onde $AB = 400$ e $MN = 10m$.

As anomalias resistivas marcam áreas de interesse onde foram feitas as trincheiras. Geralmente o quartzo possui uma alta resistividade, no entanto, as áreas onde foram verificadas presença de veios de quartzo são as de anomalias resistivas baixas e cargabilidades também mais baixas.

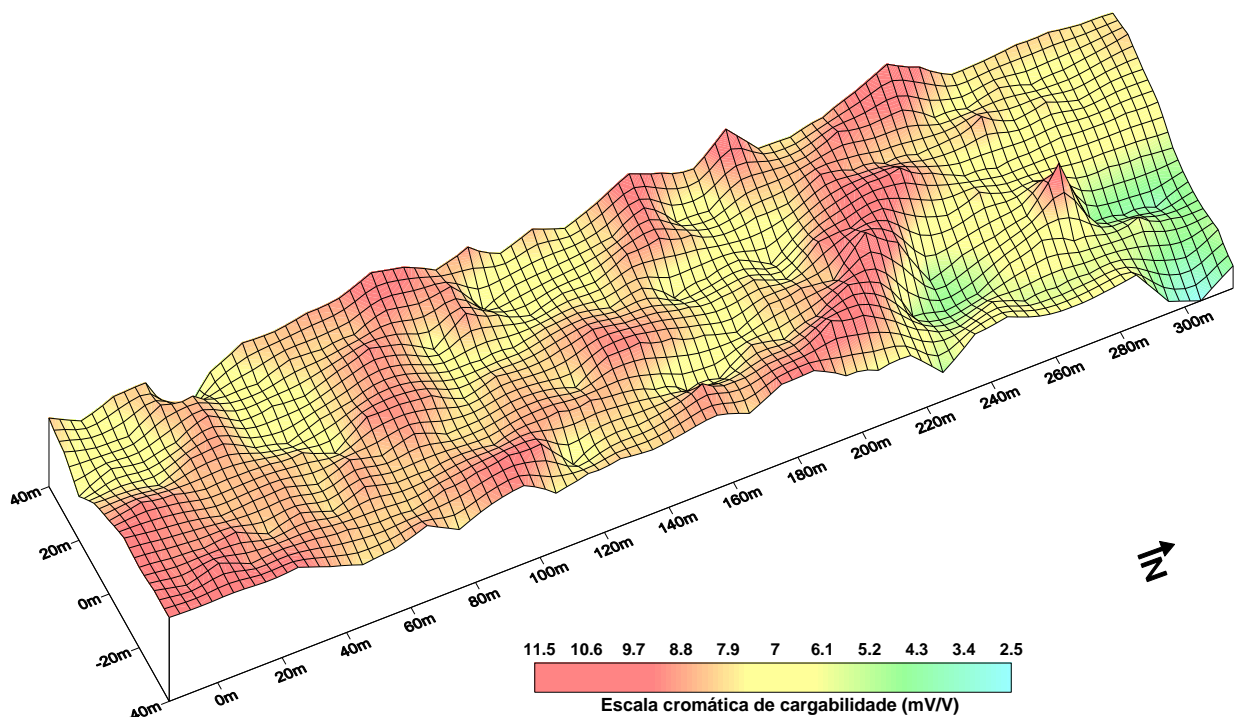


Figura 15: bloco diagrama da cargabilidade expondo, numa simulação tridimensional, a variação desta por picos, representando valores mais altos de cargabilidade e vales, representando valores mais baixos cargabilidade.

Podendo-se notar que essa variação de cargabilidade não é tão expressiva quanto na resistividade.

Como pode ser observado no mapa e no bloco diagrama de cargabilidade, Figuras 14 e 15, estes evidenciam menos claramente os contrastes de altas e baixas cargabilidades, enquanto que as Figuras 12 e 13 – mapa e bloco diagrama de resistividade – os contrastes estão mais bem definidos.

Para a análise em profundidade e maior detalhe das anomalias de baixa e alta resistividade foi escolhida a Linha D para ser estudada. Foram então elaboradas pseudo-seções nas quais os dados presentes foram passados pelo processo de inversão gerando seções modeladas de cargabilidade e de resistividade. A modelagem por inversão tem como objetivo obter um modelo possível da real distribuição das resistividades e cargabilidades em subsuperfície, como descrito em detalhe na seção “4.5. Processamento (inversão) de dados do dipolo-dipolo”. As Figuras 16 e 17 mostram as pseudo-seções e seções modeladas de resistividade e cargabilidade da linha D.

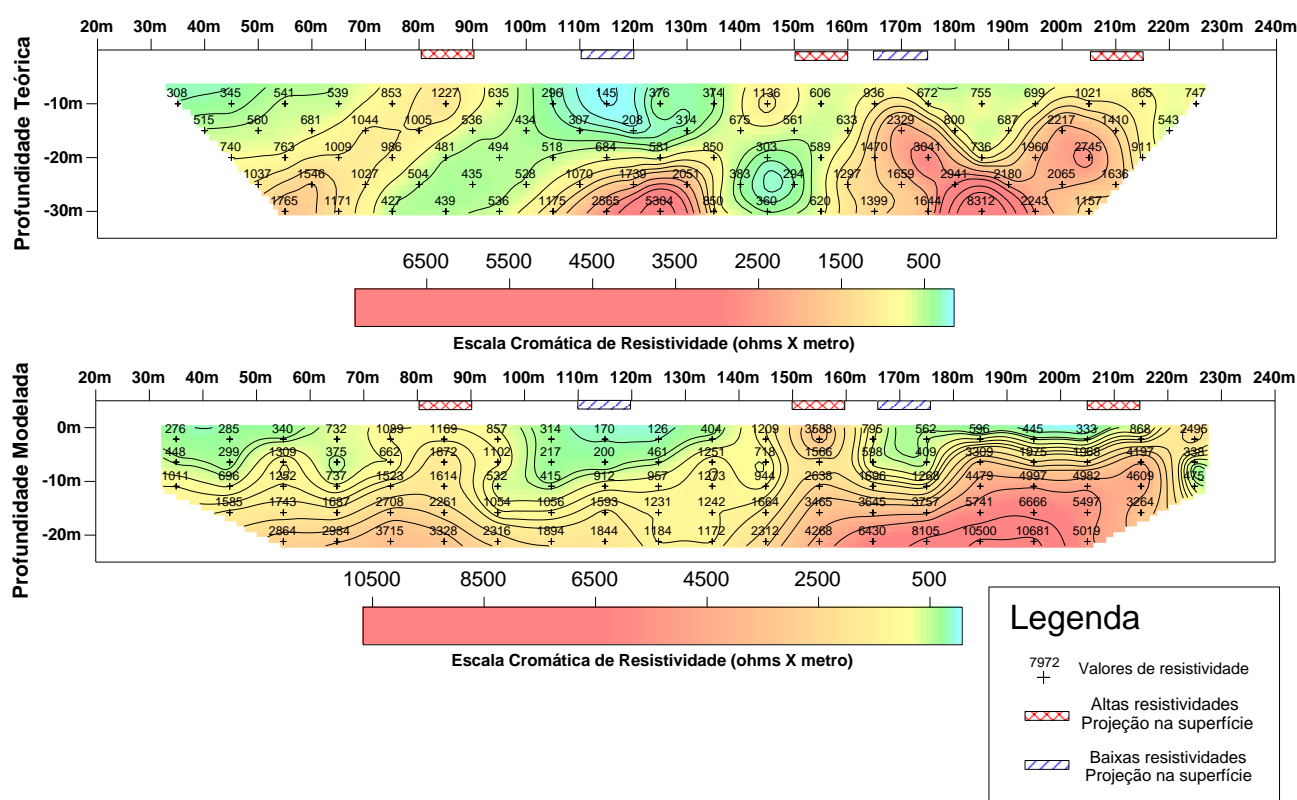


Figura 16: pseudo-seção de resistividade aparente (cima) e seção modelada de resistividade (baixo) mostrando a análise da linha D em profundidade onde as áreas em vermelho representam altas resistividades e em azul as baixas.

Quando comparadas, a pseudo-seção e a seção modelada de resistividade (Figura 16), suas anomalias resistivas de alta e baixa aparecem praticamente nas mesmas medidas das estacas, sendo as de alta resistividade entre as estacas 80 e 90m, 150 e 160m e 210 a 220m, aproximadamente; e as de baixa resistividade entre 110 e 120m, e 160 e 170m, aproximadamente.

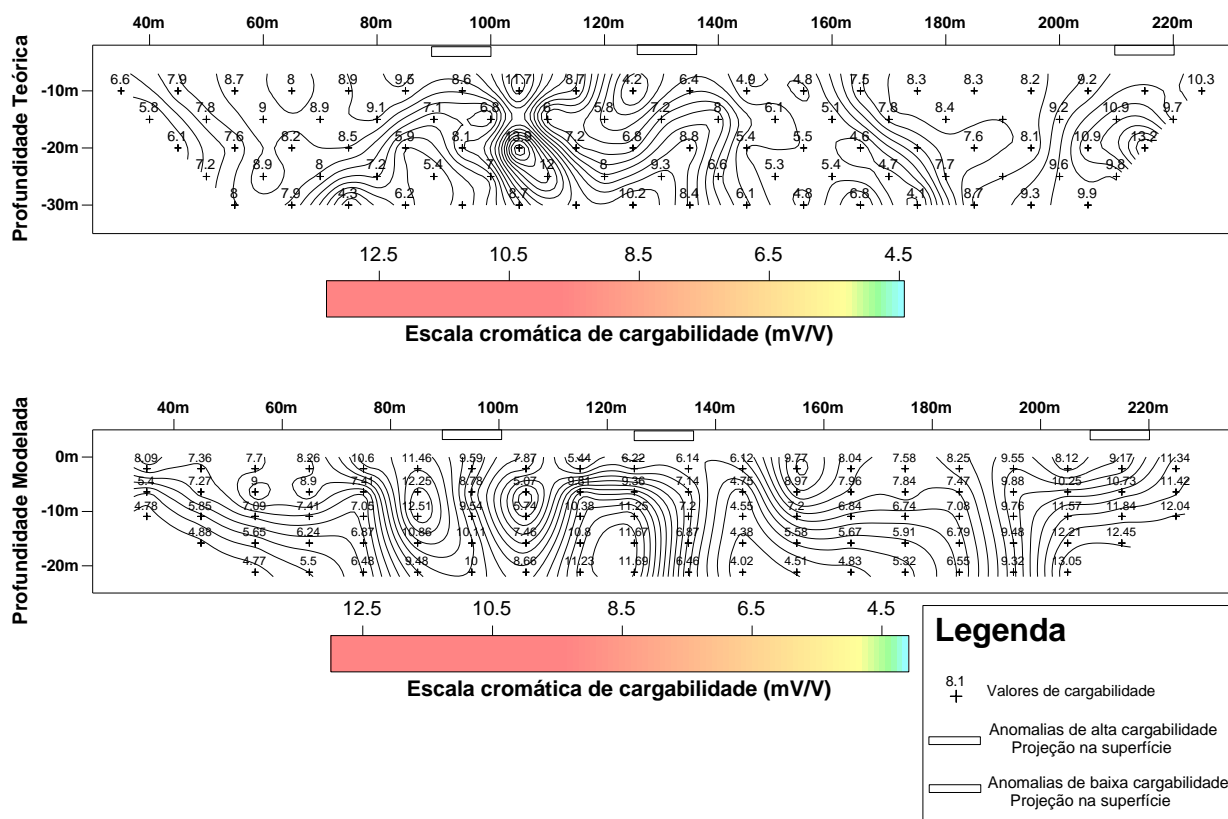


Figura 17: pseudo-seção de cargabilidade e seção modelada de cargabilidade mostrando a análise da linha D em profundidade onde as regiões em vermelho representam os valores mais altos de cargabilidade e em azul os valores mais baixos.

Já as anomalias de cargabilidades elevadas são detectadas entre as estacas 90 e 100m e nas estacas 200m e 220m. Enquanto que a anomalia de mais baixa cargabilidade está entre 120m e 140m. Pela análise dos dados de ambas as figuras (16 e 17), contendo as pseudo-seções e seções modeladas de resistividade e cargabilidade, é possível verificar que as anomalias de baixa resistividade ocorrem em localizações parecidas.

Também é possível notar, quando comparadas as figuras 16 e 17, que a região de mais alta resistividade é bem definida enquanto que a região de mais alta cargabilidade aparece por quase toda seção, não tendo seus limites tão bem definidos.

Também foi elaborado um mapa de cargabilidade com *inset* geológico, i.e. mostrando a geologia na qual essa área se insere (Figura 18).

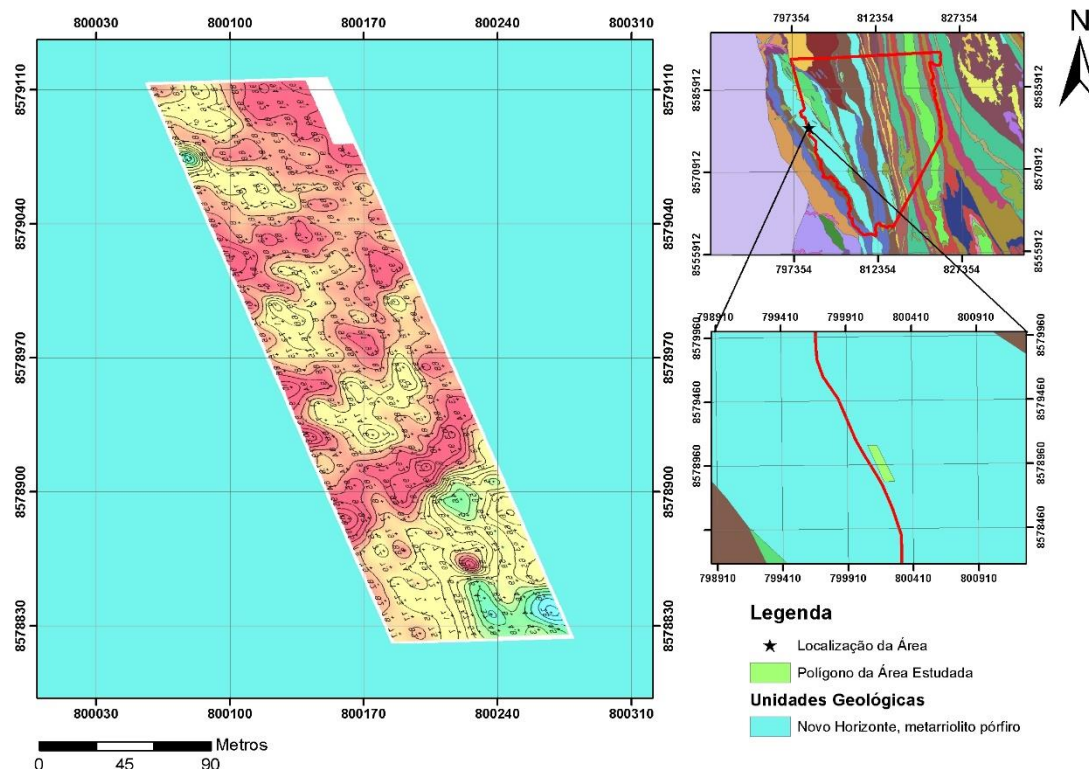


Figura 18: Mapa de cargabilidade inserido no mapa geológico da região, mostrando a litologia representativa da área de estudo. Elaborado com os dados vetoriais da CPRM.

De acordo com a literatura e a base de dados vetoriais da CPRM utilizados para a elaboração desse mapa, a área está inserida na unidade Novo Horizonte, composta por riolitos associados a derrames aéreos com estágio final explosivo (Guimarães *et al.*, 2005). Esses derrames com estágio final explosivo caracterizam a litologia da área estudada, em sua totalidade, sendo a rocha encontrada o ignimbrito com os veios de quartzo, alvo deste estudo.

5.2. Caracterização da rocha encaixante e veios de quartzo

Os veios de quartzo localizados na região são de quartzo leitoso, ou seja, ricos em inclusões fluidas (Touret, 2001), outra característica presente neles é que estão fraturados. Estes fatos foram confirmados pela abertura de trincheiras realizadas nas áreas marcadas por anomalias resistivas depois de realizadas as medições e interpretações pelos métodos geofísicos. Como à época do estudo não foram coletadas amostras destes veios, uma caracterização mais detalhada não pode ser feita, no entanto, foram tiradas fotos na área mostrando a presença destes veios (Figura 19).



Figura 19: veios de quartzo leitoso presentes na região estudada. Pode-se notar seu caráter leitoso além de uma camada de rocha bastante alterada, foto a esquerda.

Com a amostra de rocha da área foi possível caracterizar o tipo litológico encaixante dos veios de quartzo de interesse e seu conteúdo mineralógico. Entretanto, com apenas uma amostra não é possível representar todas as variações mineralógicas e texturais do ignimbrito da área, então, essa informação é tida como um estudo adicional.

A rocha encaixante observada em campo e coletada é um ignimbrito que sofreu alteração hidrotermal (Figura 20). Macroscopicamente ela apresenta-se levemente alterada, de coloração rósea com pequenas lentes achatadas de material branco a cinza claro. Essas lentes variam em tamanho e espessura pela amostra, entre 5 mm até 1 cm; a disposição destas parecem seguir certa orientação ressaltando um possível bandamento. A granulação da parte rósea e das lentes acinzentadas é muito fina a afanítica já a parte branca aparenta ter somente granulação muito fina. Macroscopicamente, ainda é possível identificar cristais de quartzo, com tamanhos que variam de 1 mm até 5 mm, e aglomerados de minerais opacos.

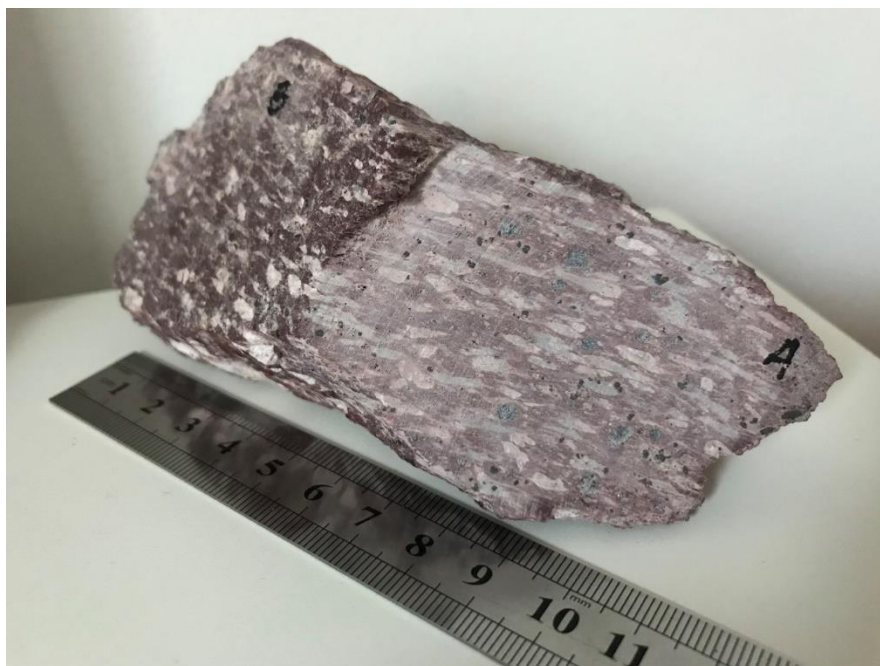


Figura 20: amostra de mão do ignimbrito alterado hidrotermalmente, rocha encaixante, coletada em Novo Horizonte.

Microscopicamente observa-se que as lentes descritas acima correspondem à *fiammes*, i.e. produto da compactação da púmice, o que permite caracterizar o bandamento como uma foliação de fluxo piroclástico. Os *fiammes* podem ser identificados como formas lenticulares alongadas e achatadas, com terminações em chamas (denominada *flame*, Figura 21). O grau de achatamento destes é variado, sendo alguns mais estirados e outros mais arredondados (Figura 20 e 21). Estes fragmentos piroclásticos preservam canalículos onde antes haviam vazios, i.e. vesículas do púmice (Figura 5 do anexo).

As estruturas descritas (achatamento dos púmices) evidenciam que o depósito sofreu soldamento, i.e., processo de coesão e deformação do material piroclástico a altas temperaturas e com uma carga sobreposta, em virtude da própria espessura do depósito (Seyfried e Freundt, 2000). Além disso, as características desses púmices (lenticular e terminações em *flame*) evidenciam a ocorrência de uma fluidez secundária gerada durante a fase de soldamento do ignimbrito, no qual devido as altas temperaturas ainda se mantiveram em estado plástico, denominada reomorfismo (Polo, 2004). Nas Figuras 2 e 5 do anexo é possível observar evidências desse reomorfismo, além da presença dos *fiammes*.

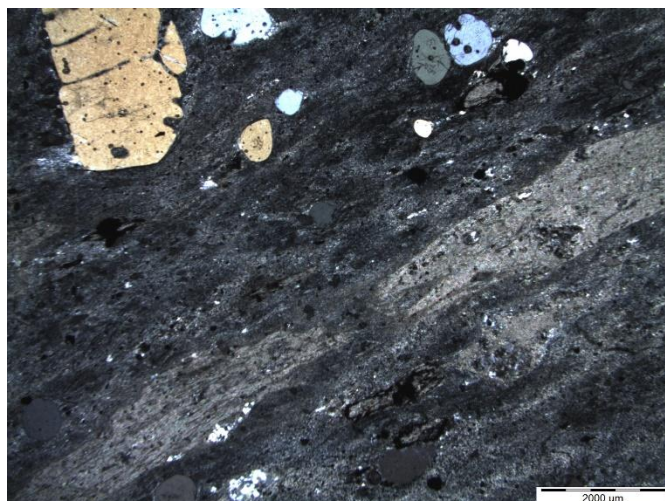


Figura 21: fotomicrografia da amostra 01, lâmina A, mostrando a foliação de fluxo com bandamento evidenciado pelos *fiammes*. A rocha possui cristaloclastos de quartzo com embainhamento. Polarização simples e aumento de 1,25x.

A matriz da rocha apresenta uma textura microgranofírica composta por quartzo e sericita de granulação muito fina, na fração de poucos micrômetros, podendo ser resultado do processo de alteração fase-vapor e/ou lento resfriamento do depósito.

Os cristais maiores dispersos na matriz são denominados de cristaloclastos e correspondem ao quartzo, principalmente, além de microclínio, zircão e opacos. Os cristais que ocorrem dentro dos *fiammes*, são denominados de fenocristais, e correspondem a cristais de opacos e pseudomorfos de feldspato potássico.

Os cristaloclastos de quartzo ($\leq 2\text{mm}$) apresentam-se arredondados em sua maioria, por vezes sub-euédrico, notando-se também embainhamento em alguns cristais, provavelmente em virtude da dissolução no magma (Figuras 2 e 3 do anexo).

O quartzo também ocorre preenchendo vazios formando lentes com contatos poligonalizados de dimensões aproximadas entre 0,2mm e 0,3mm. Esses cristais que aparecem em lentes, aparentam ser de uma outra geração de quartzo que aquela dos cristais maiores e com embainhamento (i.e. cristaloclastos oriundos do magma que gerou a rocha piroclástica).

Há presença de inclusões fluidas secundárias nos cristais de quartzo, como mostra a Figura 22, que aparecem nas fraturas do quartzo.

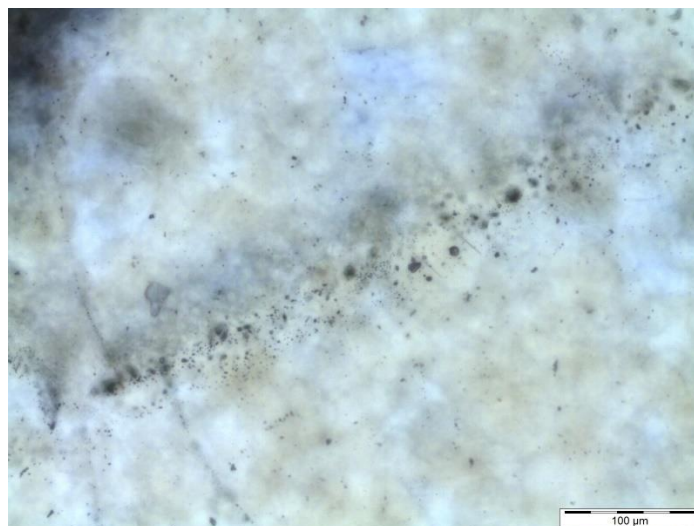


Figura 22: fotomicrografia da amostra 01, lâmina B, mostrando inclusões fluidas secundárias em cristal de quartzo provavelmente seguindo a orientação de alguma fratura no cristal. Polarização semi-cruzada e aumento de 50x.

A sericita aparece em grande quantidade na matriz da rocha, no entanto pode ser vista nos *fiammes* em concentrações maiores, onde há praticamente só sericita. Essa também aparece como produto de alteração do feldspato potássico (Figuras 3 e 4 do anexo).

Os fenocristais de feldspato potássico ocorrem como pseudomorfos dentro dos púmices, pois sofreram intensa sericitização, Figura 4 do anexo.

Os cristaloclastos de microclínio (Figura 6 do anexo) apresentam formas angulosas e ocorrem em menor quantidade que os minerais supracitados. São encontrados também zircões dispersos na matriz, alguns com formato euédrico, outros de aparência esqueletal.

Finalmente, os minerais opacos aparecem dispersos na matriz, porém nota-se alguns dentro das antigas púmices preservando parcialmente a estruturas destas. Esses minerais, por estarem dentro das púmices, pode-se dizer que foram formados pelo magma original, que também deram origem às púmices e por esse motivo são denominados fenocristais, enquanto os que aparecem dispersos na matriz são denominados cristaloclastos.

Fragmentos líticos aparecem pontualmente em certas regiões da lâmina e podem ser classificados como fragmentos acessórios, derivados das paredes da câmara ou conduto, ou mesmo acidentais que foram recolhidos pela passagem da corrente piroclástica (Polo, 2004).

Com base tanto nos dados disponíveis na literatura, quanto na composição da rocha, sobretudo composta por quartzo e sericita, e na presença de inclusões fluidas observadas nos cristais de quartzo pode-se dizer que houve alteração hidrotermal na rocha hospedeira da mineralização. É comum que rochas piroclásticas sofram processos de alteração fase-vapor que corresponde a percolação de gases e fluidos quentes dentro de depósito durante a fase de resfriamento, reduzindo os espaços porosos e formando uma matriz microgranofírica. Também é possível que este tipo de alteração possa ter ocorrido somado à alteração hidrotermal.

6.INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÃO DE RESULTADOS

As anomalias resistivas marcam áreas de interesse onde foram feitas as trincheiras. Geralmente o quartzo possui uma alta resistividade, no entanto, as áreas onde foi verificada a presença de veios de quartzo são as de anomalias resistivas baixas. Esta queda nesse parâmetro pode ter ocorrido em virtude de fraturas e microfraturas presentes nos veios, preenchidas por argilominerais neoformados, produtos de alteração, outra hipótese é a de que a origem desses veios é hidrotermal, caracterizado por quartzos leitosos, ou seja, possuem muitas inclusões fluidas de composição $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$.

É conhecido o fato de que as fraturas presentes em materiais terrestres, como as rochas e veios, formam excelente caminhos de fluxo de corrente e desempenham um papel muito importante na condutividade elétrica destes materiais (Dentith e Mudge, 2014).

Uma hipótese para explicar a queda de resistividade dos veios em virtude das inclusões é a do Modelo de Meio Efetivo ou efeito Maxwell-Wagner (Chen e Or, 2006). Este modelo sugere que um meio 1, por exemplo uma rocha, com resistividade relativamente alta contendo um meio 2, por exemplo inclusões, de resistividade baixa, diminuiria a resistividade do conjunto todo.

Também, de acordo com Karato (2013), a presença de fases fluidas, em geral, diminui a resistividade elétrica de uma rocha pois grande parte dos fluidos possuem alta condutividade iônica. O grau em que esses fluidos afetam a resistividade de rochas é dependente de alguns fatores como a taxa de condutividade dos minerais e desses fluidos, o volume da fração fluida e a geometria destes.

No que se refere ao IP, mesmo com um contraste não tão eficaz quanto a da resistividade, ainda assim houve uma diferenciação e esta se assemelha àquela da resistividade onde os resultados de baixa aparecem nos mesmos locais. Uma hipótese sobre a mais baixa cargabilidade registrada na região dos veios é a de que pela alta concentração de íons presentes nas inclusões fluidas o efeito IP diminui (Grahame, 1947, *apud* Gallas, 2011).

A respeito da mais alta cargabilidade observada na rocha encaixante (ignimbrito), em comparação com veios, foi discutida a hipótese de que pela presença de sericita, que apresenta uma grande superfície específica, será mais intensamente polarizada. De qualquer modo, constatou-se que na área estudada, o *background* IP do ignimbrito é maior que o dos veios de quartzo.

7. CONCLUSÃO

De acordo com os resultados expostos, este trabalho obteve o sucesso esperado, o que foi corroborado pelos dados do já citado artigo "*Quartz prospecting with induced polarization (IP) and resistivity by using gradient and dipole-dipole arrays*" onde foram identificados corpos mineralizados a quartzo e diferenciados da rocha encaixante pelos métodos de eletrorresistividade e polarização induzida (IP). O contraste das resistividades, e as trincheiras escavadas posteriormente, indicaram que as zonas mineralizadas por quartzo estão relacionadas às zonas de mais baixas resistividades.

A região é conhecida por ocorrerem veios de quartzo de interesse econômico contendo rutilo ou mesmo quartzo hialino (cristal de rocha). No entanto, de acordo com Gallas (2015) o quartzo encontrado na área estudada, quartzo leitoso, não possui valor econômico. Contudo, o objetivo principal do projeto era de verificar se haviam veios de quartzo e se era possível identificá-los com os métodos de polarização induzida e eletrorresistividade.

As análises feitas neste projeto mostraram que as anomalias de baixa resistividade e baixas cargabilidades presentes na região correspondem às áreas onde foram encontrados os corpos de quartzo, publicados no artigo. Como pôde ser visto nas figuras apresentadas neste trabalho, quando se compara os resultados obtidos pelo método da eletrorresistividade com os do método da polarização induzida, os corpos mineralizados estão definidos com mais precisão pela resistividade. No entanto, o método IP ainda assim indicou uma certa correlação com os baixos valores de resistividade.

Em relação às baixas resistividades apresentadas pelos veios de quartzo desta área foram pensadas algumas hipóteses, já que o quartzo é conhecido como mineral de alta resistividade. São elas:

- Os veios de quartzo podem conter muitas fraturas e micro fraturas com presença de argilominerais neoformados preenchendo-as e ocasionando numa diminuição de sua resistividade;
- O quartzo encontrado na área é leitoso, isto é, é rico em inclusões fluidas e, de acordo com a literatura a composição do fluido é salina – $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ – o que poderia aumentar a condutividade do material;
- Outra hipótese é do conjunto das duas anteriores onde tanto a grande quantidade de inclusões fluidas salinas e as fraturas preenchidas com material mais condutivo, fariam com que a resistividade dos veios diminuísse.

Já no caso das anomalias de cargabilidade, as hipóteses de que há resposta do efeito IP ocorrendo no ignimbrito e nos veios de quartzo são:

- Os mais altos valores de cargabilidade encontrados no ignimbrito, quando se comparado aos veios de quartzo, poderiam ocorrer em virtude da grande superfície específica da sericita;
- Os valores mais baixos de cargabilidades correspondentes aos veios de quartzo, quando se comparado ao ignimbrito, poderiam ocorrer em virtude da alta concentração de íons presentes nas inclusões fluidas.

Entretanto, à época da aquisição dos dados no campo, não foram coletadas amostras dos veios identificados para que se fizessem estudos mais precisos a respeito da composição destes para uma eventual confirmação da correlação das inclusões com os parâmetros físicos medidos.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bertin, J., Loeb, J. (1976). *Experimental and theoretical aspects of induced polarization*. Gebruder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, Germany: Geopublicaton Associates.

Borges, W.R. (2004). Investigações geofísicas na borda da Bacia Sedimentar de São Paulo, utilizando-se GPR e eletrorresistividade. *Revista Brasileira de Geofísica*, 22(1), 91-91.

Chen, Y., Or, D. (2006). Effects of Maxwell-Wagner polarization on soil complex dielectric permittivity under variable temperature and electrical conductivity. *Water Resources Research*, 42, W06424.

Compagnie Générale de Géophysique. Prospection Électrique (1970) – Méthode Du rectangle AB. Tables des coefficients K generalizes pour MN paraleles à AB. Manual interno, paginação irregular.

Dentith, M., Mudge, S. (2014). *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge: Cambridge University Press.

Gallas, J.D.F. (2000). *Principais métodos geoeletricos e suas aplicações em prospecção mineral, hidrogeologia, geologia de engenharia e geologia ambiental*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

Gallas, J. D. F., Taioli, F., Malagutti Filho, W. (2011). Induced polarization, resistivity, and self-potential: a case history of contamination evaluation due to landfill leakage. *Environmental Earth Sciences*, 63(2), 251-261.

Gallas, J.D.F. (2015). Quartz prospecting with induced polarization (IP) and resistivity by using gradient and dipole-dipole arrays. *Revista Brasileira de Geofísica*, 33(4), 555-564.

Guimarães, J.T., Martins, A.A.M., Andrade Filho, E.L., Loureiro, H.S.C., Archanjo, J.B.A., Neves, J.P., Abram, M.B., Silva, M.G., Melo, R.C., Bento, R.V. (2005). *Projeto Ibitiara-Rio de Contas, Estado da Bahia, Escala 1:200.000*. Convênio CPRM - Serviço Geológico do Brasil / CBPM - Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, Programa Recursos Minerais do Brasil. Salvador: CPRM.156 p. + anexos.

Karato, S. I. (Ed.). (2013). *Physics and chemistry of the deep earth*. Wiley-Blackwell.

Martins, A. C. da C. (2017). *Impacto da aplicação da geofísica no planejamento de lavra da mineração de pequena escala*. Tese (Doutorado). São Paulo: Escola Politécnica, Universidade de São Paulo.

Orellana, E. (1972). *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Madrid: Paraninfo.

Polo, L. (2004). *Vulcanismo Tardio do Complexo de Caldeiras Vilama Coruto, Puna Jujenha, Argentina: Evolução Vulcânica do Cerro Pululus*. Monografia de Trabalho de Formatura. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Santana, A.J.; Galvão, C.F.; Fonseca, D.B.; Lopes, G.A. (1975). *Projeto Quartzito*. Salvador: CBPM.

Seyfried, R., Freundt, A. (2000). Experiments on conduit flow and eruption behavior of basaltic volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research*, 105, 23727-23740.

Sumner, J.S. (1976). *Principles of induced polarization for geophysical exploration*. New York: Elsevier Scientific Publishing Co.

Touret, J. L. R. (2001). Fluids in metamorphic rocks. *Lithos*, 55, 1–27.

Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sheriff, R.E. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.

ANEXO I



Figura 1: amostra de quartzo rutilado da região de Novo Horizonte (BA).

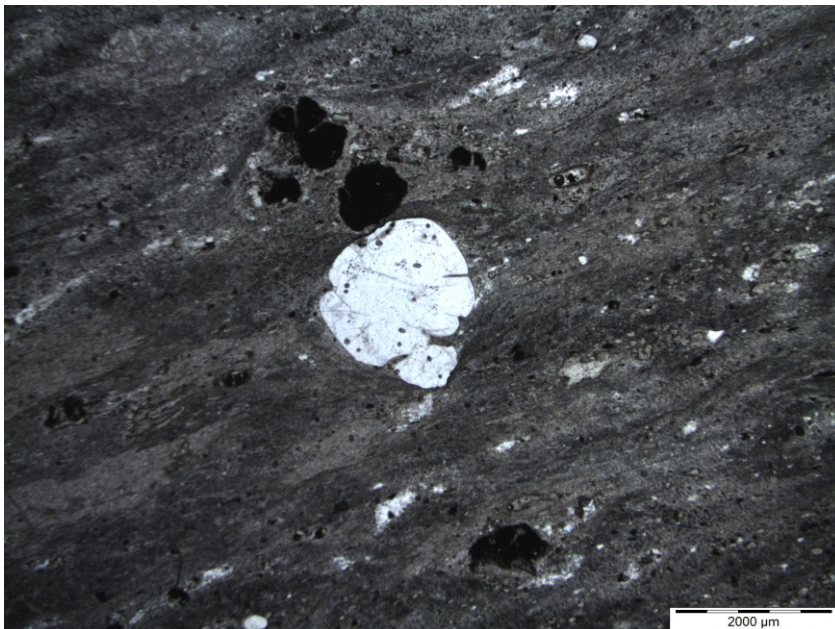


Figura 2: fotomicrografia da amostra 01, lâmina A, mostrando um fenocristal de quartzo com embainhamento, feição provavelmente resultante de dissolução no magma. Nota-se também minerais opacos dentro de uma púmice, onde se observa que essa estrutura não foi achatada igual outras possivelmente em virtude desses opacos. Polarização simples e aumento de 1,25x.

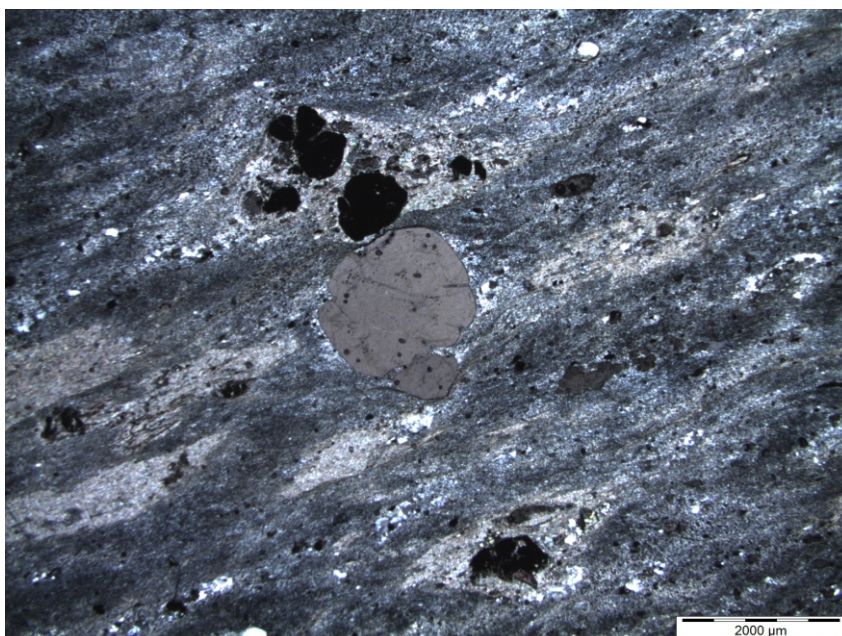


Figura 3: fotomicrografia da amostra 01, lâmina A, mostrando o mesmo fenocristal de quartzo da Figura 2, evidenciando os *fiammes* compostos principalmente por sericita, concordantes à foliação de fluxo piroclástico. Polarização semi-cruzada e aumento de 1,25x.

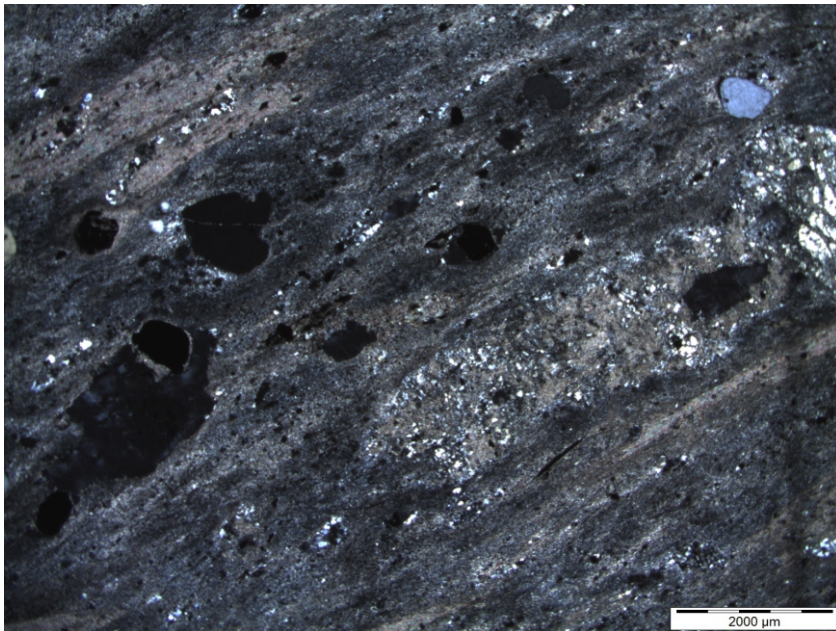


Figura 4: fotomicrografia da amostra 01, lâmina B, que mostra no canto direito, um pseudo-morfo de feldspato potássico que sofreu sericitização. Polarização semi-cruzada com aumento de 1,25x.

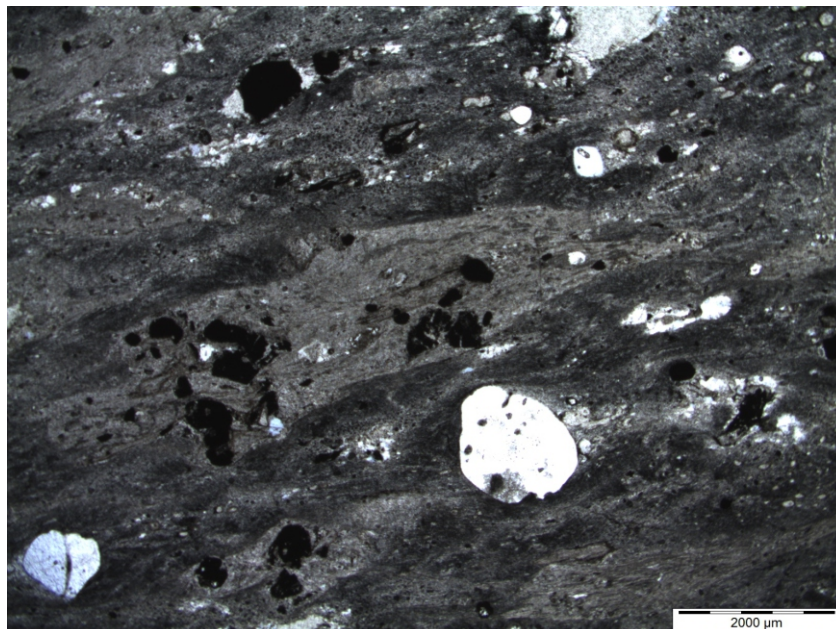


Figura 5: fotomicrografia da amostra 01, lâmina A, onde é possível verificar ao centro a estrutura da púmice que foi preenchida posteriormente por sericita, além de conter também minerais opacos. É possível a identificação de pequenas estruturas denominadas canaliculos, onde antes eram vazios. Polarização simples com aumento de 1,25x.

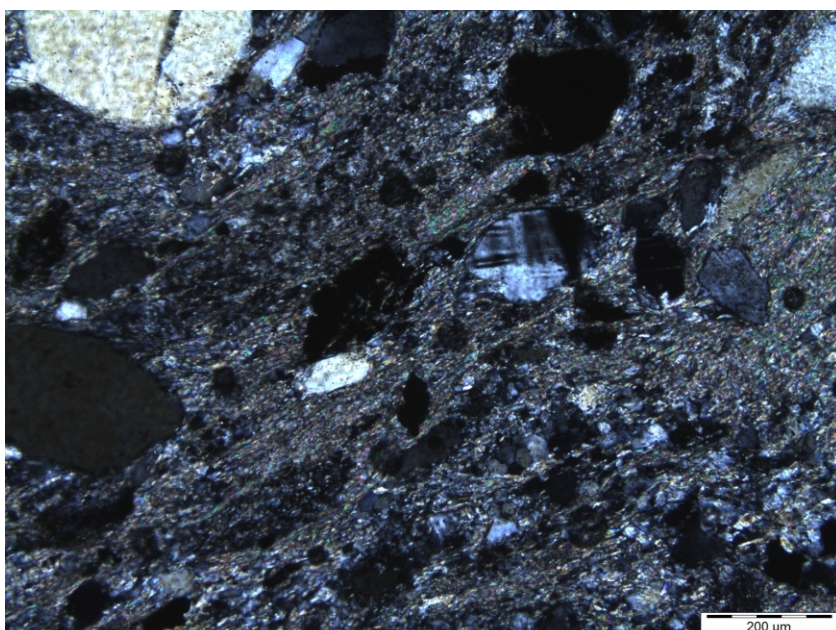


Figura 6: fotomicrografia da amostra 01, lâmina A, evidenciando a presença de microclínio juntamente com outros fragmentos de feldspato de aspecto detrítico. Polarização semi-cruzada com aumento de 10x.