



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E GEODINÂMICA

CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DE DEPÓSITOS AURÍFEROS NA REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO, MATO GROSSO

TESE DE DOUTORADO N° 47

EDUARDO XAVIER SEIMETZ

Orientador: Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges

Co-orientador: Prof. Dr. Marco Ianniruberto

Brasília - DF

Abril/2019



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E GEODINÂMICA

CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DE DEPÓSITOS AURÍFEROS NA REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO, MATO GROSSO

Tese apresentado ao Programa de Pós Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília como requisito para a obtenção do título de Doutor

Área de Concentração: Geofísica

Orientador: Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges

Coorientador: Prof. Dr. Marco Ianniruberto

Brasília - DF

Abril/2019

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Folha de Aprovação

Eduardo Xavier Seimetz

CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DE DEPÓSITOS AURÍFEROS NA REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO, MATO GROSSO

Tese apresentada ao Instituto de Geociências da
Universidade de Brasília.

Programa de Graduação em Geociências Aplicadas.

Área de Concentração: Geofísica Aplicada

Aprovado em: 05Abril de 2019

Banca Examinadora

Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares

Instituição: Universidade de Brasília - UnB, Instituto de Geociências - IG

Prof. Dr. Marcelo Henrique Leão-Santos

Instituição: Universidade Federal de Goiás – UFG, Instituto de Ciências e Tecnologia – ICT.

Prof. Dr. Luiz Antônio Pereira de Souza

Instituição: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo – IPT/SP, Centro de
Tecnologias Ambientais e Energéticas (CETAE).

Resumo

SEIMETZ, E. X. **Caracterização geofísica de depósitos auríferos na região de Peixoto de Azevedo, Mato Grosso**. Tese (doutorado) – Instituto de Geociências, UnB, Brasília/DF, 2019, 205p.

A pesquisa foi desenvolvida nos municípios de Peixoto de Azevedo, Matupá, Novo Mundo e no rio Peixoto de Azevedo do estado de Mato Grosso, Brasil, os quais encontram-se na porção leste da Província Aurífera de Alta Floresta que está inserida no Craton Amazônico. As mineralizações auríferas primárias ocorrem ao longo de zonas de cisalhamento em veios de quartzo e em granitos de forma disseminada. Objetivo deste trabalho é identificar possíveis zonas de mineralização primária de ouro (filões/veios), possíveis continuidades das zonas mineralizadas e zonas de mineralização secundária de ouro, aluviões. Para detecção de novos alvos exploratórios foi realizado uma associação dos métodos geofísicos terrestre e aquático. Para o terrestre foram utilizados os métodos de resistividade elétrica e polarização induzida junto com furos de testemunhos de sondagens fornecidos pelos garimpos. Para o aquático foram utilizados os métodos de resistividade elétrica, polarização induzida, perfilado de subfundo (sísmica rasa) e radar de penetração no solo (GPR). As aquisições geofísicas elétricas foram realizadas nos garimpos: Raimunda, no município de Novo Mundo; Marcelo Fidelis, Polaco, Porteira e Truilio no município de Peixoto de Azevedo; e Gauchinho e Lauro, no município de Matupá. Nestes garimpos foram executadas de três a quatro linhas de aquisição geofísica com o comprimento médio de 700 m, com a utilização do arranjo dipolo-dipolo com espaçamento dos eletrodos de 20 a 25 m. Foi elaborado uma escala de intervalo de cores para os valores de resistividade e cargabilidade por meio de uma análise estatística, onde os valores máximos de resistividade foram de 6.500 ohm.m e de cargabilidade 40 mV/V. São apresentados nos resultados apenas os garimpos com as linhas geofísicas com furo de sondagem. Os modelos geofísicos dos garimpos Raimunda e Truilio mostram coerências com os furos. Os modelos geofísicos do garimpo Porteira não ficaram coerentes aos furos. Este trabalho mostra resultados de investigações sísmicas realizadas com objetivo de verificar a eficiência da sísmica de reflexão de alta resolução na identificação de possíveis armadilhas geológicas de cascalhos auríferos presentes na calha do rio Peixoto de Azevedo. As aquisições de dados ocorreram durante o período de cheias em um trecho de 2.700 metros do rio, com um perfilador de subfundo. Os resultados possibilitaram a identificação de 3 fácies sísmicas e 2 superfícies de reflexão. Ao longo das seções sísmicas notam-se deflexões na superfície Sr que indicam potenciais armadilhas de cascalhos auríferos. Ainda no rio Peixoto de Azevedo, foram utilizados os métodos geofísicos de eletrorresistividade, polarização induzida (IP) e radar de penetração no solo (GPR) na prospecção de cascalhos auríferos em ambientes submersos ao longo do rio. Na aquisição de dados geofísicos foi realizado registros de sinais eletromagnéticos com antenas blindadas (GPR); também coletaram-se dados de resistividade elétrica com os arranjos dipolo-dipolo, polo-dipolo, Wenner alfa e Wenner não convencional (modificado) para analisar os melhores parâmetros e arranjos no ambiente. Os resultados confirmam a presença de sedimentos arenosos sobrepondo sedimentos argilosos, cascalhos e o embasamento rochoso. Os sedimentos arenosos são observados como refletores de alta impedância, alta resistividade elétrica e alta cargabilidade. Abaixo dos sedimentos arenosos todo o sinal eletromagnético é absorvido pela argila. Os métodos mostraram-se eficientes na detecção dos sedimentos e do embasamento rochoso, com exceção dos cascalhos auríferos. Os resultados de cargabilidade ficaram inconclusivos.

Palavras Chave: Resistividade, Polarização Induzida, porção leste da Província Aurífera Alta Floresta, perfilador de subfundo, radar de penetração no solo, cascalhos auríferos, rio Peixoto de Azevedo

Abstract

SEIMETZ, E. X. **Geophysical characterization of gold deposits in the region of Peixoto de Azevedo, Mato Grosso.** Doctorate Thesis – Institute of Geosciences, UnB, Brasília/DF, Brazil, 2019, 205p.

The research was developed in the municipality of Peixoto de Azevedo, Matupá, Novo Mundo and in the Peixoto de Azevedo river in the state of Mato Grosso, Brazil, which are in the eastern portion of the Alta Floresta Gold Province which also is part of the Amazon Craton. Primary auriferous mineralization's occur along shear zones in quartz veins and granites in a disseminated gold. The aim of this work is to identify possible zones of primary gold mineralization (lodes/veins), possible continuities of mineralized zones and zones of secondary gold mineralization, alluviums. To detect new exploratory targets, an association of terrestrial and aquatic geophysical methods was performed. For the terrestrial, the methods of electrical resistivity and induced polarization were used together with drill cores which were provided by the mines. For the aquatic, the methods of electrical resistivity, induced polarization, sub-bottom profiler (SBP) (shallow seismic) and ground penetrating radar (GPR) were used. Electrical geophysical acquisitions were carried out in the gold mines: Raimunda, in the municipality of Novo Mundo; Marcelo Fidelis, Polaco, Porteira and Truilio in the municipality of Peixoto de Azevedo; Gauchinho and Lauro, in the municipality of Matupá. In these gold mines, three to four geophysical acquisition lines with an average length of 700 m were executed using the dipole-dipole array with electrode spacing of 20 to 25 m. A color range scale was used for the resistivity and chargeability values by statistical analysis where the maximum values of resistivity were 6,500 ohm.m and chargeability 40 mV/V. The results presented are only geophysical lines with drill holes. The geophysical models for Raimunda and Truilio gold mines show coherence with the holes. The geophysical models of Porteiro gold mine were not consistent with the holes. This work shows results of shallow seismic investigations carried out with the objective of verifying the efficiency of the high-resolution reflection seismic in the identification of possible geological traps of auriferous gravels present in the channel of the Peixoto de Azevedo river. The data acquisitions occurred during the flooding period on a 2,700 meter stretch of the river, with a sub-bottom profiler. The results allowed the identification of 3 seismic facies and 2 reflection surfaces. Throughout the seismic sections we notice deflections on the surface S_r that indicate potential traps of auriferous gravels. In the Peixoto de Azevedo river, geophysical methods of electroresistance, induced polarization (IP) and ground penetrating radar (GPR) were used to prospect for gold gravel in submerged environments along the river. For the acquisition of geophysical data, electromagnetic signals were recorded with shielded antennas (GPR); electrical resistivity data were collected with arrays dipole-dipole, pole-dipole, Wenner alfa and unconventional Wenner to analyze the best parameters and array. The results confirm the presence of sandy sediments overlying clayey sediments, gravel and rocky basement. The sandy sediments are observed as reflectors of high impedance, high electrical resistivity and high chargeability. Below the sandy sediments the entire electromagnetic signal is absorbed by the clay. The methods proved to be efficient in the detection of sediments and rocky basement, except for the gold-bearing gravel. The chargeability results were inconclusive.

Keywords: Resistivity, Induced Polarization, eastern portion of the Alta Floresta Gold Province, sub-bottom profiler; ground penetrating radar, gold-bearing gravel; Peixoto de Azevedo river.

Agradecimentos

Primeiramente quero agradecer a DEUS ao permitir esta oportunidade de realizar um sonho pessoal de fazer o Doutorado, no meu país de origem, na Universidade de Brasília. Agradeço também pela força e pelas pessoas que apareceram e contribuíram direta e indiretamente durante esta jornada.

Aos Professores e Orientadores Dr. Welitom Rodrigues Borges e Dr. Marco Ianniruberto pela oportunidade, paciência, suporte e aprendizado durante esta longa jornada. A Professora Dr. Catarina Labouré Bemfica Toledo por me acolher no início do doutorado. A Professora Dr. Adalene Moreira Silva e ao Professor Dr. Elder Yokoyama pelo suporte.

A Daniel Richard Oliveira (Lezado) por ter me parado no corredor do IG e pergunta: “Edu, você já ouviu falar de Peixoto de Azevedo?” Muito obrigado pelo apoio, carinho e por indicar este caminho pós trocar de projeto pela segunda vez. Este tornou o projeto da Tese (terceiro tema durante o doutorado).

A Companhia Matogrossense de Mineração – METAMAT. Aos Presidentes Elias Pereira dos Santos Filho e Roberto Vargas. Aos amigos Marcos Vinícius Paes de Barros e Ciro Calachibete por incentivar e apresentar Antônio João Paes de Barros que acreditou no projeto e abriu as portas para esta jornada. Muito obrigado de coração. Agradecer também aos funcionários Pedro Léo de Arruda Pinto e Zania Rocha do Santos. Agradecer a METAMAT por ceder o galpão para nos alojar.

A Cooperativa dos Garimpeiros do Vale do Rio Peixoto – COOGAVEPE. Aos Presidentes Gilson Gomes Camboim e Emílio Miguel Junior pelo suporte, apoio financeiro, realizar os contatos com os garimpeiros, paciência, parceria e acreditar no trabalho em conjunto. Aos funcionários que ajudaram a realizar as três campanhas: 1º março de 2016, 2º agosto de 2016, 3º setembro de 2017; Allanna Izabela Pinto Silva, Josimar dos Passos (Biólogo), Elcio Pereira, Kaoma Camila Marques, Hermes Silva (Miudo), as equipes de campo das campanhas terrestre e aquáticas e desculpa se esqueci de mencionar o nome da mais alguém. Muito obrigado por realizar este trabalho.

Aos amigos Willian Giovanni Zan, Mendes (motorista do IG), Pedro (motorista da MAT), Pedro Vencovsky Nogueira por terem dado apoio nos campos. A amigo Vidente de Paula participar do campo e pelo apoio no IG.

Ao Péricles Brito Macedo obrigado por estar presente nas três campanhas. Um grande abraço.

A um grande amigo e irmão Alexandre Santos Jeronimo da Costa por estar do meu lado deis do início, nos momentos duvidosos e sempre apoiando. Alexandre, obrigado por estar comigo nesta jornada.

Agradecer aos amigos Professor Dr. Francisco Jose Fonseca Ferreira, doutorando Rafael Espindola Canata, e ao Mestre Rodoilton Stevanato da Universidade Federal do Paraná – UFPA ao ceder os equipamentos VIP e ELREC PRO da IRIS *instruments* e por participar das campanhas e pós campanhas. Muito obrigado.

Aos amigos Paulo Henrique Praça de França (Paulet), Diogo Olivetti, Gabriela Turquetti (Gaby), Cristobal Condori Quispe, Joyce Pinheiro de Oliveira Fiori, Mara Letícia Torres da Silva, Maria Clara Lopes, Marcel Silva Passos, Henrique Bernini, Jadson Muniz e Moara Maria pelo suporte e apoio no IG.

As amigas de sala: Carolinna da Silva Maia de Souza, Alanna Cristina Vieira Rodrigues, Angelica Maríza Zapata, Bruno Vasconcelos, Roberto de Siqueira (Betão), João Tarelow Neto e Felipe Velasquez.

A minha família: Rui Seimetz (pai), Raimunda Xavier da Silva Seimetz (mãe) e Marcia Xavier Seimetz (irmã), Vó Nona e tia Lurdinha. Obrigado pela educação, carinho, pelo amor que me deram e por acreditarem em mim.

A minha noiva Pollyanna Araujo de Alencar por fazer parte da minha família. Obrigado por me acompanhar nesta jornada, apoio e carinho. Beijão.

Aos amigos Dr. Helder Matos e Dr. Raimundo de Araújo Bastos Junior (Bil) pelo apoio.

A empresa RuralTech, ao Presidente Fabio de Novaes Filho e Kayque Bergamaschi por emprestar equipamentos e troca de experiências.

Ao meu amigo Clayton Gomes Pereira por ter acompanhando mais uma jornada.

As pessoas que não estão mais conosco: Vó Raimunda, Primo Márcio e Tio Romeu. Obrigado por fazerem parte de nossas vidas. Que estejam descansando em paz.

Ao Instituto de Geociências Aplicadas da Universidade de Brasília – UnB, e ao Laboratório de Geofísica Aplicada (LGA/UnB) pela disponibilização dos equipamentos geofísicos para a realização deste trabalho.

A CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão da bolsa de mestrado.

Agradecer aos meus amigos do M-226, da COLINA, ao grupo SITHS e ao time de futebol americano Brasília Wizards por acompanhar esta jornada maravilhosa de quase cinco anos na busca e concretização desse sonho.

SUMÁRIO

Resumo.....	5
Abstract	6
Agradecimentos	7
LISTA DE FIGURAS	14
LISTA DE ABREVIATURAS	23
LISTA DE TABELAS	24
CAPÍTULO 1	25
1. INTRODUÇÃO.....	25
1.1 Rede Hidrográfica do Rio Peixoto de Azevedo.	26
1.2 OBJETIVO.....	28
CAPÍTULO 2.....	29
2. GEOLOGIA REGIONAL	29
2.1 Metalogenia do Ouro (Au) na Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF).....	38
2.1.1 Depósitos de Au Disseminado	38
2.1.2 Depósitos de Au em veio com associação Au + Cu	39
2.1.3 Depósitos de Au em veio com associação de Au + metais base.....	39
2.2 Rio Peixoto de Azevedo.....	40
CAPÍTULO 3.....	41
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	41
3.1 ELETORRESISTIVIDADE	41
3.1.1 Fluxo de corrente no solo.....	43
3.1.2 Técnicas de aquisição de dados	46
3.1.3 Arranjos de eletrodos	47
3.1.3.1 Wenner alfa.....	48
3.1.3.2 Dipolo-dipolo.....	49
3.1.3.3 Polo-Dipolo.....	49
3.1.4 Eletorresistividade em áreas submersas.....	50
3.2 POLARIZAÇÃO INDUZIDA	53
3.2.1 Polarização de eletrodo	54
3.2.2 Polarização de membrana	55
3.2.3 Métodos de medição do efeito de IP.....	56
3.2.4 Medidas de IP no Domínio do Tempo	56
3.2.5 Eletrodos não-polarizáveis.....	57
3.3 SÍSMICA AQUÁTICA.....	59

3.3.1	Investigação geofísica em área submersa	59
3.3.2	Fundamentos básicos	59
3.3.3	Propagação de ondas acústicas	60
3.3.4	Princípios Físicos do Método.....	60
3.3.5	Velocidade do som na água	61
3.3.6	Eco	62
3.3.7	Perfilador de subfundo	62
3.3.8	Impedância Acústica e Coeficiente de Reflexão.....	63
3.4	GROUND PENETRATING RADAR - GPR.....	65
3.4.1	Profundidade de investigação	70
CAPÍTULO 4.....		71
4.	ARTIGO: Assinatura geolétrica de mineralizações de ouro na Província Aurífera de Alta Floresta, Estado de Mato Grosso, Brasil.....	71
RESUMO		71
ABSTRACT.....		72
4.1	INTRODUÇÃO	73
4.2	GEOLOGIA DA ÁREA	77
4.3	METODOLOGIA	81
4.4	AQUISIÇÃO DE DADOS.....	84
4.5	ANÁLISE, FILTRAGEM E MODELAGEM DOS DADOS	88
4.6	RESULTADOS.....	90
4.6.1	Garimpo Raimunda	91
4.6.2	Garimpo Truilio	93
4.6.3	Garimpo Porteira.....	94
4.7	CONCLUSÕES	96
4.8	AGRADECIMENTOS.....	98
4.9	REFERÊNCIAS	99
CAPÍTULO 5.....		104
5.	ARTIGO: Aplicação de sísmica de alta resolução para a determinação de armadilhas geológicas de cascalhos auríferos em um trecho do rio Peixoto de Azevedo, MT.....	104
Resumo.....		104
Abstract		105
5.1	INTRODUÇÃO.....	105
5.2	GEOLOGIA	108
5.3	METODOLOGIA	110
5.4	RESULTADOS	113

5.5 CONCLUSÕES	117
5.6 AGRADECIMENTOS	118
5.7 REFERÊNCIAS	118
CAPÍTULO 6	120
6. ARTIGO: Análise da eficiência de métodos elétricos (eletrorresistividade e polarização induzida) e eletromagnéticos (radar de penetração no solo) no mapeamento de armadilhas estruturais em depósitos auríferos secundários na calha atual do rio Peixoto de Azevedo, MT.	120
RESUMO	120
ABSTRACT	121
6.1 INTRODUÇÃO	122
6.2 CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL E LOCAL.....	127
6.3 AQUISIÇÃO DOS DADOS	130
6.3.1 Aquisição de dados GPR.....	130
6.3.2 Aquisição de dados de Eletrorresistividade e Polarização Induzida.....	134
6.4 PROCESSAMENTO E MODELAGEM DOS DADOS	137
6.4.1 Processamento dos dados de GPR	137
6.4.2 Modelagem dos dados de eletrorresistividade e polarização induzida	142
6.5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	144
6.5.1 Resultados de GPR.....	144
6.5.2 Resultados de Eletrorresistividade e Polarização Induzida.....	151
6.5.2.1 Arranjo Dipolo-Dipolo.....	151
6.5.2.2 Polo-Dipolo	153
6.5.2.3 Wenner	154
6.5.2.4 Wenner modificado.....	157
6.5.3 Correlação dos resultados geofísicos	161
6.6 CONCLUSÕES	163
6.7 AGRADECIMENTOS.....	164
6.8 REFERÊNCIAS	164
CAPÍTULO 7	166
7. CONCLUSÕES	166
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	169
Apêndice A	176

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1 MAPA DE LOCALIZAÇÃO COM A PRINCIPAL VIA DE ACESSO A PEIXOTO DE AZEVEDO.....	26
FIGURA 1.2 MAPA DE HIDROGRÁFICO DO RIO PEIXOTO DE AZEVEDO. O RIO FLUI DO MUNICÍPIO PEIXOTO DE AZEVEDO ATÉ O RIO TELES PIRES.....	27
FIGURA 2.1 LOCALIZAÇÃO DA PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA, PAAF (CPRM, 2005).	30
FIGURA 2.2 MAPA GEOTECTÔNICO DO CRÁTON AMAZÔNICO: A) TASSINARI & MACAMBIRA (2004). B) SANTOS ET AL., (2006). EM DESTAQUE OS LIMITES DA PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (PAAF).....	31
FIGURA 2.3 MAPA SIMPLIFICADO DA PROVÍNCIA AURÍFERA ALTA FLORESTA, COM OS PRINCIPAIS DOMÍNIOS GEOLÓGICOS E A LOCALIZAÇÃO DOS DEPÓSITOS DE OURO (ADAPTADO DE SOUZA ET AL., 2005; VASQUEZ & ROSA-COSTA, 2008; SILVIA, 2017).	32
FIGURA 2.4 MAPA GEOLÓGICO DO SETOR LESTE DA PROVINCIAL AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (ADAPTADO DE PAES DE BARROS, 2007; SILVA, 2014; RODRIGUES, 2012; ASSIS, 2015; MIGUEL JR., 2011)	36
FIGURA 2.5 MAPA DE ELEVAÇÃO DO SETOR LESTE DA PROVINCIAL AURÍFERA DE ALTA FLORESTA. A) MOSTRA A REGIÃO COM NÍVEL D'ÁGUA ESTÁ ABAIXO DA COTA 225 M. B) MOSTRA A REGIÃO COM NÍVEL D'ÁGUA NA COTA DE 253 M, MAIOR REGISTRO DO RIO PEIXOTO DE AZEVEDO EM 2005.	37
FIGURA 3.1 PARÂMETROS USADOS NA DEFINIÇÃO DA RESISTIVIDADE ELÉTRICA.	42
FIGURA 3.2 VALORES DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA PARA ALGUMAS ROCHAS E MATERIAIS (ADAPTADO DE LAGO, 2009).	43
FIGURA 3.3 INJEÇÃO DE CORRENTE EM UM PONTO NA SUPERFÍCIE E A DISTRIBUIÇÃO DO SEU FLUXO EM SUBSUPERFÍCIE (LAGO, 2009).	44
FIGURA 3.4 REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO FLUXO DE CORRENTE E O POTENCIAL NO SUBSOLO PARA QUATRO ELETRODOS EM SUPERFÍCIE (ADAPTADO DE LAGO, 2009).....	46
FIGURA 3.5 PRINCIPAIS ARRANJOS ELETRÓDICOS UTILIZADOS EM ENSAIOS DE CAMPO COM SEUS FATORES GEOMÉTRICOS (LOKE, 2010).....	48
FIGURA 3.6 SISTEM ABEM LUND. ESQUEMATIZAÇÃO DO DESLOCAMENTO DOS CABOS QUANDO UTILIZADA A TÉCNICA DE ROLL-ALONG. (LOKE, 1996).....	51
FIGURA 3.7 O SISTEMA AARHUS DE ARRANJO PUXADO. O SISTEMA MOSTRADO TEM DOIS ELÉCTRODOS DE CORRENTE (C) E SEIS ELETRODOS POTENCIAIS (CHRISTENSEN & SORENSEN 1998, BERNSTONE & DAHLIN 1999: APUD LOKE, 2010).....	52
FIGURA 3.8 ESQUEMA DE CABO REBOCADO POR BARCO USANDO O ARRANJO DIPOLO-DIPOLO.	52
FIGURA 3.9 POLARIZAÇÃO DE ELETRODO. (A) FLUXO ELETROLÍTICO EM UM CANAL ABERTO. (B) POLARIZAÇÃO DE UM GRÃO ELETRONICAMENTE CONDUTORA, BLOQUEANDO UM CANAL (REYNOLDS, 1997).....	54
FIGURA 3.10 DESENVOLVIMENTO DA POLARIZAÇÃO DE MEMBRANA ASSOCIADA COM (A) UMA CONSTRIÇÃO INTERIOR DE UM CANAL ENTRE OS GRÃOS MINERAIS, E (B) PARTÍCULAS DE ARGILA DE CARGA NEGATIVA E OS ELEMENTOS FIBROSOS AO LONGO DOS LADOS DE UM CANAL (REYNOLDS, 1997).	56
FIGURA 3.11 A TENSÃO DE DECAIMENTO INTEGRADA USADO COMO UMA MEDIDA DE CARGABILIDADE M (REYNOLDS, 1997).	57

FIGURA 3.12 POTES POROSOS NÃO POLARIZÁVEIS (ELETRODOS), PREENCHIDOS POR SOLUÇÃO DE SULFATO DE COBRE (FRANÇA, 2015).	58
FIGURA 3.13 PRINCÍPIO DE HUYGENS: CADA PONTO DA FRENTE DE ONDA SE COMPORTA COMO UMA FONTE SECUNDÁRIA (REYNOLDS, 1997).	61
FIGURA 3.14 PROPAGAÇÃO DO PULSO SÍSMICO, EM TERMOS DA IMPEDÂNCIA DOS MEIOS FÍSICOS.	64
FIGURA 3.15 (A) DIAGRAMA DE ANTENAS GPR (MODO BIESTÁTICO) MOSTRA O COMPORTAMENTO DAS FRENTE DE ONDA. (B) REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICO DE UM PULSO ELETROMAGNÉTICO (TRAÇO) COM AS CHEGADAS DAS PRINCIPAIS FRENTE DE ONDA REFLETIDOS DO GPR (BORGES, 2007).	66
FIGURA 4.1 MAPA GEOTECTÔNICO DO CRÁTON AMAZÔNICO: A) SANTOS ET AL. (2006); B) TASSINARI & MACAMBIRA (2004). EM DESTAQUE OS LIMITES DA PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (PAAF).	78
FIGURA 4.2 MAPA GEOLÓGICO DA PORÇÃO LESTE DA PAAF COM A LOCALIZAÇÃO DOS GARIMPOS PESQUISADOS NESTE TRABALHO (ASSIS, 2015).	79
FIGURA 4.3 (A) DESCRIÇÃO DE FUROS DE SONDAÇÃO REALIZADOS NOS GARIMPOS PESQUISADOS. (B) MAPAS COM A LOCALIZAÇÃO DOS FUROS DE SONDAÇÃO EXECUTADOS NOS GARIMPOS (B1) RAIMUNDA, (B2) TRUILIO, E (B3) PORTEIRA.	80
FIGURA 4.4 FOTOGRAFIAS EVIDENCIAM (A) VEIO DE QUARTZO SULFETADO (FILÃO) EXPOSTO EM SUPERFÍCIE; (B) VEIO DE QUARTZO SULFETADO EM PROFUNDIDADE DENTRO DE UM SHAFT; (C) VEIO DE QUARTZO SULFETADO EM DETALHE; (D) BLOCO DE MONZOGRANITO EXTRAÍDO DE DENTRO DE UM SHAFT; E (E) AMOSTRA DE VEIO DE QUARTZO COM OURO LIVRE	81
FIGURA 4.5 REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA FORMA DE ONDA QUADRÁTICA DO FLUXO DE CORRENTE ELÉTRICA E DO POTENCIAL ELÉTRICO EMITIDOS E REGISTRADOS DURANTE UMA INVESTIGAÇÃO GEOFÍSICA DE POLARIZAÇÃO INDUZIDA. (A) FORMA DE ONDA DA CORRENTE ELÉTRICA. (B) FORMA DE ONDA DO POTENCIAL ELÉTRICO COM A DEFINIÇÃO DOS POTENCIAIS MÁXIMO, SECUNDÁRIO E LIMITE. (C) CURVA DE DECAIMENTO DE VOLTAGEM COM A INDICAÇÃO DOS INTERVALOS USADOS NO CÁLCULO DA CARGABILIDADE.	83
FIGURA 4.6 LOCALIZAÇÃO DAS SEÇÕES GEOELÉTRICAS REALIZADAS NOS GARIMPOS. 1 – RAIMUNDA. 2 – MARCELO FIDELIS. 3 – POLACO. 4 – LAURO. 5 – GAUCHINHO. 6 – TRUILIO. 7 – PORTEIRA.	85
FIGURA 4.7 REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DO ESQUEMA DE AQUISIÇÃO DE DADOS DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA E CARGABILIDADE UTILIZADOS EM CAMPO, E FOTOS QUE ILUSTRAM A INSTRUMENTAÇÃO GEOFÍSICA (GERADOR, TRANSMISSOR E RECEPTOR ELÉTRICOS).	86
FIGURA 4.8 FOTOS EVIDENCIAM ALGUMAS ETAPAS DA AQUISIÇÃO DE DADOS GEOELÉTRICOS NOS GARIMPOS PESQUISADOS. (A) TRANSMISSOR ELÉTRICO EM OPERAÇÃO. (B) RECEPTOR DE DADOS E ELETRODO POROSO USADO PARA REGISTRO DO POTENCIAL ELÉTRICO. (C) VALETA ESCAVADA PARA PROTEÇÃO DOS CABOS ELÉTRICOS. (D) OPERAÇÃO DO RECEPTOR EM ÁREA DE PASTAGEM. (E) BARRACA MONTADA NA CARROCERIA DE PICK-UP PARA A PROTEÇÃO DO TRANSMISSOR ELÉTRICO. (F) CAVA EMERSA CONTORNADA DURANTE O CAMPO. (G) PICADA ABERTA EM MATA DE PALMEIRAS. (H) TRANSPOSIÇÃO AÉREA DE CABOS ELÉTRICOS SOBRE UM CORPO D'ÁGUA. (I) PICADA ABERTA EM ÁREA DE PASTAGEM. (J) MONTAGEM DOS ELETRODOS EM ÁREA DE MATA FECHADA.	87

FIGURA 4.9 HISTOGRAMAS E INFORMAÇÕES ESTATÍSTICAS (N TOTAL = NÚMERO DE DADOS, MEAN = MÉDIA, STANDARD DEVIATION = DESVIO PADRÃO, MEAN ABSOLUTE DEVIATION = DESVIO MÉDIO ABSOLUTO, MEDIAN = MÉDIA, MAXIMUM= VALOR MÁXIMO, DOS DADOS DE CAMPO. (A) HISTOGRAMAS DOS REGISTROS DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA. (B) TABELA COM A ESTATÍSTICA DOS DADOS DE RESISTIVIDADE. (C) HISTOGRAMAS DOS REGISTROS DE CARGABILIDADE. (D) TABELA COM A ESTATÍSTICA DOS DADOS DE CARGABILIDADE.	89
FIGURA 4.10 HISTOGRAMAS E INFORMAÇÕES ESTATÍSTICAS DOS DADOS AGRUPADOS DE TODAS AS SEÇÕES GEOELÉTRICAS (N TOTAL = NÚMERO DE DADOS, MEAN = MÉDIA, STANDARD DEVIATION = DESVIO PADRÃO, MODE = MODA, MEDIAN = MÉDIA, MAXIMUM= VALOR MÁXIMO, DE TODOS OS DADOS GEOELÉTRICOS. (A) HISTOGRAMA DE RESISTIVIDADE. (B) HISTOGRAMA DE CARGABILIDADE.	90
FIGURA 4.11 RESULTADO DO GARIMPO RAIMUNDA LINHA 04 (L4RM). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE CARGABILIDADE. C) MODELO GEOFÍSICO COM FURO DE SONDAJEM.	92
FIGURA 4.12 RESULTADO DO GARIMPO RAIMUNDA COM PERFIL DE CARGABILIDADE COM PROJEÇÃO DE CONTINUIDADE DE ZONA MINERALIZADA.	92
FIGURA 4.13 RESULTADO DO GARIMPO TRUILIO LINHA 01(L1TR). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE CARGABILIDADE. C) MODELO GEOFÍSICO COM FURO DE SONDAJEM.	93
FIGURA 4.14 RESULTADO DO GARIMPO TRUILIO COM PERFIL DE CARGABILIDADE COM PROJEÇÃO DE CONTINUIDADE DE ZONA MINERALIZADA.	94
FIGURA 4.15 RESULTADO DO GARIMPO PORTEIRA LINHA 03 (L3PR). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE CARGABILIDADE. C) MODELO GEOFÍSICO COM FURO DE SONDAJEM.	95
FIGURA 4.16 RESULTADO DO GARIMPO PORTEIRA LINHA 02 (L2PR). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE CARGABILIDADE. C) MODELO GEOFÍSICO COM FURO DE SONDAJEM.	96
FIGURA 5.1 REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DE DEPÓSITOS SECUNDÁRIOS (<i>RESIDUAL PLACER, COLLUVIAL PLACER, TERRACE PLACER E STREAM PLACER</i>) E SUA RELAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA DE ACÚMULO DE MINÉRIO AURÍFERO.	107
FIGURA 5.2 MODELO GEOLÓGICO COM A POSIÇÃO DOS LOCAIS MAIS FAVORÁVEIS PARA O DESENVOLVIMENTO DE ARMADILHAS DE CASCALHOS AURÍFEROS (<i>GOLD TRAPS</i>) EM AMBIENTES FLUVIAIS.	107
FIGURA 5.3 MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO COM AS PRINCIPAIS UNIDADES E ESTRUTURAS GEOLÓGICAS E A LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DO TRABALHO (MORETON & MARTINS, 2005).	109
FIGURA 5.4 FOTOGRAFIAS EVIDENCIAM (A) GABRO DA SUÍTE INTRUSIVA FLOR DA SERRA SOBREPOSTA POR SEDIMENTOS ALUVIONARES DO RIO PEIXOTO. (B) GARIMPO DE OURO EM PALEOTERRAÇO DO RIO PEIXOTO. (C) DEPÓSITOS ARENOSOS SOBREPONDO ARGILAS E CASCALHOS AURÍFEROS DE PALEOTERRAÇO. (D) DETALHE DE CASCALHOS COM MATRIZ ARENOSA E CLASTOS ANGULOSOS DE QUARTZO E DE GRANITOIDES. (E) DRAGAS EM OPERAÇÃO NO RIO PEIXOTO COM A FORMAÇÃO DE PRAIAS ARTIFICIAIS ORIGINADAS PELO PROCESSO DE SUCCÃO.	110
FIGURA 5.5 IMAGEM AÉREA COM A LOCALIZAÇÃO DAS SEÇÕES SÍSMICAS REALIZADAS COM O SBP NO TRECHO DO RIO PEIXOTO DE AZEVEDO, MT.	112

FIGURA 5.6 FOTOGRAFIAS EVIDENCIAM A FIXAÇÃO DO EQUIPAMENTO SBP ABAIXO DA PROA DO BARCO USADO NAS AQUISIÇÕES SÍSMICAS QUE OCORRERAM NO RIO PEIXOTO DE AZEVEDO, MT.....	111
FIGURA 5.7 SEÇÕES SÍSMICA DA LINHA 1. (A) TRECHO ENTRE 260 A 370 METROS DA LINHA 1. (A') INTERPRETAÇÃO DAS FÁCIES SÍSMICAS E DAS SUPERFÍCIES DE DESCONTINUIDADE SÍSMICA.	113
FIGURA 5.8 SEÇÕES SÍSMICA DA LINHA 2. (B) TRECHO ENTRE 145 A 265 METROS DA LINHA 2. (B') INTERPRETAÇÃO DAS FÁCIES SÍSMICAS E DAS SUPERFÍCIES DE DESCONTINUIDADE SÍSMICA.....	114
FIGURA 5.9 SEÇÕES SÍSMICA DA LINHA 3. (C) TRECHO ENTRE 508 A 604 METROS DA LINHA 3. (C') INTERPRETAÇÃO DAS FÁCIES SÍSMICAS E DAS SUPERFÍCIES DE DESCONTINUIDADE SÍSMICA.	115
FIGURA 5.10 PARTE DAS SEÇÕES SÍSMICAS DAS LINHAS 1, 2 E 3 COM A INTERPRETAÇÃO E INDICAÇÃO DE ARMADILHAS GEOLÓGICAS ESTRUTURAIS DE SEDIMENTOS GROSSOS (CASCAHOS). A1 E A2 CORRESPONDEM A UM TRECHO ENTRE 120 A 240 METROS DA LINHA 1 COM UMA ARMADILHA DE 60 METROS DE LARGURA. B1 E B2 REFERE-SE AO TRECHO DA LINHA 1 ENTRE 1390 A 1470 METROS, COM ARMADILHAS DE 8 METROS DE LARGURA. C1 E C2 INDICA O TRECHO ENTRE 2325 A 2500 METROS, COM ARMADILHAS DE 5 METROS DE LARGURA.....	116
FIGURA 6.1 MODELO GEOLÓGICO IDEALIZADO PARA OS DEPÓSITOS AURÍFEROS PRIMÁRIOS E SECUNDÁRIOS IDENTIFICADOS NAS PROXIMIDADES DO RIO PEIXOTO DE AZEVEDO, ESTADO DE MATO GROSSO.....	1232
FIGURA 6.2 MAPA GEOLÓGICO COM A LOCALIZAÇÃO DE ÁREAS DE ATIVIDADE DE EXTRAÇÃO DE OURO NOS DEPÓSITOS FLUVIAIS DO RIO PEIXOTO DE AZEVEDO, ESTADO DE MATO GROSSO.	124
FIGURA 6.3 FOTOGRAFIAS EVIDENCIAM AS CAVAS REALIZADAS NOS PALEOTERRAÇOS DO RIO PEIXOTO DE AZEVEDO PARA A EXPLOTAÇÃO DE OURO. NAS FOTOS NOTAM-SE USO DE RETROESCAVADEIRA E JATOS DE ÁGUA PARA ESCAVAÇÃO, DESTORROAMENTO E CONCENTRAÇÃO DO MINÉRIO PARA SUCCÃO DAS DRAGAS.	125
FIGURA 6.4 – FOTOGRAFIAS REGISTRAM A ATIVIDADE DE DRAGAS NO CANAL ATUAL DO RIO PEIXOTO DE AZEVEDO. A E B DRAGAS EM OPERAÇÃO NAS MARGENS DO RIO. C E D SEDIMENTOS PROVENIENTES DO PROCESSO DE DRAGAGEM PARA EXPLOTAÇÃO DE OURO NA REGIÃO.....	126
FIGURA 6.5 MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO COM AS PRINCIPAIS UNIDADES E ESTRUTURAS GEOLÓGICAS E A LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DO TRABALHO (MORETON & MARTINS, 2005).....	128
FIGURA 6.6 FOTOGRAFIAS EVIDENCIAM (A) GABRO DA SUÍTE INTRUSIVA FLOR DA SERRA SOBREPOSTA POR SEDIMENTOS ALUVIONARES DO RIO PEIXOTO. (B) GARIMPO DE OURO EM PALEOTERRAÇO DO RIO PEIXOTO. (C) DEPÓSITOS ARENOSOS SOBREPONDO ARGILAS E CASCAHOS AURÍFEROS DE PALEOTERRAÇO. (D) DETALHE DE CASCAHOS COM MATRIZ ARENOSA E CLASTOS ANGULOSOS DE QUARTZO E DE GRANITÓIDES. (E) DRAGAS EM OPERAÇÃO NO RIO PEIXOTO COM A FORMAÇÃO DE PRAIAS ARTIFICIAIS ORIGINADAS PELO PROCESSO DE SUCCÃO.	129
FIGURA 6.7 (A) MAPA TOPOGRÁFICO DA ÁREA DO TRABALHO, COM A LOCALIZAÇÃO DO GARIMPO DO GAVIÃO. (B) SEÇÃO TOPOGRÁFICA COM A INDICAÇÃO DA PLANÍCIE DE DEPOSIÇÃO DO RIO PEIXOTO DE AZEVEDO. (C) COLUNA ESTRATIGRÁFICA DOS DEPÓSITOS ALUVIONARES IDENTIFICADA NA ÁREA DO GARIMPO DO GAVIÃO.	130

FIGURA 6.8 FOTOS EVIDENCIAM A AQUISIÇÃO DE DADOS DE GPR NA ÁREA DO RIO PEIXOTO DE AZEVEDO, MT. (A) SISTEMA SIR3000 CONECTADO AO GPS DENTRO DO BARCO. (B) ANTENAS DE 100 MHZ DENTRO DAS CAIXAS PLÁSTICAS DE TRANSPORTE. (C) ANTENA DE 200 MHZ DENTRO DA CAIXA PLÁSTICA CONECTADA AO BARCO DE ALUMÍNIO. (D) CAIXAS PLÁSTICAS COM AS ANTENAS DE 100 MHZ CONECTADAS AO BARCO DE ALUMÍNIO.....	131
FIGURA 6.9 IMAGENS AÉREAS DA ÁREA DO RIO PEIXOTO DE AZEVEDO COM A LOCALIZAÇÃO DAS SEÇÕES DE GPR REALIZADAS NESTES TRABALHOS. (A) LOCALIZAÇÃO DAS SEÇÕES DE 100 MHZ. (B) LOCALIZAÇÃO DAS SEÇÕES DE 200 MHZ. SERVICE LAYER CREDITS: SOURCE: ESRI, DIGITALGLOBE, GEOEYE, EARTHSTAR GEOGRAPHICS, CNES/AIRBUS DS, USDA, USGS, AEROGRID, IGN, AND THE GIS USER COMMUNITY.....	133
FIGURA 6.10 REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA E FOTOGRAFIAS DO SISTEMA DE AQUISIÇÃO DE DADOS E RESISTIVIDADE ELÉTRICA E CARGABILIDADE USADO NA ÁREA DO RIO PEIXOTO DE AZEVEDO, MT.....	134
FIGURA 6.11 ILUSTRAÇÕES DAS CONFIGURAÇÕES ELETRÓDICAS USADAS NESTE TRABALHO E REPRESENTAÇÃO ESPACIAL DOS PONTOS DE AMOSTRAGEM. (A) ARRANJO DIPOLO-DIPOLO. (B) ARRANJO POLO-DIPOLO. (C) ARRANJO WENNER ALFA. (D) ARRANJO WENNER MODIFICADO.....	135
FIGURA 6.12 IMAGENS AÉREAS DA ÁREA DO RIO PEIXOTO COM A LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA E CARGABILIDADE REALIZADAS NESTES TRABALHOS. LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS REALIZADOS COM OS ARRANJOS (A) DIPOLO DIPOLO. (B) POLO DIPOLO. (C) WENNER. (D) WENNER NÃO CONVENCIONAL. SERVICE LAYER CREDITS: SOURCE: ESRI, DIGITALGLOBE, GEOEYE, EARTHSTAR GEOGRAPHICS, CNES/AIRBUS DS, USDA, USGS, AEROGRID, IGN, AND THE GIS USER COMMUNITY.....	136
FIGURA 6.13 FLUXO DE PROCESSAMENTO DE DADOS DE GPR APLICADO AOS DADOS REGISTRADOS COM AS ANTENAS DE 100MHZ E 200MHZ NA ATUAL CALHA DO RIO PEIXOTO DE AZEVEDO, MT.....	139
FIGURA 6.14 PARTES DE SEÇÕES DE GPR REGISTRADAS COM ANTENAS BLINDADAS DE 100 MHZ NO TRECHO INVESTIGADO DO RIO PEIXOTO DE AZEVEDO. A E C SEÇÕES SEM A INTERPRETAÇÃO. B E D SEÇÕES COM A IDENTIFICAÇÃO DO ASSOALHO DO RIO (RA), REFLEXÃO INTERNA (RI) E REFLEXÕES MÚLTIPLAS PROVENIENTES DO ASSOALHO (MRA) E MÚLTIPLA DA REFLEXÃO INTERNA (MRI).	141
FIGURA 6.15 PARTES DE SEÇÕES DE GPR REGISTRADAS COM ANTENAS BLINDADAS DE 100 MHZ E DE 200 MHZ EM UM SEGMENTO DO RIO PEIXOTO DE AZEVEDO. (A E B) SEÇÕES DE GPR OBTIDAS COM AS ANTENAS DE 100 MHZ E DE 200 MHZ, RESPECTIVAMENTE, SEM A INTERPRETAÇÃO. (C E D) SEÇÕES DE 100 MHZ E DE 200 MHZ, RESPECTIVAMENTE, COM A IDENTIFICAÇÃO DO REFLETOR RELACIONADO AO ASSOALHO DO RIO (RA), E DOS REFLETORES RELACIONADOS ÀS REFLEXÕES MÚLTIPLAS PROVENIENTES DO ASSOALHO (1MRA, 2MRA E 3MRA).	142
FIGURA 6.16 PARTE DE SEÇÕES DE GPR REALIZADAS EM UM TRECHO DO RIO PEIXOTO DE AZEVEDO COM ALGUNS PADRÕES DE REFLEXÃO CARACTERÍSTICOS DE BLOCOS DE ROCHAS (A), DUNAS MÉTRICAS (B) E DUNAS DECAMÉTRICAS COM ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS TABULARES (C).	146
FIGURA 6.17 PARTE DE UMA SEÇÃO DE GPR REALIZADA EM UM TRECHO DO RIO PEIXOTO DE AZEVEDO COM ALGUNS PADRÕES DE REFLEXÃO CARACTERÍSTICOS DE CAMADAS SEDIMENTARES. ALÉM DO FORTE REFLETOR QUE MARCA O LIMITE ENTRE OS PADRÕES	

DE REFLEXÃO, OS MESMOS POSSUEM REFLETORES CARACTERÍSTICOS DE ESTRUTURAS SEDIMENTARES (ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS TABULARES).....	147
FIGURA 6.18 PARTE DE UMA SEÇÃO DE GPR QUE EVIDENCIA OS PADRÕES DE REFLEXÃO RELACIONADOS A UMA ÁREA ESCAVADA E A UMA PILHA DE SEDIMENTOS RELACIONADA AO ACÚMULO DO MATERIAL CAUSADOS PELO PROCESSO DE EXTRAÇÃO MINERAL DE DRAGAS. ALÉM DOS PADRÕES DE REFLEXÃO RELACIONADOS A ESTRUTURAS ANTRÓPICAS, REGISTRAM-SE REFLETORES RELACIONADOS A PADRÕES SEDIMENTARES (C1) E POSSIVELMENTE AO TOPO ROCHOSO (C2).	148
FIGURA 6.19 SEGMENTOS DE SEÇÕES DE GPR COM OS PADRÕES DE REFLEXÃO RELACIONADOS AOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES E AO EMBASAMENTO ROCHOSO. NO TOPO DA ROCHA OCORRE UM REFLETOR CONTÍNUO, IRREGULAR, DE ALTA AMPLITUDE. ABAIXO DO TOPO DA ROCHA OCORREM APENAS REFLEXÕES RELACIONADAS À INTERFERÊNCIAS.....	149
FIGURA 6.20 – SEÇÃO DE GPR L01-200 SEGMENTADA EM 3 TRECHOS PARA MELHOR VISUALIZAÇÃO DOS RESULTADOS. TRECHOS COM AS RESPECTIVAS INTERPRETAÇÕES DAS ESPESURAS DOS SEDIMENTOS E MORFOLOGIA DO TOPO ROCHOSO: (A) SEGMENTO ENTRE 0 E 400 METROS. (B) SEGMENTO ENTRE 400 E 750 METROS. (C) SEGMENTO ENTRE 750 E 1150 METROS.	150
FIGURA 6.21 SEÇÃO DE RESISTIVIDADE E IP LINHA L01-DD POSIÇÃO 0 A 614 M. (A) MOSTRA A SEÇÃO DE RESISTIVIDADE. (B) MOSTRA A SEÇÃO DE IP. (C) SEÇÃO INTERPRETADA: CAMADA DE SEDIMENTO, ROCHA INTEMPERIZADA E QUATRO VALÕES ASSOCIADOS A ZONA DE FALHAMENTOS.	151
FIGURA 6.22 SEÇÃO DE RESISTIVIDADE E IP LINHA L01-DD POSIÇÃO 606 A 1213 M. (A) MOSTRA A SEÇÃO DE RESISTIVIDADE. (B) MOSTRA A SEÇÃO DE IP. (C) SEÇÃO INTERPRETADA: CAMADA DE SEDIMENTO, ROCHA INTEMPERIZADA E QUATRO VALÕES ASSOCIADOS A ZONA DE FALHAMENTOS.....	152
FIGURA 6.23 SEÇÃO DE RESISTIVIDADE E IP LINHA L01-DD POSIÇÃO 1212 A 1780 M. (A) MOSTRA A SEÇÃO DE RESISTIVIDADE. (B) MOSTRA A SEÇÃO DE IP. (C) SEÇÃO INTERPRETADA: CAMADA DE SEDIMENTO, ROCHA INTEMPERIZADA E QUATRO VALÕES ASSOCIADOS A ZONA DE FALHAMENTOS.....	152
FIGURA 6.24 SEÇÃO DE RESISTIVIDADE E IP LINHA L02-PD POSIÇÃO 0 A 517M. (A) MOSTRA A SEÇÃO DE RESISTIVIDADE. (B) MOSTRA A SEÇÃO DE IP. (C) SEÇÃO INTERPRETADA: CAMADA DE SEDIMENTO, ROCHA INTEMPERIZADA, UM VÃO ASSOCIADO A ZONA DE FALHAMENTO, UMA ÁREA DRAGADA.	153
FIGURA 6.25 SEÇÃO DE RESISTIVIDADE E IP LINHA L02-PD POSIÇÃO 517 A 880M. (A) MOSTRA A SEÇÃO DE RESISTIVIDADE. (B) MOSTRA A SEÇÃO DE IP. (C) SEÇÃO INTERPRETADA: CAMADA DE SEDIMENTO, ROCHA INTEMPERIZADA, UM VÃO ASSOCIADO A ZONA DE FALHAMENTO, DUAS ÁREAS DRAGADA E A PRESENÇA DE UMA PEQUENA BACIA PREENCHIDA COM SEDIMENTOS (CANOÃO).	154
FIGURA 6.26 SEÇÃO DE RESISTIVIDADE E IP LINHA L01-W. (A) MOSTRA A SEÇÃO DE RESISTIVIDADE. (B) MOSTRA A SEÇÃO DE IP. (C) SEÇÃO INTERPRETADA: CAMADA DE SEDIMENTO, ROCHA INTEMPERIZADA, TRÊS FALHAS GEOLÓGICA E TRÊS ÁREAS DRAGADA.....	155
FIGURA 6.27 SEÇÃO DE RESISTIVIDADE E IP LINHA L01-W. (A) MOSTRA A SEÇÃO DE RESISTIVIDADE. (B) MOSTRA A SEÇÃO DE IP. (C) SEÇÃO INTERPRETADA: CAMADA DE SEDIMENTO, ROCHA INTEMPERIZADA, TRÊS FALHAS GEOLÓGICAS E CINCO ÁREAS DRAGADA.....	155

FIGURA 6.28 SEÇÃO DE RESISTIVIDADE E IP LINHA L01-W. (A) MOSTRA A SEÇÃO DE RESISTIVIDADE. (B) MOSTRA A SEÇÃO DE IP. (C) SEÇÃO INTERPRETADA: CAMADA DE SEDIMENTO, ROCHA INTEMPERIZADA, TRÊS FALHAS GEOLÓGICAS E UMA ÁREA DRAGADA.....	156
FIGURA 6.29 SEÇÃO DE RESISTIVIDADE E IP LINHA L01-W. (A) MOSTRA A SEÇÃO DE RESISTIVIDADE. (B) MOSTRA A SEÇÃO DE IP. (C) SEÇÃO INTERPRETADA: CAMADA DE SEDIMENTO, ROCHA INTEMPERIZADA, SEIS FALHAS GEOLÓGICAS.....	156
FIGURA 6.30 SEÇÃO DE RESISTIVIDADE E IP LINHA L01-WM. (A) MOSTRA A SEÇÃO DE RESISTIVIDADE. (B) MOSTRA A SEÇÃO DE IP. (C) SEÇÃO INTERPRETADA: CAMADA DE SEDIMENTO, ROCHA INTEMPERIZADA E CINCO FALHAS GEOLÓGICAS.	ERRO!
INDICADOR NÃO DEFINIDO.	
FIGURA 6.31 SEÇÃO DE RESISTIVIDADE E IP LINHA L01-WM. (A) MOSTRA A SEÇÃO DE RESISTIVIDADE. (B) MOSTRA A SEÇÃO DE IP. (C) SEÇÃO INTERPRETADA: CAMADA DE SEDIMENTO, ROCHA INTEMPERIZADA E DUAS FALHAS GEOLÓGICAS.	158
FIGURA 6.32 SEÇÃO DE RESISTIVIDADE E IP LINHA L01-WM. (A) MOSTRA A SEÇÃO DE RESISTIVIDADE. (B) MOSTRA A SEÇÃO DE IP. (C) SEÇÃO INTERPRETADA: CAMADA DE SEDIMENTO, ROCHA INTEMPERIZADA, TRÊS FALHAS GEOLÓGICAS E ÁREA DRAGADA.	158
FIGURA 6.33 SEÇÃO DE RESISTIVIDADE E IP LINHA L01-WM. (A) MOSTRA A SEÇÃO DE RESISTIVIDADE. (B) MOSTRA A SEÇÃO DE IP. (C) SEÇÃO INTERPRETADA: CAMADA DE SEDIMENTO, ROCHA INTEMPERIZADA E CINCO FALHAS GEOLÓGICAS.	159
FIGURA 6.34 COMPARAÇÃO DAS SEÇÕES DE RESISTIVIDADE. (A) ARRANJO DIPOLO-DIPOLO LINHA L01-DD. (B) ARRANJO PIPOLO-DIPOLO LINHA L02-PD. (C) ARRANJO WENNER LINHA L01-W. (D) ARRANJO WENNER MODIFICADO LINHA L01-WM.....	160
FIGURA 6.35 COMPARAÇÃO DAS SEÇÕES DE RESISTIVIDADE INTERPRETADAS. (A) ARRANJO DIPOLO-DIPOLO LINHA L01-DD. (B) ARRANJO PIPOLO-DIPOLO LINHA L02-PD. (C) ARRANJO WENNER LINHA L01-W. (D) ARRANJO WENNER MODIFICADO LINHA L01-WM.	161
FIGURA 6.36 – SEÇÃO DE GPR L01-200 E MODELO DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA L02-DD. NAS SEÇÕES INTERPRETAM-SE AS CAMADAS DE SEDIMENTOS E O TOPO DA ROCHA INTEMPERIZADA. NOS MODELOS VERIFICAM-SE AINDA A PRESENÇA DE UMA PEQUENA BACIA PREENCHIDA COM SEDIMENTOS (CANOÃO), E DOIS VALES ASSOCIADOS A UMA ZONA DE FALHAMENTOS.....	161
FIGURA 6.37 SEÇÃO DE GPR L02-200 E MODELO DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA L02-PD. NAS SEÇÕES INTERPRETAM-SE AS CAMADAS DE SEDIMENTOS E O TOPO DA ROCHA.....	163
FIGURA A.1 RESULTADO DO GARIMPO RAIMUNDA LINHA 01 (L1RM). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	177
FIGURA A.2 RESULTADO DO GARIMPO RAIMUNDA LINHA 02 (L2RM). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	178
FIGURA A.3 RESULTADO DO GARIMPO RAIMUNDA LINHA 03 (L3RM). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	179
FIGURA A.4 RESULTADO DO GARIMPO RAIMUNDA LINHA 04 (L4RM). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO COM FURO DE SONDAGEM.	180
FIGURA A.5 RESULTADO DO GARIMPO RAIMUNDA, PERFIL DE IP E PROJEÇÃO DE CONTINUIDADE DE ZONA MINERALIZADA.	181
FIGURA A.6 RESULTADO DO GARIMPO MARCELO FIDELIS LINHA 01 (L1MF). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	182

FIGURA A.7 RESULTADO DO GARIMPO MARCELO FIDELIS LINHA 02 (L2MF). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	183
FIGURA A.8 RESULTADO DO GARIMPO MARCELO FIDELIS LINHA 03 (L3MF). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	184
FIGURA A.9 RESULTADO DO GARIMPO MARCELO FIDELIS LINHA 03 (L3MF). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	185
FIGURA A.10 RESULTADO DO GARIMPO MARCELO FIDELIS, PERFIL DE IP E PROJEÇÃO DE CONTINUIDADE DE ZONA MINERALIZADA.	186
FIGURA A.11 RESULTADO DO GARIMPO POLACO LINHA 01 (L1PL). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	187
FIGURA A.12 RESULTADO DO GARIMPO POLACO LINHA 02 (L2PL). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	188
FIGURA A.13 RESULTADO DO GARIMPO POLACO LINHA 03 (L3PL). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	189
FIGURA A.14 RESULTADO DO GARIMPO POLACO PERFIL DE IP E PROJEÇÃO DE CONTINUIDADE DE ZONA MINERALIZADA.	190
FIGURA A.15 RESULTADO DO GARIMPO LAURO LINHA 01 (L1LR). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	191
FIGURA A.16 RESULTADO DO GARIMPO LAURO LINHA 02 (L2LR). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	192
FIGURA A.17 RESULTADO DO GARIMPO LAURO LINHA 03 (L3LR). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	193
FIGURA A.18 RESULTADO DO GARIMPO LAURO PERFIL DE IP E PROJEÇÃO DE CONTINUIDADE DE ZONA MINERALIZADA.	194
FIGURA A. 19 RESULTADO DO GARIMPO GAUCHINHO LINHA 01 (L1GA). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	195
FIGURA A.20 RESULTADO DO GARIMPO GAUCHINHO LINHA 02 (L2GA). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	196
FIGURA A.21 RESULTADO DO GARIMPO GAUCHINHO LINHA 03 (L3GA). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	197
FIGURA A.22 RESULTADO DO GARIMPO GAUCHINHO COM PERFIL DE IP E PROJEÇÃO DE CONTINUIDADE DE ZONA MINERALIZADA.	198
FIGURA A.23 RESULTADO DO GARIMPO TRUILIO LINHA 01 (L1TR). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP. C) MODELO GEOFÍSICO COM FURO DE SONDAGEM.	199
FIGURA A.24 RESULTADO DO GARIMPO TRUILIO LINHA 02 (L2GA). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	200
FIGURA A.25 RESULTADO DO GARIMPO TRUILIO LINHA 03 (L3GA). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP; C) MODELO GEOFÍSICO.....	201
FIGURA A.26 RESULTADO DO GARIMPO TRUILIO COM PERFIL DE IP E PROJEÇÃO DE CONTINUIDADE DE ZONA MINERALIZADA.	202
FIGURA A.27 RESULTADO DO GARIMPO PORTEIRA LINHA 01 (L1PR). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP. C) MODELO GEOFÍSICO COM FURO DE SONDAGEM.	203
FIGURA A.28 RESULTADO DO GARIMPO PORTEIRA LINHA 02 (L2PR). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP. C) MODELO GEOFÍSICO COM FURO DE SONDAGEM.	204
FIGURA A.29 RESULTADO DO GARIMPO PORTEIRA LINHA 03 (L3PR). A) PERFIL DE RESISTIVIDADE; B) PERFIL DE IP. C) MODELO GEOFÍSICO COM FURO DE SONDAGEM.	205

LISTA DE ABREVIATURAS

Au – ouro

COOGAVEPE –Cooperativa de Garimpeiros do Vale do Rio Peixoto de Azevedo

Cu – cobre

DD – Dipolo dipolo

DD – Dipolo dipolo

IP – Polarização Induzida

IP – Polarização Induzida

km – quilômetros

km²- quilômetros quadrados

M – Cargabilidade

m – metros

MT – Mato Grosso

MT – Mato Grosso

mV/V – milivolt/volt

NE – Nordeste

NW – Noroeste

PAAF – Província Aurífera de Alta Floresta

PD – Polo-dipolo

RES – Eletroresistividade

SE – Sudeste

SIRGAS – Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas

SW – Sudoeste

WMod – Wenner modificado

Wste-Wenner

Ω - ohms

$\Omega.m$ – Ohms vezes metro.

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1. Principais unidades geológicas, geocronologia e ambiente tectônico da Província Aurífera Alta Floresta (modificada de ASSIS, 2015; SILVIA, 2017).....	31
Tabela 3.1 – Intervalo de valores de constante dielétrica (ϵ_r') e condutividade elétrica (σ_0) observadas em alguns materiais (ANNAN, 1992; PORSANI, 1999; PRADO, 2000; BORGES, 2007).....	68
Tabela 3.2 – Frequência versus profundidade de penetração (MALA, 1997).....	69

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

Com a implantação da rodovia BR-163, Cuiabá-Santarém, na década de 1970, deu-se a descoberta de ouro em depósitos aluvionares ao longo dos diversos sistemas fluviais que compõem o rio Peixoto de Azevedo no estado do Mato Grosso. No fim desta década, no ano de 1978, a exploração de ouro avançou para níveis profundos, culminando na exploração do minério primário, com o surgimento de centenas de depósitos na região, cujas técnicas e procedimentos de exploração são intrínsecos à atividade garimpeira.

Devido aos inevitáveis conflitos entre garimpeiros e empresas de mineração, foi criada através da Portaria Ministerial n.º 551, publicada no Diário Oficial da União no dia 09 de maio de 1983, a reserva garimpeira de Peixoto de Azevedo, com uma área de 657.500 ha. Dos órgãos e instituições vinculadas ao setor mineral estão presentes na região, o Sindicato dos Garimpeiros do Estado de Mato Grosso, fundado em fevereiro de 1983, a Caixa Econômica Federal, a Companhia Matogrossense de Mineração - METAMAT e o Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM. (PAES DE BARROS, 2007).

Inicialmente, os mecanismos usados durante a garimpagem eram manuais. Depois, os métodos de mineração evoluíram para utilização de dragas e bombas para sucção de cascalho. A partir de 1981, iniciou-se a utilização de balsas e dragas escariantes para a exploração dos aluviões existentes nas calhas dos rios Peixoto de Azevedo, Braço Norte e Peixotinho. Segundo Paes de Barros (1994), as primeiras descobertas e explorações dos primeiros depósitos primários ocorreram em 1983, no garimpo da Seninha, localizado em Santo Antônio, atualmente localizado no município de Guarantã do Norte (PAES DE BARROS, 2007; OLIVEIRA, 2017).

O município de Peixoto Azevedo faz parte da porção leste da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), a qual apresenta grande potencial de exploração e a necessidade da descoberta de novos depósitos, principalmente primários. Vários autores desenvolveram estudos geológicos na

porção leste como os de MOURA (1998), PAES DE BARROS (2007), MIGUEL JUNIOR (2011) e ASSIS (2015), QUISPE (2016), OLIVEIRA (2017). Cabe destacar os trabalhos de exploração conduzidos por várias empresas de mineração que atuam ou atuaram na região, como METAMAT, Vale do Rio Doce, Votorantim Metais, RTZ (*Rio Tinto plc & Rio Tinto Limited*), *Angus e Ross*, a Santa Elina, Sumitomo, Rio Novo, *Cougar*, Jenipapo, *Amazon Gold*, *Bio Gold*, *P.A. Gold*, CESBRA, Mineração *PENERY*, Rio Tinto Desenvolvimento Mineral – RTDM e a *West Mining Corporation* – WMC, os quais têm mostrado que esta tipologia de depósito é capaz de propiciar a geração de depósitos de pequeno a médio porte (< 5 ton de ouro contido).

A área de estudo encontra-se inserida na porção centro-norte do estado de Mato Grosso, nas cidades de Peixoto de Azevedo (base), Novo Mundo, Matupá e Guarantã do Norte, cerca de 750 km da capital Cuiabá. A partir de Cuiabá, o acesso por via terrestre até Peixoto de Azevedo ocorre, preferencialmente, pela BR-163, também conhecida como rodovia Cuiabá-Santarém (**Figura 1.1**). Voos para cidade de Sinop permitem acesso de forma mais efetiva até a área estudada. A partir de Sinop, o acesso se dá pela rodovia BR-163, percorrendo aproximadamente 200 Km até chegar em Peixoto de Azevedo.

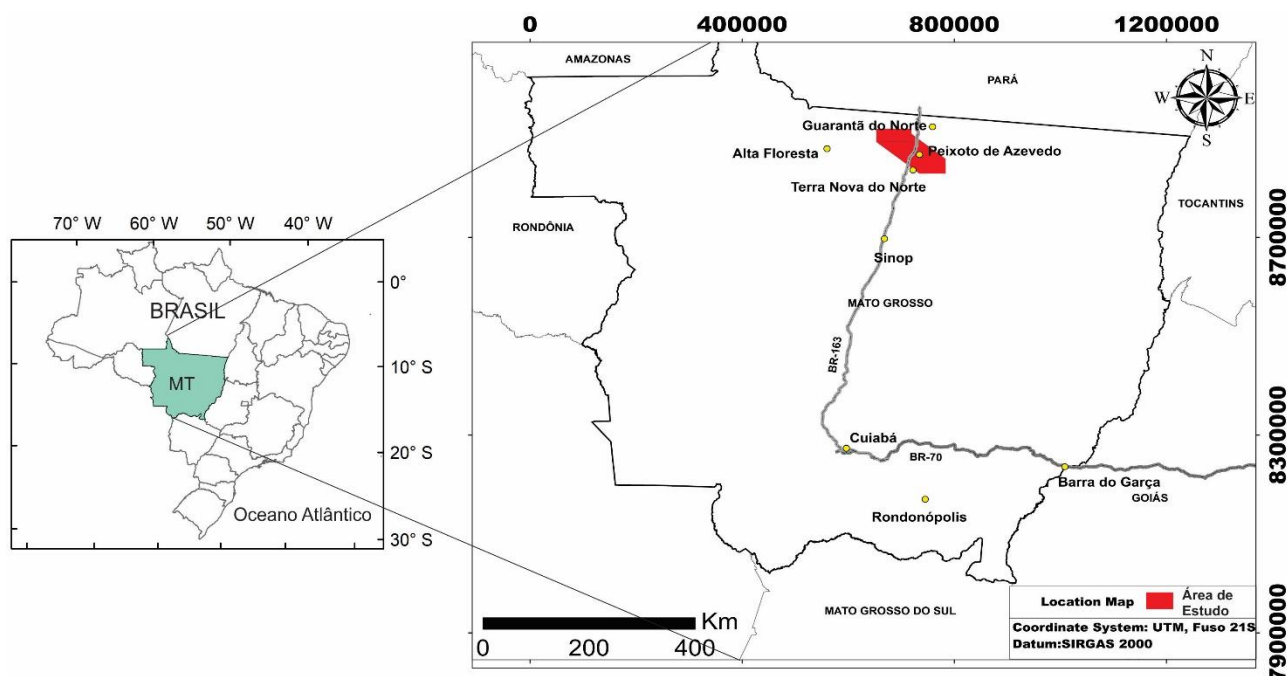


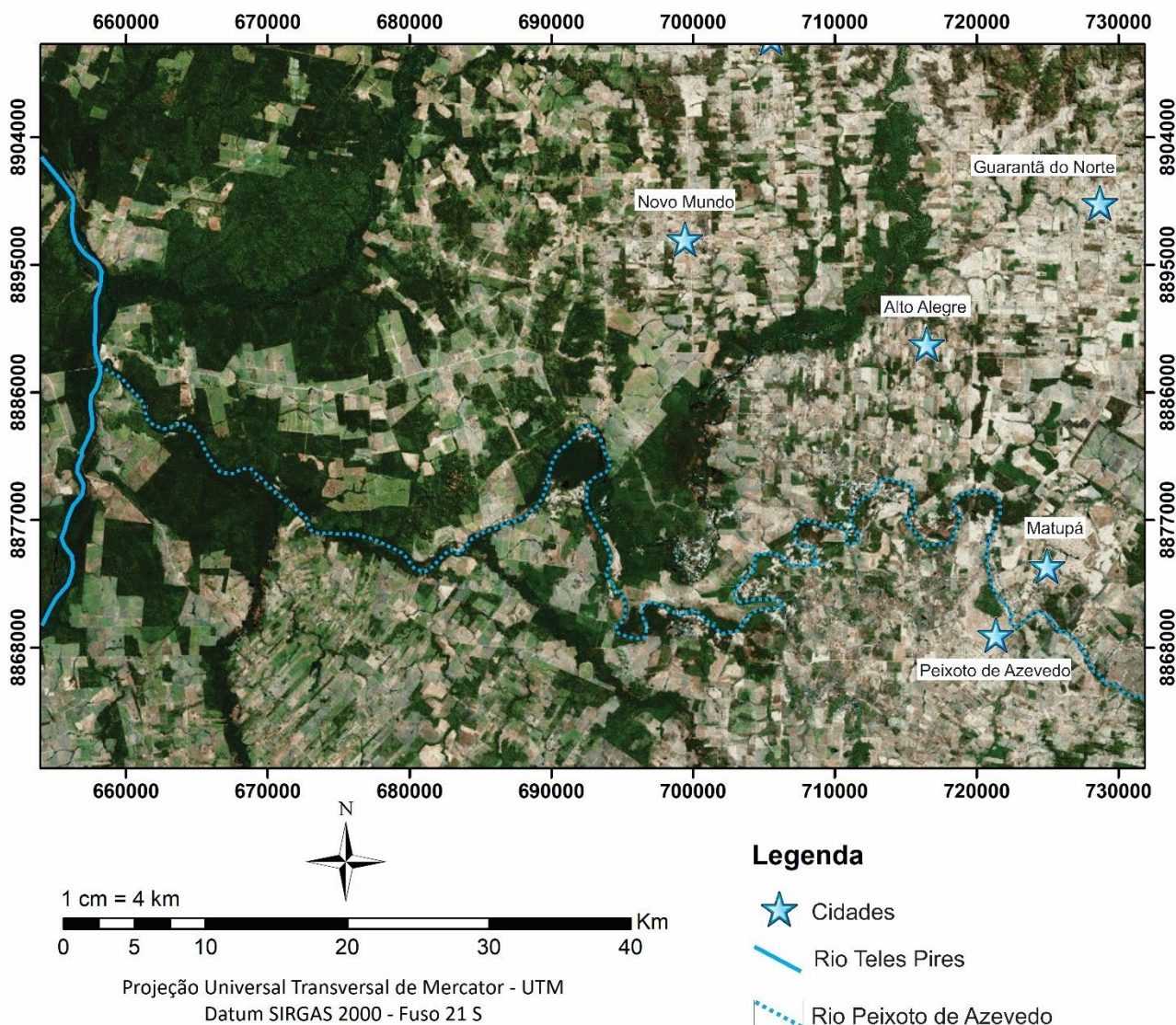
Figura 1.1 Mapa de localização com a principal via de acesso a Peixoto de Azevedo

1.1 Rede Hidrográfica do Rio Peixoto de Azevedo.

O rio Peixoto de Azevedo é uma das bacias dos principais afluentes do rio Teles Pires, MT. A bacia do rio Peixoto de Azevedo tem 754 km de perímetro, uma área de 19.608 km² e 330 km de extensão (AAI, 2009). O rio Peixoto de Azevedo (**Figura 1.2**) é o principal rio hidrográfico da região,

e seus afluentes são: rio Pium, rios Peixotinho I e II, e rio Piranha; desenvolvendo meandros e expressiva planície aluvial de inundação. Este rio tem cerca de 100m de largura durante a estação das chuvas, é bastante assoreado em função da prática garimpeira, que consiste em fazer o desmonte mecanizado das margens para dentro do rio, destruindo os diques marginais, desfigurando o canal.

www.f



Service Layer Credits: Source: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN, and the GIS User Community

Figura 1.2 Mapa de Hidrográfico do rio Peixoto de Azevedo. O rio flui do município Peixoto de Azevedo até o rio Teles Pires.

O aumento da demanda por recursos minerais e a complexidade para descoberta de novos depósitos favorece a necessidade de técnicas prospectivas indiretas no sentido de colaborarem no sucesso da prospecção mineral e na redução dos custos na exploração. A geofísica possibilita o aperfeiçoamento na busca de novos depósitos com o uso de métodos de geofísica aérea, terrestre e aquática, os quais podem indicar possíveis zonas mineralizadas a partir da detecção de rochas que possuam propriedades físicas favoráveis a mineração.

1.2 OBJETIVO

Objetivo principal desta tese de doutorado é a utilização de métodos geofísicos que identifiquem e caracterizem zonas de alteração hidrotermais mineralizadas em ouro na região de Peixoto de Azevedo, estado do Mato Grosso.

Para a execução da pesquisa foi permitido o acesso a alguns garimpos na região de Peixoto de Azevedo, Novo Mundo e Matupá, estado do Mato Grosso, nos quais foram realizados levantamentos terrestres, com a utilização dos métodos de eletrorresistividade e de polarização induzida, no domínio do tempo na prospecção de possíveis zonas auríferas na região.

No leito do rio Peixoto de Azevedo, foram utilizados os métodos de radar de penetração do solo (GPR), os métodos elétricos supracitados e sísmica aquática rasa, para localizar possíveis continuidades de filões, ou depósitos secundários dentro do Rio Peixoto de Azevedo.

Os objetivos específicos são:

- Localizar novos alvos mineralizados a partir da comparação de assinaturas geofísicas obtidas com métodos terrestres e aquáticos, permitindo identificar e caracterizar zonas de alteração hidrotermais mineralizadas e depósitos secundários em ouro;
- Analisar a eficiência do método da polarização induzida terrestre e aquática para localização de rochas sulfetadas disseminadas nos meios terrestre e aquático;
- Verificar a aplicabilidade de métodos geofísicos aquáticos na identificação de paleocanais e estruturas geológicas (filões) que ocorrem ao longo do rio Peixoto de Azevedo;
- Associar feições refletoras a depósitos auríferos secundários (aluviais), com os métodos de radar de penetração no solo e de sísmica aquática;
- Correlacionar padrões de anomalias geofísicas com informações geológicas obtidas com amostragem direta.

CAPÍTULO 2

2. GEOLOGIA REGIONAL

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF, **Figura 2.1**), nomeada por DARDENE & SCHOBENHAUS (2001) também denominada de Província Aurífera Juruena – Teles Pires (SILVA & ABRAM 2008), Domínio Alta Floresta (SANTOS *et al.*, 2001), ou Província Mineral de Alta Floresta (SOUZA *et al.*, 2005), está situada na porção centro sul do Cráton Amazônico (**Figura 2.2**), norte do estado de Mato Grosso. A depender do modelo geotectônico adotado, a PAAF é considerada como parte de diferentes províncias geocronológicas, cujos limites temporais e espaciais diferem na compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico.

O Cráton Amazônico (**Figura 2.2**) localiza-se ao norte da América do Sul, cobrindo uma área de aproximadamente 430.000 km², sendo circundado pelas faixas móveis neoproterozóicas de Tucavaca (sudoeste), Paraguai (sul) e Tocantins (leste), e recobertas por bacias do Fanerozóico (*e.g.* Bacia do Amazonas, Solimões, Acre, Marajó, Tacutu, Alto Tapajós, Parecis, Pantanal). Os modelos geotectônicos mais recentes como os de TASSINARI & MACAMBIRA (1999, 2004) e SANTOS *et al.*, (2000, 2006) são baseados nos conceitos mobilistas, que descrevem a evolução do cráton a partir de sucessivos arcos magmáticos Paleoproterozóicos a Mesoproterozóicos, desenvolvidos a partir de um protocráton Arqueano, com a geração de material juvenil derivado do manto superior e processos de retrabalhamento crustal.

A primeira proposta (**Figura 2.2A**) apresenta uma compartimentação em seis domínios ou províncias geocronológicas estruturadas segundo a direção preferencial NW-SE. Neste cenário, a Província Amazônia Central seria um núcleo arqueano acrescido pelas províncias Proterozoicas Maroni-Itacaiunas, Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena, Rondoniano-San Ignácio e Sunsás (TASSINARI & MACAMBIRA, 1999, 2004; CORDANI & TEIXEIRA, 2007; CORDANI *et al.*, 2009).

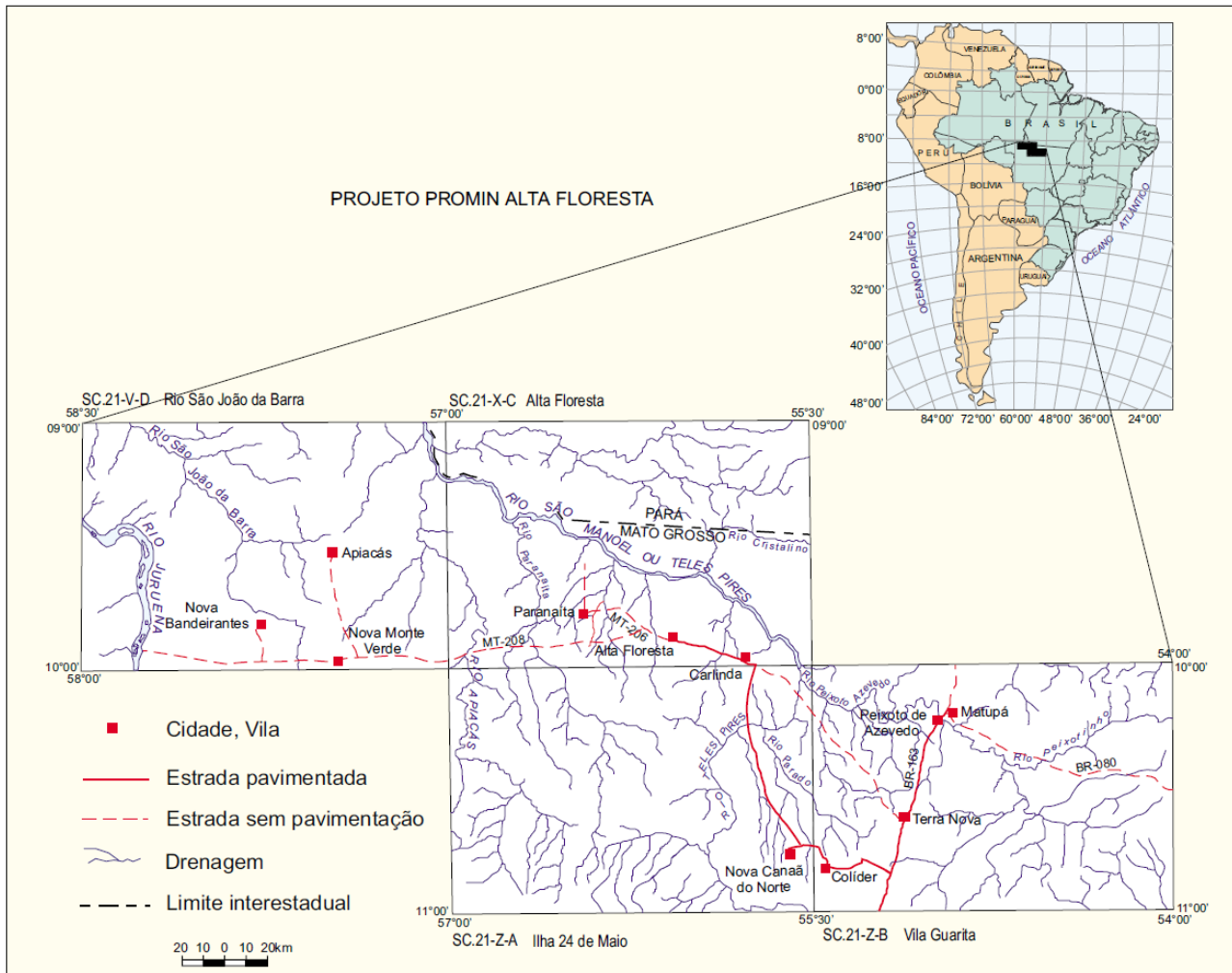


Figura 2.1 Localização da Província Aurífera de Alta Floresta, PAAF (CPRM, 2005).

Na segunda proposta de compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico, SANTOS (2003) e SANTOS *et al.*, (2000; 2006) apresentam sete províncias tectônicas (**Figura 2.2B**), dentre as quais a Província Carajás, que foi admitida como um membro separado da Província Amazônia Central e as demais correspondem com algumas modificações, àquelas propostas inicialmente por TASSINARI, (1996) e TASSINARI & MACAMBIRA, (1999, 2004). Ainda se destaca nessa compartimentação a individualização da faixa *K'Mudku*, um extenso cinturão de cisalhamento com direção NE que afetou localmente partes de quatro províncias cratônicas.

Independente da compartimentação adotada, segundo ASSIS (2015) e OLIVEIRA (2017), os dados geológicos, geoquímicos e isotópicos indicam que as unidades plutono-vulcânicas que compõem essas províncias foram geradas em ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram progressivamente ao protocráton formado pela Província Amazônia Central no decorrer do Paleoproterozóico (TASSINARI & MACAMBIRA, 1999; SOUZA *et al.*, 2005; SANTOS *et al.*, 2006; SILVA & ABRAM, 2008).

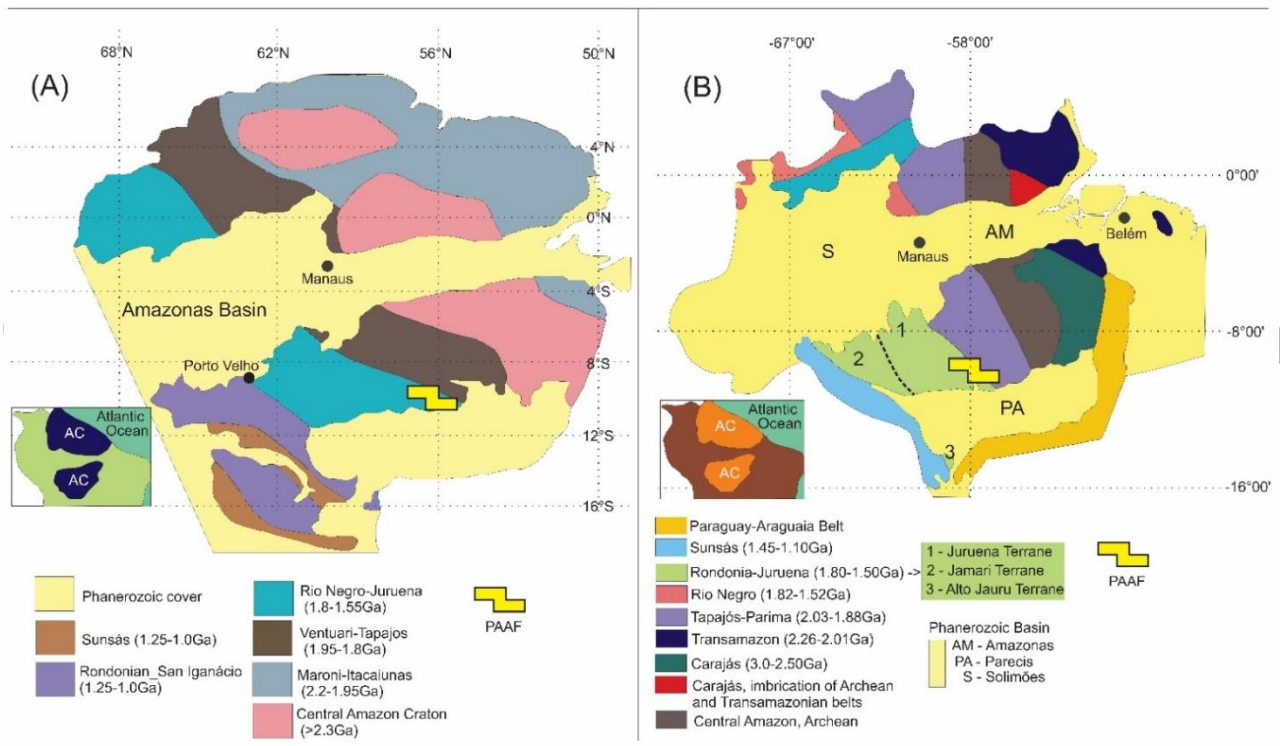


Figura 2.2 Mapa geotectônico do Cráton Amazônico: A) TASSINARI & MACAMBIRA (2004). B) SANTOS et al., (2006). Em destaque os limites da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF).

As ocorrências e depósitos auríferos da Província Aurífera Alta Floresta (PAAF) encontram-se limitados por descontinuidades estruturais de amplitude regional e direção aproximada W-NW, acompanhando a borda sul do Gráben do Cachimbo e outro, a borda norte do Gráben dos Caiabis (Figura 2.3).

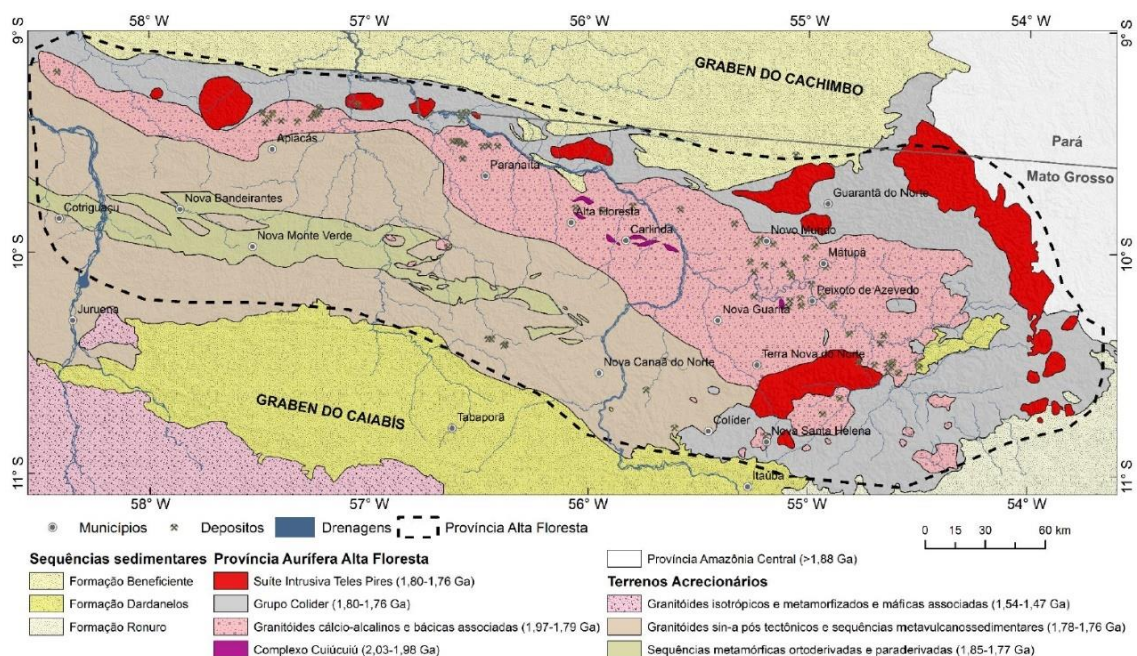


Figura 2.3 Mapa simplificado da Província Aurífera Alta Floresta, com os principais domínios geológicos e a localização dos depósitos de ouro (adaptado de SOUZA et al., 2005; VASQUEZ & ROSA-COSTA, 2008; SILVIA, 2017).

A província é constituída predominantemente por rochas plutono-vulcânicas do Paleoproterozóico e seqüências vulcano-sedimentares (PAES DE BARROS, 1994, 2007; MOURA et al., 2006; ASSIS 2011, 2015; MIGUEL JR., 2011; RODRIGUES, 2012; SILVA, 2014; TREVISAN, 2015).

As rochas do embasamento são intrudidas por corpos graníticos, tais como: Granito Novo Mundo (1970 ± 3 , 1956 ± 12 Ma; PAES DE BARROS, 2007); Granito Aragão (1931 ± 12 Ma, MIGUEL JR., 2011); Biotita Granodiorito X1 (1904 ± 4.6 Ma; RODRIGUES, 2012; ASSIS, 2015); Granito Nhandu (1889 ± 17 , $1879 \pm 5,5$ Ma; SILVA & ABRAM, 2008), Granito Matupá (1872 ± 12 , 1869 ± 10 Ma; MOURA, 1998; 2006; SILVA, 2014), Granito Peixoto (1792 ± 2 , 1761 ± 9 Ma; PAES DE BARROS, 2007; SILVA, 2014). Os granitos Paleoproterozóicos tem composições tonalítica-granodioríticas a sienogranítica-monzoníticas, são subcalinas, metaluminosas a peraluminosas, de médio a alto K, relacionadas a granitóides do tipo I (PAES DE BARROS, 2007; SILVA & ABRAM, 2008; SILVA, 2014; ASSIS, 2015). Além disso, o Quartzo-feldspato Pórfiro União do Norte e X1 ($1773 \pm 5,7$ - $1774 \pm 7,5$; MIGUEL JR., 2011; ASSIS, 2015), além do Pórfiro Luiz (1974 Ma; TREVISAN, 2015) são identificados como rochas sub-vulcânicas do tipo A. A **Tabela 2.1** mostra as principais unidades plutono-vulcânicas da Província Aurífera de Alta Floresta.

Tabela 2.1. Principais unidades geológicas, geocronologia e ambiente tectônico da Província Aurífera Alta Floresta (modificada de ASSIS, 2015; SILVIA, 2017).

UNIDADES GEOLÓGICAS	IDADES	REFERÊNCIAS
SEQUÊNCIAS SEDIMENTARES		
Depósitos aluvionares	Quaternário	SOUZA <i>et al.</i> (2005).
<i>Bacia pull-apart ou strike slip</i>		
Formação Dardanelos (Coberturas Detrito-lateríticas)		
Sedimentos areno-siltico-argilosos, laterizados e/ou ferruginosos	Idade máxima 1,44 Ga).	SAES & LEITE (2003); SOUZA <i>et al.</i> (2005).
UNIDADES GEOLÓGICAS	IDADES	REFERÊNCIAS
UNIDADES PLUTONO-VULCÂNICAS INTRAPLACA E PÓS-COLISIONAIS (GRANITOS DO TIPO A)		
<i>Granito do tipo A pós-colisional</i>		
Suíte Intrusiva Teles Pires		
Álcali-feldspato granito, granito porfirítico, granófiros, riolito, dacito, andesito, tufos, brechas e ignimbrito.	1782 ±17 Ma a 1757 Ma (U-Pb).	SANTOS (2000), PINHO <i>et al.</i> (2001), SOUZA <i>et al.</i> (2005); SILVA & ABRAM (2008).
Pórfiro União do Norte		
Álcali-feldspato granito a monzogranito porfirítico.	1774 ±7,5 Ma	ASSIS (2011); MIGUEL JR. (2011).
UNIDADES GEOLÓGICAS	IDADES	REFERÊNCIAS
UNIDADES PLUTONO-VULCÂNICAS E SEQUÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES (GRANITOS DO TIPO I)		
<i>Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico</i>		
Suíte Colíder		
Rochas vulcânicas, subvulcânicas, piroclásticas e epiclásticas intermediárias a ácidas.	1786 ±17 Ma, 1785 ±6,3 Ma; 1781 ±8 Ma.	JICA/MMAJ (2000), SILVA & ABRAM (2008), Pimentel (2001).
Granito Peixoto		
Biotita monzogranito, granodiorito e tonalito.	1792 ±2 Ma (Pb-Pb)	PAES DE BARROS (2007).
Suíte Granodiorítica União		
Biotita-hornblenda granodiorito e tonalito.	1853 ±23 Ma	ASSIS (2011); MIGUEL JR. (2011).
Suíte Granítica Indiferenciada União do Norte		
Sienogranito, monzogranito, sienito e quartzomonzonito	Idade indeterminada	ASSIS (2008).
Suíte Intrusiva Matupá		
biotita monzogranito, monzogranito porfirítico sieno-monzogranito, porfirítico-rapakivi, monzonito, monzodiorito	1872 ±12 Ma (Pb-Pb).	MOURA (1998), SOUZA <i>et al.</i> (2005); ASSIS (2011).
Granito Nhandu		
Sienogranito, monzogranito com sub-vulcânicas subordinadas.	1889 ±17 Ma, 1879 ±5,5 Ma (U-Pb); 1848 1969, 1954 ±4 e 1946 ±21 Ma	MORETON & MARTINS (2005); SILVA & ABRAM (2008), JICA/MMAJ (2000). ROCHA (2016)
Granito Aragão		
Sienogranito, monzogranito com fácies porfirítica e microgranítica.	1931 ±12 Ma (UPb).	VITÓRIO (2010), MIGUEL JR. (2011), RAMOS (2011).

UNIDADES GEOLÓGICAS	IDADES	REFERÊNCIAS
UNIDADES PLUTONO-VULCÂNICAS E SEQUÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES (GRANITOS DO TIPO I)		
Granito Novo Mundo Sienogranito, monzogranito, granodiorito e monzonito.	1970 a 1964 Ma	PAES DE BARROS (2007).
Granito Flor da Mata Álcali-feldspato granito, sienogranito e monzonitos a granodioritos	Correlacionado ao Granito Novo Mundo)	RAMOS (2011).
Granito Santa Helena Monzogranito, granodiorito e sienitos.	1986±6 e 1967±3 Ma (Pb-Pb).	PAES DE BARROS (2007).
Suíte Intrusiva Pé Quente Monzonito, monzodiorito, albitito fino, granodiorito aplítico e tonalito.	1979 ±31 Ma (UPb).	ASSIS (2011), MIGUEL JR (2011).
<i>Bacia de ante-país retro-arco em margem continental ativa</i>		
Unidade Vulcanoclástica Serra Formosa Arenito-feldspático, grauvacca-feldspática, arenitolítico e conglomerado arenoso polimítico matriz suportado	Idade mínima:2009 Ma Idade máxima:1718 Ma	ASSIS (2011), MIGUEL JR. (2011).
UNIDADES GEOLÓGICAS	IDADES	REFERÊNCIAS
EMBASAMENTO: SUPRACRUSTAIS E SEQUÊNCIAS PLUTÔNICAS METAMORFIZADAS		
<i>Arco vulcânico cálcio-alcálico</i>		
Granitóides do embasamento Quartzo diorito, tonalito e granodiorito geralmente foliados.	1998 Ma (Pb-Pb)	PAES DE BARROS (2007).
Gnaisses e migmatitos Anfibolito e ortogneisse de composição monzonítica, tonalítica e granítica, parcialmente migmatizados.	1992 a 2816 Ma (U-Pb)	SOUZA <i>et al.</i> (2005); PAES DE BARROS (2007).

Os depósitos primários de ouro são encontrados em diversas regiões da PAAF, porém encontram-se em grande parte na sua porção leste, especificamente no lineamento Peru – Trairão. Este lineamento abrange uma área alongada de aproximadamente 30 x 140 km com direção NW – SE, e possui caráter transcorrente, cinemática predominantemente sinistral e natureza dúctil a rúptil-dúctil (PAES DE BARROS, 2007; MIGUEL JR., 2011).

A porção leste da Província Aurífera de Alta Floresta, em parte, corresponde ao Domínio Peixoto, que vem sendo objeto de pesquisas por constituir um importante segmento produtor de ouro e que agrega além da região garimpeira homônima, várias outras regiões tradicionais produtoras de ouro de garimpo, conhecidas como: Novo Mundo, Santa Helena, Nhandu, Gleba União, Flor da Serra,

Peteca, Alto Alegre, Santo Antônio, Uru, Peru, Pé Quente, Aragão, Matupá, Peixotinho, Braço Norte, Pombo, Pé Frio, etc.

Assim, o presente trabalho está inserido na porção leste da PAAF, no que se convencionou denominar Domínio Peixoto (**Figura 2.4**).

A **Figura 2.5** mostra mapas topográficos da porção Leste da Província Aurífera de Alta Floresta. A **Figura 2.5A** mostra a região com nível d'água quando a cota d'água está próximo dos 225 m. Época da seca. Na **Figura 2.5B** Mostra a mesma região porem com nível d'água na cota de 253m. Segundo Noticiavip, 2018, em 2005 a elevação d'água rio Peixoto de Azevedo ultrapassou a ponto que liga os municípios de Peixoto de Azevedo a Matupá, cuja cota do ponte é de 253 m. Com isso podemos afirmar que os depósitos aluviais da região, especialmente do rio Peixoto de Azevedo, são renovados durante o período de chuva (cheia dos rios).

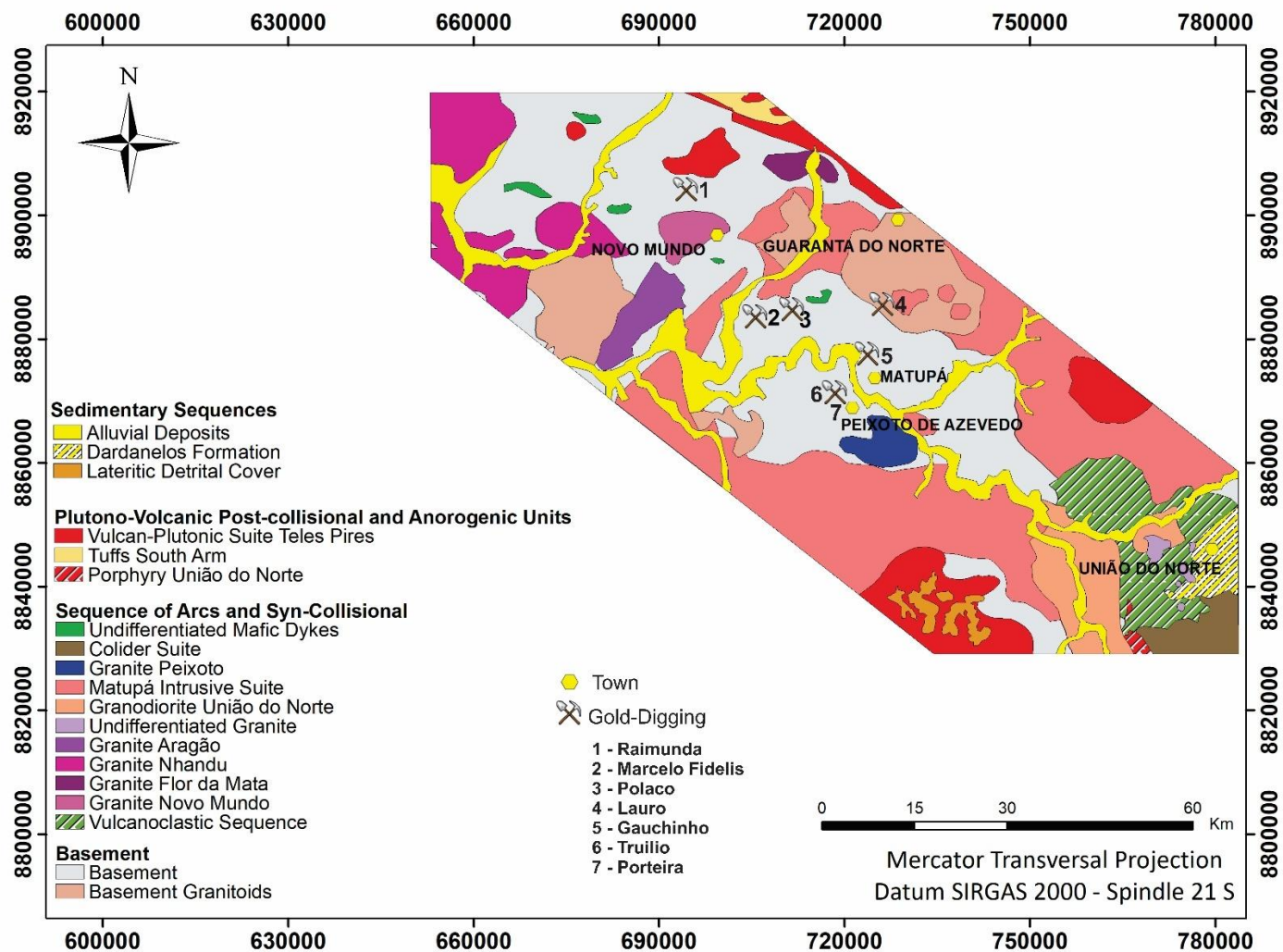


Figura 2.4 Mapa geológico do setor leste da provincial Aurífera de Alta Floresta (adaptado de PAES DE BARROS, 2007; SILVA, 2014; RODRIGUES, 2012; ASSIS, 2015; MIGUEL JR., 2011)

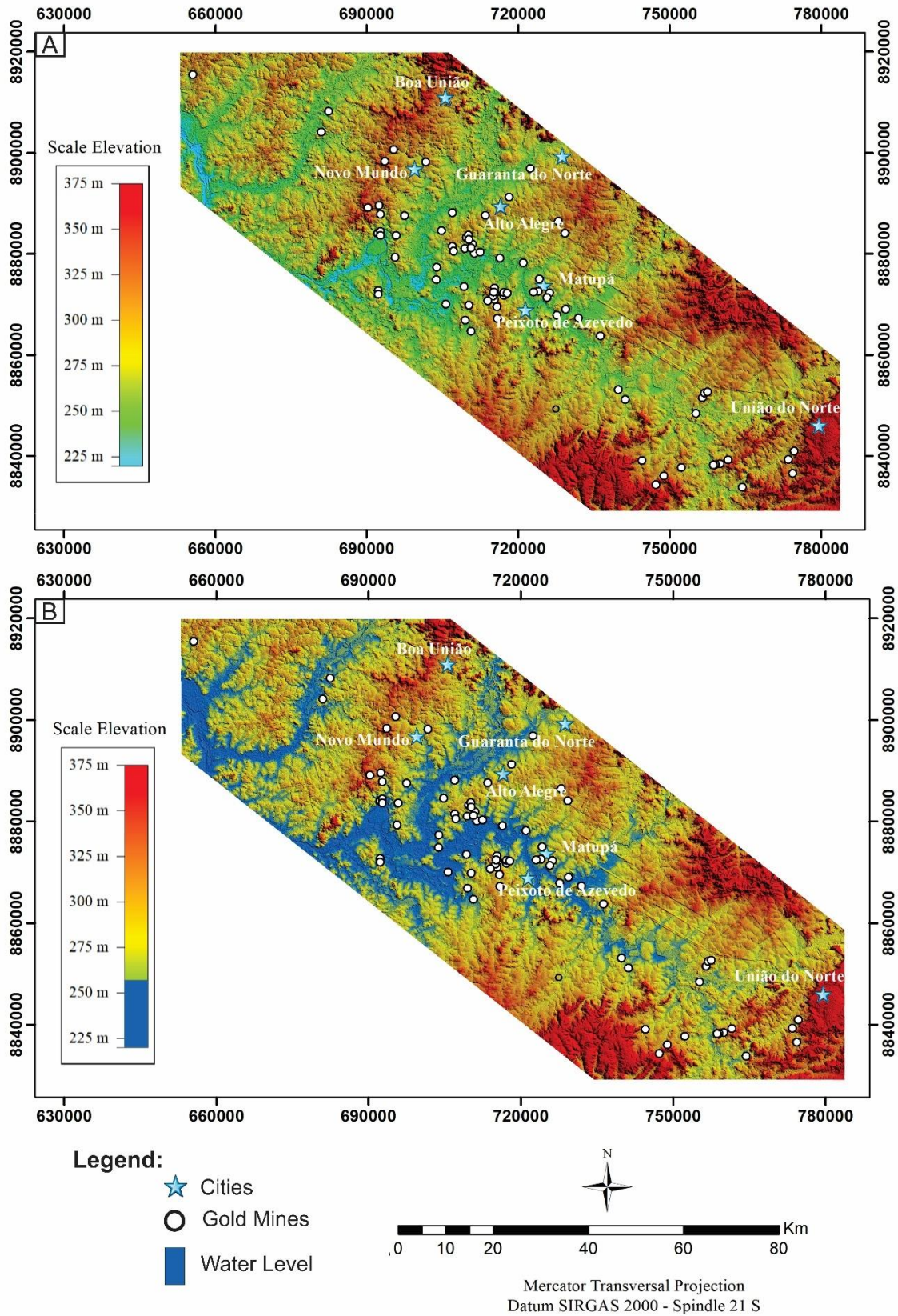


Figura 2.5 Mapa de elevação do setor leste da Provincial Aurífera de Alta Floresta. A) mostra a região com nível d'água está abaixo da cota 225 m. B) mostra a região com nível d'água na cota de 253 m, maior registro do rio Peixoto de Azevedo em 2005.

2.1 Metalogenia do Ouro (Au) na Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF)

Segundo BITTENCOURT ET. AL., (2015), a maioria dos depósitos de ouro e das ocorrências reconhecidas na PAAF estão concentradas ao longo de uma faixa de direção NW – SE, que se estende por aproximadamente 150 km. Baseado no modo de ocorrência, associação mineralógica, e assinatura geoquímica, esses depósitos são classificados como: (1) Disseminado; (2) Veio de quartzo com associação Au+Cu; e (3) Veio de quartzo com associação Au + metais básicos.

As principais rochas hospedeiras incluem tonalitos, sienogranitos e monzogranitos (1,97 Ga, 1,90 Ga e 1,87 Ga), granitos porfiríticos (1,78 a 1,75 Ga) e, rochas do embasamento (2,0 Ga para 1,98). Em alguns depósitos, aplitos e intrusões máficas de idades desconhecidas, podem conter mineralização de ouro (BITTENCOURT *et al.*, 2015).

2.1.1 Depósitos de Au Disseminado

Os depósitos Luizão (PAES DE BARROS, 2007), Serrinha (MOURA, 1998), Juruena (SERRATO, 2014), X1 (RODRIGUES, 2012), e Pé Quente (ASSIS, 2011) são os principais exemplos de depósitos de ouro disseminados. Os granitos Novo Mundo e Matupá hospedam os depósitos Luizão e Serrinha, enquanto os depósitos X1 e Pé Quente são hospedados pelo Granito Garantã. O depósito Juruena é hospedado por biotita monzogranito, biotita monzogranito porfirítico e microgranito, possivelmente pertencentes ao Granito Paranaíta. Estes granitos são do tipo I, oxidados, sub-alcalinos a cálcio-alcalinos, metaluminosos a ligeiramente peraluminosos de médio a alto potássio com composições variando de sienito a monzogranito (por exemplo, Novo Mundo e granitos Juruena) e granodiorito a tonalito (Granito Garantã).

Os corpos de minério desses depósitos ocorrem dentro de zonas de alteração representadas por moscovita (fengita), sericita, quartzo e clorita, envolvidas por alteração potássica (ortoclásio + microclínio ± hematita), e alteração propilítica mais regional. As zonas de minério desses depósitos de ouro disseminadas contêm predominantemente pirita com concentrações variáveis de calcopirita e hematita, em menor quantidade estão presente barita, galena, esfalerita, monazita, torita, molibdenita, pirrotita e cubanita. O

Ouro geralmente ocorre como pequenas inclusões dentro da pirita, em suas bordas ou como preenchimento de fratura. (PAES DE BARROS, 2007).

As idades modelo obtidas pelo método de datação Re-Os dos minerais de pirita e molibdenita, obtidas para os depósitos de Au ± Cu disseminados são $1787 \pm 6,2$ Ma (Luizão) de $1787 \pm 5,5$ Ma (Pé Quente) e $1,786 \pm 5$ Ma (X1)(ASSIS, 2015).

2.1.2 Depósitos de Au em veio com associação Au + Cu

Os depósitos Paraíba (PAES DE BARROS, 1994; TREVISAN, 2015), Edú (PAES DE BARROS, 2007) e Peteca (TEIXEIRA, 2015) são os principais depósitos em veio de quartzo com associação Au + Cu. A mineralização de ouro nestes depósitos ocorre, geralmente, associados a veios de quartzo em zonas miloníticas com alteração representada por sericita-quartzo-biotita-carbonato, dentro de estruturas N-S, NE e zonas de cisalhamento EW com mergulho subvertical.

O depósito Paraíba é hospedado por biotita-tonalito e gnaisse biotítico cortado por diques máficos, enquanto o biotita-granodiorito e biotita-sienogranito são as principais rochas hospedeiras do depósito Peteca. O depósito Edú é hospedado pelo granito Santa Helena, individualizado em duas fácies compostas por monzogranito e granodiorito (granito Santa Helena antigo; 1986 ± 6 Ma), e monzogranito de grão fino a médio (granito Santa Helena jovem; 1967 ± 3 Ma). A associação do minério nos veios é constituída predominantemente por pirita com quantidades significativas de calcopirita. Também ocorre, em menor concentração, galena, scheelita, esfalerita, hematita, magnetita, fases que hospedam Bi-Te-Ag, e de ouro (16-30% Ag) (ASSIS et al, 2014).

2.1.3 Depósitos de Au em veio com associação de Au + metais base

Os depósitos Francisco, Bigode, e Luiz são os principais exemplos de depósitos de ouro em veios associados a metais base localizadas no setor Leste de PAAF, nas proximidades do município de União do Norte (ASSIS, 2008, 2011; TREVISAN, 2015).

O depósito Francisco está hospedado por uma unidade vulcanoclástica de idade incerta, perto do contato com o pórfiro União do Norte, datado de 1774 ± 7.5 Ma (LA-ICP-MS U-Pb de zircão). Este depósito corresponde a uma intrusão sub-vulcânica pós-colisional do tipo A2, em que a sua composição varia de granito alcalino-feldspático a monzogranito (ASSIS, 2011; MIGUEL JR., 2011). O pórfiro União do Norte corta um

granodiorito magnetita-hornblenda-biotita tipo I (1853 ± 23 Ma, U-Pb LA-ICP-MS zircão) que hospeda o depósito Bigode (ASSIS, 2011; MIGUEL JR., 2011). O depósito Luiz é hospedado por uma biotita granodiorito que é intrudido por um feldspato pórfiro de composição granodiorítica ($1.974 \pm 5,9$ Ma, U-Pb SHRIMP de zircão (TREVISAN, 2015).

As alterações hidrotermais potássica (ortoclásio \pm hematita) e alteração propilítica (clorita \pm epidoto magnetita \pm actinolita \pm calcita) marcam zonas distais, enquanto que a alteração de sericita \pm quartzo \pm clorita abrange as zonas mineralizadas. Estes estão confinados a brechas e veios de quartzo que comumente mostram pequenos geodos e texturas de preenchimento, tais como textura crustiforme, zonal, coliforme, *vuggy*, e textura em pente, sugerindo deposição em níveis mais rasos. A associação paragenética do minério nestes depósitos é representada por pirita, esfalerita e galena, com calcopirita subordinada, digenita, bornita, pirrotita, hematita, magnetita, *greenockita*, rutilo, apatita, monazita, e fases minerais ricas em Bi-Te. O ouro ocorre na forma de inclusão, na pirita e mostra forte associação espacial com galena geralmente como exsolução (ASSIS, 2011; TREVISAN, 2015).

2.2 Rio Peixoto de Azevedo

As bacias hidrográficas em que o município de Peixoto de Azevedo está inserido: a do Teles Pires e a do Xingu. O rio Peixoto de Azevedo tem 330 km de comprimento e de área de sua bacia, 19.608 km². O rio Peixoto de Azevedo é um dos principais afluentes do rio Teles Pires (AII. 2009). Com a descoberta de ouro, essa região foi invadida por levas de garimpeiros, vindos principalmente do Sul do Pará em busca de ouro encontrado em farta quantidade nos depósitos coluvionares e aluvionares do rio Peixoto de Azevedo e de seus tributários.

CAPÍTULO 3

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 ELETORRESISTIVIDADE

A eletorresistividade é um método geofísico que utiliza correntes elétricas aplicadas diretamente no solo e a diferença de potencial resultante gerada em subsuperfície, sendo possível obter medidas das propriedades elétricas do meio (KEAREY *et al.*, 2009).

A principal propriedade elétrica medida com este método é a resistividade elétrica (ou o seu oposto, a condutividade elétrica). Segundo MILSON (2003), a resistividade elétrica pode ser definida como a resistência em ohms (Ω) entre as faces opostas de um cubo unitário de um determinado material. A unidade no Sistema Internacional de Unidades (SI) é “ohm vezes metro” ($\Omega.m$). Para um cubo de material condutor com resistência elétrica δR , comprimento δL e área de seção transversal δA (**Figura 3.1**), a resistividade ρ é dada pela Equação 4.1.

$$\rho = \frac{\delta R \delta A}{\delta L} \quad (\text{Eq. 3.1}).$$

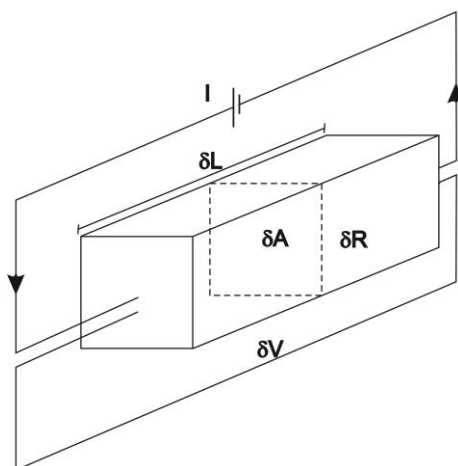


Figura 3.1 Parâmetros usados na definição da resistividade elétrica.

A resistividade e a condutividade das rochas foram observadas pela primeira vez por Gray e Wheeler (1720 *apud* ORELLANA 1972) e Watson (1746 *apud* ORELLANA 1972). Diversos fatores influenciam o valor da resistividade elétrica em subsuperfície, entre eles a composição mineralógica, a porosidade do meio, a quantidade de água presente nos poros e a quantidade de sais dissolvidos na água. Dentre estes fatores a quantidade de água nos poros e a salinidade desta água são os mais importantes, e o aumento destes fatores leva a uma diminuição nos valores da resistividade do meio (McNEIL, 1990; TELFORD *et al.*, 1990). A **Figura 3.2** mostra intervalos de resistividade elétrica de alguns materiais e rochas.

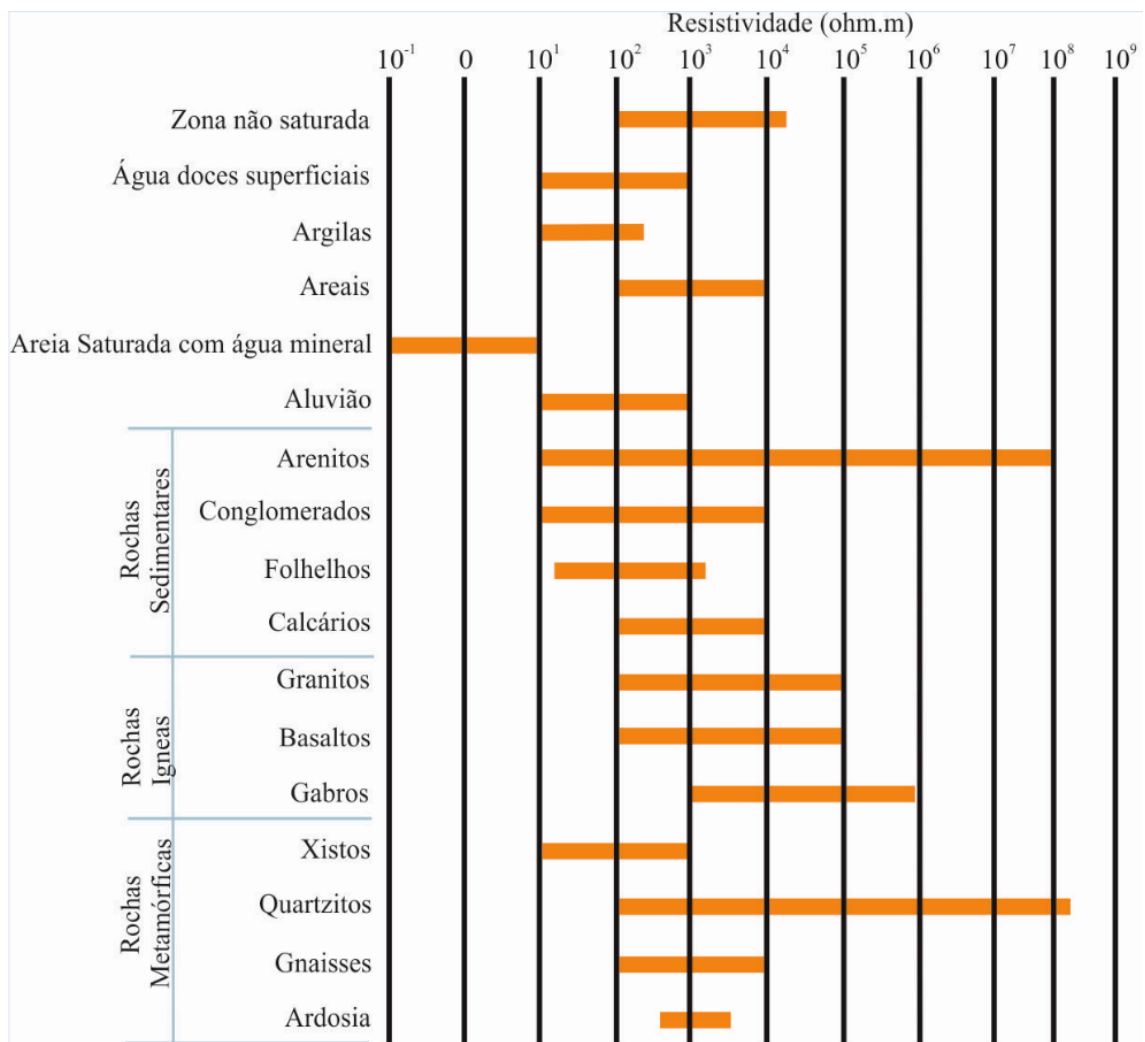


Figura 3.2 Valores de resistividade elétrica para algumas rochas e materiais (Adaptado de LAGO, 2009).

3.1.1 Fluxo de corrente no solo

Para um meio homogêneo e isotrópico com resistividade constante ρ , a propagação da corrente se dá de forma radial. Se injetarmos corrente em um ponto na superfície, esta irá fluir de forma radial com uma geometria semi-esférica (**Figura 3.3**). A uma distância r do ponto de injeção, a corrente distribui-se de forma uniforme sobre a superfície da semi-esfera, e a área A dessa semi-esfera é dada por $A=2\pi r^2$. A densidade de corrente \vec{J} é a corrente I dividida pela área na qual está distribuída (Equação 3.2).

$$\vec{J} = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (\text{Eq. 3.2}).$$

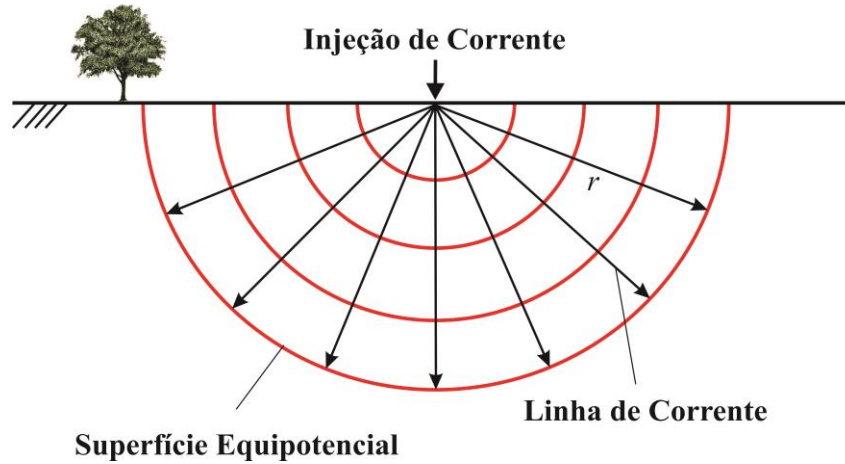


Figura 3.3 Injeção de corrente em um ponto na superfície e a distribuição do seu fluxo em subsuperfície (LAGO, 2009).

A Lei de Ohm relaciona a corrente I , a diferença de potencial δV e a resistência R de forma que $-\delta V = \delta RI$, e da Equação 3.1 temos que $\delta R = \rho \delta L / \delta A$. Na **Figura 3.3** a distância L é o raio da semi-esfera (r), e assim teremos que o potencial será dado por:

$$\delta V = -\rho \vec{J} \delta r = -\rho \frac{I}{2\pi r^2} \delta r \quad (\text{Eq. 3.3}).$$

Finalmente, teremos que a voltagem com relação à distância (V_r) será dada pela integração da diferença de potencial em relação ao raio da semi-esfera (Equação 3.4).

$$V_r = \int \delta V = -\int \rho \frac{I}{2\pi r^2} \delta r = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (\text{Eq. 3.4}).$$

Ao inserir um novo ponto de injeção de corrente ao esquema (**Figura 3.4**), uma nova distribuição de potencial ocorrerá. Nesta nova configuração, o potencial V_P em algum ponto P no solo será igual à soma das voltagens geradas nos dois pontos, indicados por A e B , com P entre A e B , de modo que $V_P = V_A + V_B$, sendo V_A e V_B as contribuições potenciais de cada ponto de injeção de corrente, $A(+I)$ e $B(-I)$. Nessas condições, o potencial V_P em um ponto qualquer do solo também dependerá da distância deste ponto aos pontos de injeção de carga.

Na **Figura 3.4** temos uma configuração de quatro eletrodos, onde os eletrodos de injeção de corrente estão localizados nos pontos A e B , e os eletrodos de potencial estão localizados nos pontos M e N . Os potenciais nos eletrodos M e N são fornecidos pelas Equações 3.5 e 3.6.

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] \quad (\text{Eq. 3.5}).$$

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{NB}} \right] \quad (\text{Eq. 3.6}).$$

Na Equação 3.5, \overline{AM} é a distância entre o eletrodo de corrente A e o eletrodo de potencial M , e \overline{MB} é a distância entre o eletrodo de potencial M e o eletrodo de corrente B . Na Equação 3.6, \overline{AN} é a distância entre o eletrodo de corrente A e o eletrodo de potencial N , e \overline{NB} é a distância entre o eletrodo de potencial N e o eletrodo de corrente B .

Na prática, é mais fácil medir a diferença de potencial, δV_{MN} , do que o potencial V . A diferença de potencial para o arranjo de quatro eletrodos (**Figura 3.4**) pode ser calculado utilizando a equação abaixo:

$$\delta V_{MN} = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left\{ \left[\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{MB}} \right] - \left[\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{NB}} \right] \right\} \quad (\text{Eq. 3.7}).$$

Reajustando a Equação 4.7 para calcular a resistividade elétrica, tem-se:

$$\rho = \frac{2\pi\delta V_{MN}}{I} \left\{ \left[\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{MB}} \right] - \left[\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{NB}} \right] \right\}^{-1} \quad (\text{Eq. 3.8}).$$

A resistividade real de um solo homogêneo e isotrópico pode ser calculada com a Equação 3.8. No entanto, para um meio heterogêneo o campo elétrico gerado pela corrente que foi injetada no solo sofrerá variações decorrentes desta heterogeneidade em função do meio (solo) no qual os eletrodos serão fixados. Desta forma, o valor da resistividade irá variar conforme a localização e/ou disposição do arranjo de eletrodos (**Figura 3.4**), e sendo assim, a Equação 3.8 fornecerá um valor médio da resistividade, frequentemente chamado de resistividade aparente (ρ_a). Cada medida de resistividade em subsuperfície é a resistividade aparente de um semi-espaço homogêneo equivalente. A resistividade aparente reflete as propriedades médias do meio pelo qual a corrente passa (TELFORD *et al.*, 1990).

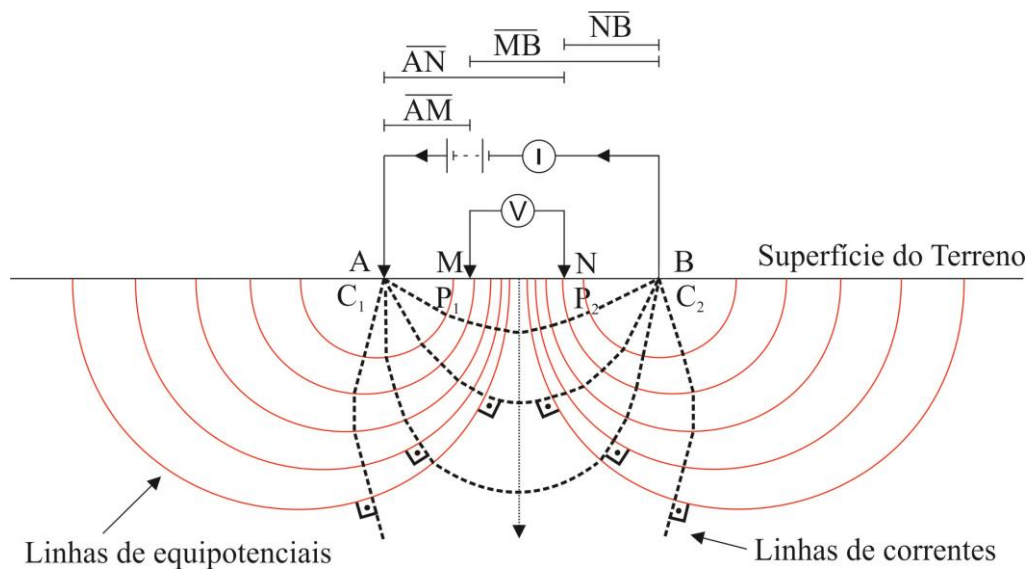


Figura 3.4 Representação esquemática do fluxo de corrente e o potencial no subsolo para quatro eletrodos em superfície (Adaptado de LAGO, 2009).

A Equação 3.8 pode ser rearranjada para a Equação 3.9 e Equação 3.10 da seguinte forma:

$$\rho_a = \frac{\delta V_{MN}}{I} K \quad (\text{Eq. 3.9}).$$

Sendo K conhecido como Fator Geométrico, e dado pela Equação 3.10.

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM}\right) - \left(\frac{1}{MB}\right) - \left(\frac{1}{AN}\right) + \left(\frac{1}{NB}\right)} \quad (\text{Eq. 3.10}).$$

O valor da resistividade aparente na Equação 3.9 depende da posição dos eletrodos usado na Equação 3.10 durante o levantamento de eletrorresistividade, no entanto, outros fatores também irão influenciar, tais como, as características do meio abarcado pela corrente.

3.1.2 Técnicas de aquisição de dados

Em levantamentos utilizando métodos geométricos geralmente utiliza-se um arranjo de quatro eletrodos cuja colocação define as principais técnicas de aquisição: a Sondagem Elétrica Vertical, o Caminhamento Elétrico e a Perfilagem Elétrica de Poço.

A Sondagem Elétrica Vertical (SEV) é aplicada quando se deseja obter a variação vertical de resistividade do meio. Neste método o arranjo de eletrodos é progressivamente

afastado a partir de um ponto central fixo. Quanto maior a distância dos eletrodos a este ponto central, maior será a profundidade de investigação.

O Caminhamento Elétrico é aplicado quando se deseja obter a distribuição da resistividade lateralmente, ou seja, em duas dimensões (2D). Na prática, o Caminhamento Elétrico é muito semelhante à Sondagem Elétrica Vertical, já que as medidas em subsuperfície são realizadas logo abaixo do ponto central do arranjo de eletrodos, e estes são deslocados com relação ao ponto central para se obter medidas em maiores profundidades. A diferença é que neste método todo o arranjo é deslocado lateralmente para realizar medidas sobre um novo ponto central, e após vários deslocamentos do arranjo obtém-se um perfil.

A Perfilagem Elétrica de Poço é aplicada em investigações para medir as propriedades elétricas das rochas nas paredes do poço.

Ainda, existem técnicas de aquisição de dados com configuração em três dimensões (3D), que resultam em modelos volumétricos de distribuição de resistividade. Maiores informações sobre este tipo de geometria de aquisição podem ser obtidas no trabalho de LOKE e BARKER (1996). No presente trabalho, utilizou-se apenas a técnica de Caminhamento Elétrico, sendo testadas diferentes configurações de eletrodos.

3.1.3 Arranjos de eletrodos

Existem diversas configurações de eletrodos para se executar um levantamento de dados utilizando métodos elétricos (HABBERJAM, 1979). A escolha do arranjo de eletrodos depende do tipo de estrutura a ser mapeada, da sensibilidade do equipamento de medida e do nível de ruído na área estudada. Na prática, os fatores levados em conta para realização de uma aquisição utilizando o método de eletrorresistividade são a profundidade de investigação, a sensibilidade do arranjo para variações laterais e verticais de resistividade, a cobertura horizontal dos dados e a intensidade do sinal (LOKE, 2010).

Os arranjos de eletrodos utilizado neste trabalho foram: o Wenner e dipolo-dipolo. Detalhes dos principais arranjos dos eletrodos podem ser encontrados em LOKE (2010). Na **Figura 3.5** estão às representações das configurações dos arranjos eletródicos utilizados em campo e seu fator geométrico.

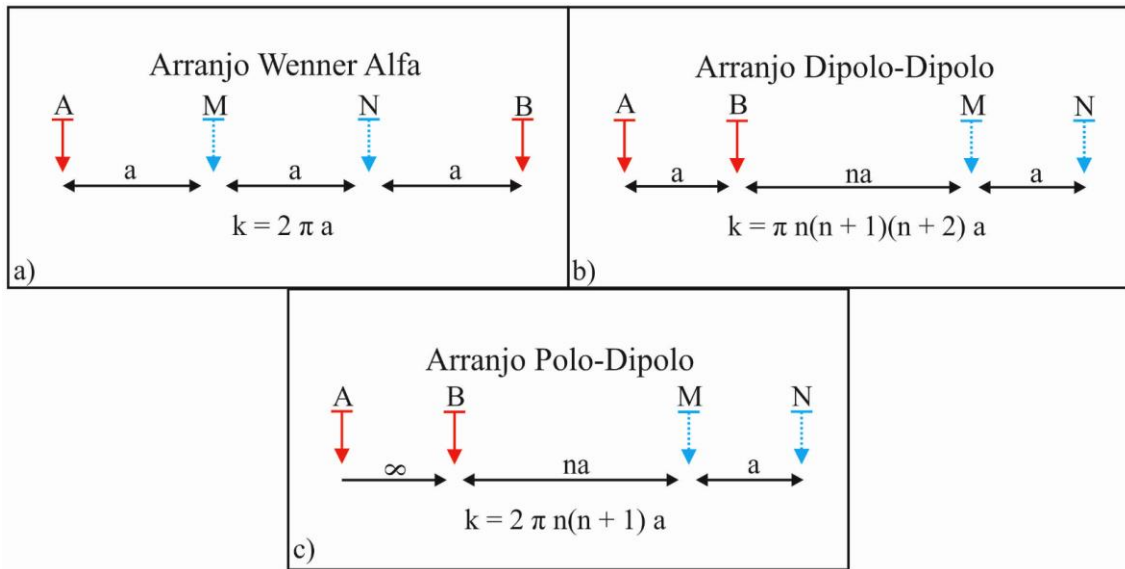


Figura 3.5 Principais arranjos eletródicos utilizados em ensaios de campo com seus fatores geométricos (LOKE, 2010).

Com objetivo de determinar os parâmetros ótimos de aquisição, foram testados neste trabalho os seguintes arranjos: Wenner alfa, Wenner-Schlumberger, dipolo dipolo e polo dipolo. A seguir está uma breve descrição de cada arranjo.

3.1.3.1 Wenner alfa

O arranjo Wenner alfa é um arranjo robusto que se tornou popular a partir dos trabalhos pioneiros do grupo de pesquisa da Universidade de Birmingham (GRIFFITHS e TURNBULL, 1985; GRIFFITHS *et al.*, 1990; *apud* LOKE, 2010). Este arranjo foi muito utilizado no início das pesquisas com levantamentos 2D de eletrorresistividade.

Com base em resultados de testes de sensibilidade realizados por LOKE (2010), concluiu-se que este arranjo é mais sensível a variações verticais de resistividade do que a variações horizontais em subsuperfície, logo abaixo do centro do arranjo. O arranjo Wenner alfa apresenta um alcance de profundidade moderada (LOKE, 2010).

Neste arranjo, todos os eletrodos estão a uma distância fixa “a”, ou seja, a distância do primeiro ao último eletrodo é de “3a”. Este arranjo tem o sinal com maior intensidade quando comparado com os demais arranjos. Esta característica é importante, pois permite que este arranjo possa ser utilizado em locais com alto nível de ruído (LOKE 2010). Em geral, o arranjo Wenner alfa é eficiente para identificar estruturas horizontais, tais como meios estratificados, no entanto, tem um baixo desempenho para detectar estruturas verticalizadas e estreitas, tais como diques e falhas (WARD, 1990).

3.1.3.2 Dipolo-dipolo

O arranjo dipolo-dipolo é um dos mais utilizados. Neste arranjo, os eletrodos de potencial e de corrente são dispostos aos pares (dipolos) com espaçamento “a” igual entre os eletrodos. Cada par é separado por um múltiplo do espaçamento entre os eletrodos (na), o aumento da distância entre os pares, relacionado com os níveis de investigação em profundidade, ou seja, quanto maior esta distância, maior a profundidade de investigação.

Este arranjo é muito sensível às mudanças horizontais de resistividade, mas relativamente insensível às mudanças verticais, ou seja, é eficiente na identificação de estruturas verticais (diques e cavidades), mas tem um desempenho relativamente baixo na detecção de estruturas horizontais, tais como soleiras (*sills*) e camadas sedimentares (LAGO, 2009).

Uma de suas vantagens é o fato de ser um arranjo simétrico e, como resultado desta simetria, em uma interpretação qualitativa da pseudo-seção, o correto posicionamento de uma anomalia se torna mais fácil em relação ao arranjo pólo dipolo (GANDOLFO & GALLAS, 2007).

Uma possível desvantagem ao utilizar este arranjo é a baixa intensidade do sinal para grandes valores do fator “n”, ou seja, com o aumento do espaçamento entre os dipolos. Segundo LOKE (2010), a voltagem é inversamente proporcional ao cubo do fator “n”, e uma forma de minimizar este efeito é aumentar o espaçamento “a” entre os eletrodos do mesmo dipolo sempre que o espaçamento entre os dipolos se tornarem muito grande.

3.1.3.3 Polo-Dipolo

O arranjo Polo-Dipolo (**Figura 3.5c**) apresenta uma boa resolução horizontal, sendo o seu sinal maior que o arranjo dipolo-dipolo. Além disso, este arranjo não é tão sensível a ruídos telúricos (LOKE, 2010). Diferente de outros arranjos, o polo-dipolo é um arranjo assimétrico, o que pode ser em alguns casos uma desvantagem, já que quando este é utilizado sobre estruturas simétricas, nos resultados (pseudo-seções), as anomalias de resistividade aparente aparecem de forma assimétrica (LOKE, 2010), o que pode influenciar na interpretação. O arranjo Polo-Dipolo necessita de um eletrodo remoto, o qual deve ser colocado suficientemente longe da linha de levantamento, normalmente

considerado como “estando no infinito”. A distância entre os eletrodos de potencial (MN) é de “ a ”; e a distância deste par de eletrodos ao eletrodo de corrente B é “ n ” fator de “ a ”. O eletrodo de corrente A fica a uma distância de quase o comprimento da linha de aquisição (considerado no infinito) que as distancias utilizadas para os demais eletrodos.

3.1.4 Eletrorresistividade em áreas submersas

Os parâmetros geoeletricos utilizados nas medições em terra também podem ser utilizados em áreas submersas. Ou seja, os contrastes de propriedades elétricas dos materiais encontrados tanto na subsuperfície terrestre, quanto na subsuperfície submersa, podem ser detectados pelos métodos geofísicos geoeletricos.

O método de eletrorresistividade aplicado em meios aquáticos/subaquáticos como no mar ou rios, pode ajudar a estudar zonas com fluidos hidrotermais, sulfetos polimetálicos ou depósitos de placeres. Os resultados geoeletricos destes alvos oferecem valores de baixa resistência ao fluxo de correntes elétricas aplicadas ao meio. Ao depender dos minerais dos meios, as características geoeletricas dos meios adjacentes geram anomalias elétricas.

Segundo Loke (1996), as empresas comerciais desenvolveram vários equipamentos para levantamentos de resistividade. Os tipos de aparelhos podem ser divididos em duas categorias, os sistemas estáticos e dinâmicos.

A maioria dos instrumentos é do tipo estático, onde os eletrodos são conectados a um cabo multi-eletrodo e fixados no solo durante o levantamento. Um exemplo do sistema estático é o sistema Abem Lund mostrado na **Figura 3.6**. Uma configuração comum, nos sistemas estáticos, também chamada de *roll-along*, é uma técnica usada para estender o comprimento da linha de pesquisa. Após completar a sequência de medições, a técnica consiste basicamente em deslocar o cabo inicial para a extremidade da linha de elétrodos.

Outra característica dos sistemas estáticos é a utilização de um grande número de eletrodos para obter uma ampla cobertura de dados.

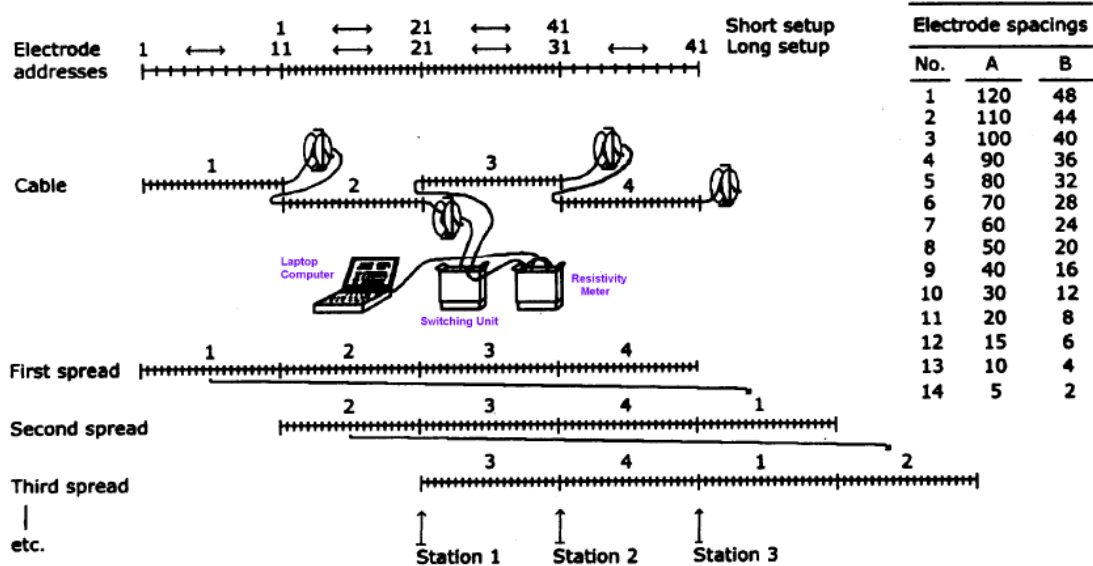


Figura 3.6 Sistem Abem Lund. Esquematização do deslocamento dos cabos quando utilizada a técnica de roll-along. (LOKE, 1996)

Nos sistemas dinâmicos são utilizados uma quantidade menor de eletrodos, mas com a possibilidade de deslocar todos o arranjo (linha de aquisição) para obter uma ampla cobertura. Um exemplo de um sistema dinâmico de aquisição concebido pela Universidade de Aarhus, na Dinamarca (SORENSEN, 1996 *apud* LOKE, 2010) é mostrando na **Figura 3.7**. Esse modelo de aquisição consiste na utilização de um cabo de 100 metros, com nove eletrodos cilíndricos, puxados por um veículo pequeno. Nesse esquema, dois dos eletrodos são utilizados como eletrodos de corrente, um eletrodo é usado como aterramento, enquanto os demais são utilizados para as medições do potencial. Este sistema baseia-se na corrente injetada no solo por contato direto, de modo que só pode ser utilizado em terreno/meio aberto.

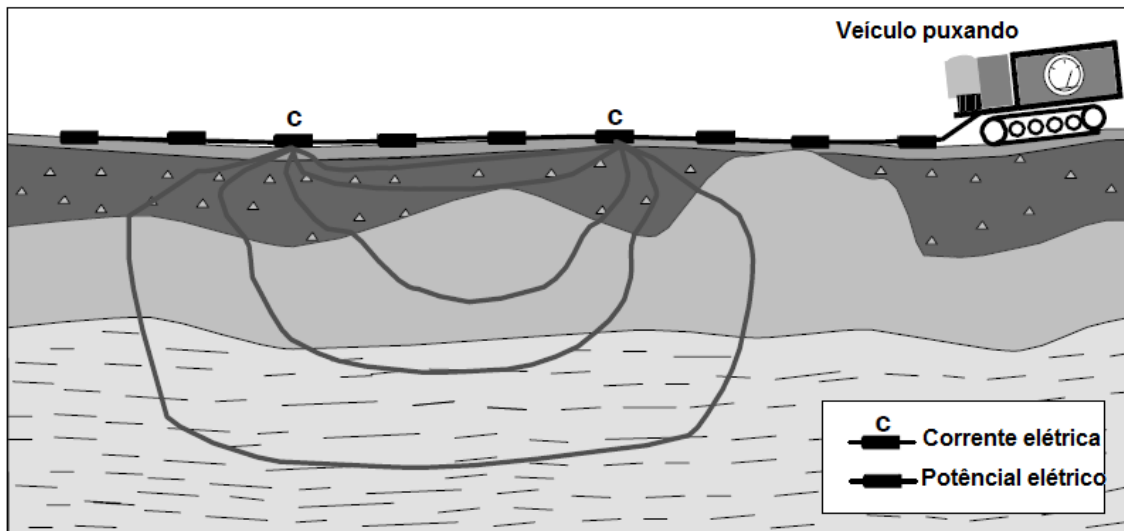


Figura 3.7 O sistema Aarhus de arranjo puxado. O sistema mostrado tem dois eléctrodos de corrente (C) e seis eletrodos potenciais (Christensen & Sorensen 1998, Bernstone & Dahlin 1999: apud LOKE, 2010).

Um dos principais problemas enfrentados pelos sistemas dinâmicos no solo é obter contato direto para que a corrente percorra no solo. O tipo de acoplamento capacitivo não requer contato direto ao solo, portanto, pode ser usado em muitas áreas, mas tem o problema de limite de profundidade de penetração devido à limitada quantidade de corrente que consegue ser induzida ao solo, em comparação com sistemas de contato direto. O ambiente subaquático fornece uma situação quase ideal para sistemas dinâmicos (móveis) já que não há problema de contato direto dos eletrodos. A **Figura 3.8** mostra um arranjo dipolo-dipolo para um sistema de levantamento móvel subaquático, onde um cabo com um número de eletrodos é puxado ao longo do rio/lago/mar, podendo ser arrastado no fundo por um barco. Dois dos eletrodos são utilizados para indução de corrente, enquanto os demais são utilizados como eletrodos de potencial.

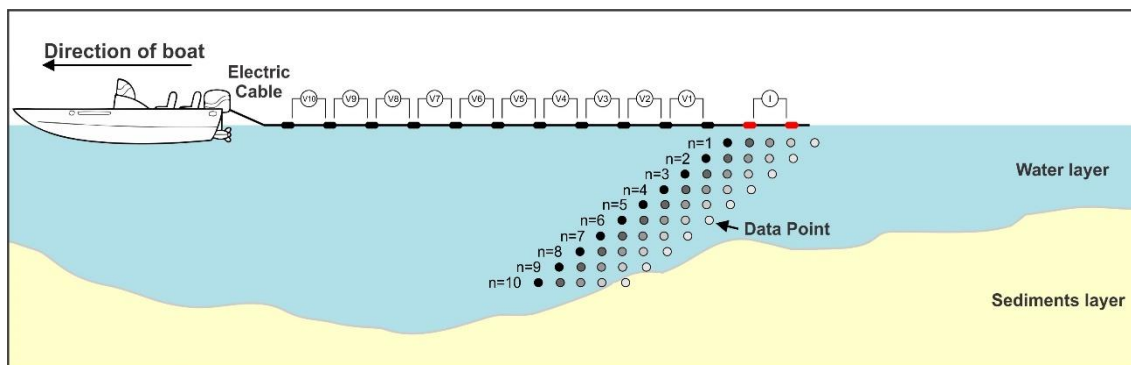


Figura 3.8 Esquema de cabo rebocado por barco usando o arranjo dipolo-dipolo.

Para aplicações marítimas, diferentes configurações de arranjo de eletrodos, fonte-receptor, podem ser utilizados, dependendo da profundidade de investigação do subsolo e do tamanho da área que pretende fazer a cobertura de dados. Os dados são registrados com uma unidade de aquisição a bordo do navio. Podem ser usados cabos flutuantes e cabos de arrasto (*tow cable*). A vantagem na utilização de cabos de arrasto é que aumenta a profundidade de penetração e reduz a influência da camada de água (altamente condutora).

3.2 POLARIZAÇÃO INDUZIDA

A principal aplicação do método de Polarização Induzida (*Induced Polarization – IP*) está na busca de minérios metálicos disseminados, e para exploração de águas subterrâneas e geotermiais. As medições de polarização induzida são feitas utilizando a mesma configuração dos eletrodos na resistividade convencional, com dois eletrodos de correntes (MN) e dois eletrodos de potencial (AB) não polarizáveis (REYNOLDS, 1997).

Os fenômenos que causam a polarização induzida e seus mecanismos eletroquímicos nas rochas/solos incluem a difusão dos íons próximos a minerais metálicos e a mobilidade de íons em soluções presentes nos poros das rochas (SUMNER, 1976).

Quando a corrente elétrica injetada no solo é interrompida, a corrente entre dois eletrodos não decai instantaneamente para zero. Após um rápido decaimento inicial, a voltagem sofre um decaimento gradual e pode levar vários segundos até atingir o valor nulo. O mesmo ocorre quando a corrente é ligada, ou seja, após um rápido aumento inicial, a voltagem aumenta gradativamente até atingir um valor constante. Desta forma, observa-se que o material do subsolo atua como um capacitor, armazenando carga elétrica, ou seja, ele se torna eletricamente polarizado (PARASNIS, 1966; SUMNER, 1976; REYNOLDS, 1997; KEARY *et al.*, 2002).

A resposta do método de IP é muito influenciada pela superfície total do material polarizado. A mineralização disseminada apresenta maior área de contato quando comparado a uma mineralização maciça, o que deve apresentar maior resposta de IP do que a sua contraparte maciça. No entanto, corpos de mineralização maciça podem conter uma região de alteração disseminada, o que aumentaria sua área de contato. Altos valores

de porosidade e permissividade de fluidos presentes nos poros de rochas podem reduzir a resposta do IP, pois ambas as situações geram um ambiente de fuga de corrente para o meio, ao invés de se concentrar na forma de polarização de eletrodo ou de membrana.

3.2.1 Polarização de eletrodo

Em um ambiente geológico, a corrente é conduzida através da rocha pelo deslocamento de íons, em água subterrânea, que passa através de poros interligados, fraturas e micro fraturas na rocha. Se a passagem dos íons é obstruída por certas partículas minerais, como metais comuns, cargas iônicas se acumulam na interface entre partícula mineral e eletrólito no fluido. Cargas positivas se acumulam onde a corrente elétrica entra na partícula, enquanto que cargas negativas se acumulam onde a corrente sai da partícula (**Figura 3.9**). As cargas positivas se aglomeram e geram uma voltagem, que tende a se opor ao fluxo da corrente elétrica na interface, polarizando a partícula. Quando a corrente é interrompida, uma tensão residual continua a existir na partícula, devido a carga iônica acumulada. Na medida em que os íons voltam ao estágio inicial, antes da aplicação da corrente, ocorre o efeito da Polarização Induzida (PARASNIS, 1966).

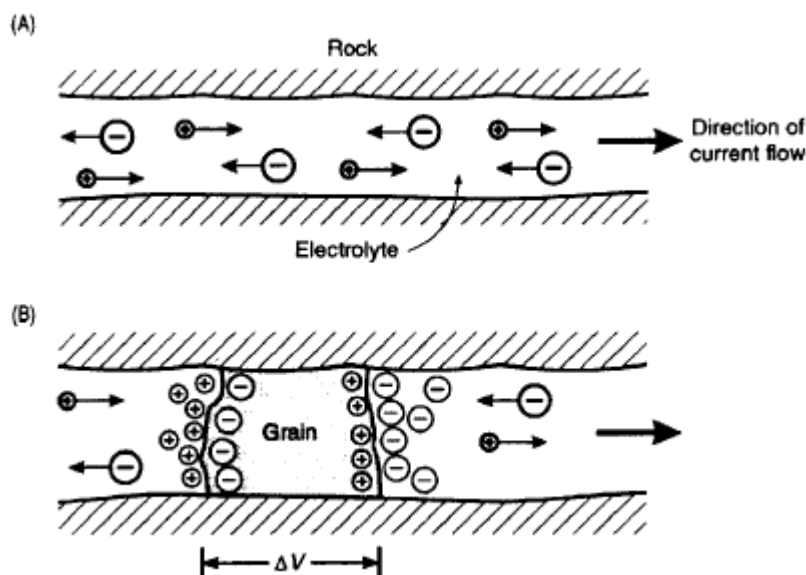


Figura 3.9 Polarização de eletrodo. (A) fluxo eletrolítico em um canal aberto. (B) Polarização de um grão eletronicamente condutora, bloqueando um canal (REYNOLDS, 1997).

3.2.2 Polarização de membrana

Existem dois tipos de polarização de membrana. Uma é a constrição dos poros dentro de um canal poroso e o segundo está associado com a presença de argila dentro dos canais dos poros, tal como em um arenito impuro.

Para o primeiro caso, há uma carga líquida negativa na interface entre a maioria dos minerais em rochas e os fluidos dos poros. Cargas positivas dentro do fluido dos poros são atraídas para a superfície da rocha e se acumulam, criando uma camada carregada positivamente com cerca de 100 μm de espessura, enquanto que as cargas negativas são repelidas. No caso de o diâmetro do canal de poro reduzir para menos do que esta distância, a constrição irá bloquear o fluxo de íons, quando uma tensão for aplicada.

Os íons negativos serão repelidos da zona de constrição, enquanto que a concentração de íons positivos irá aumentar, produzindo assim uma diferença de potencial na região (**Figura 3.10a**). Quando a tensão aplicada é desligada, o desequilíbrio na concentração iônica retorna ao normal por difusão, o que produz a resposta para o IP medido.

O segundo caso de polarização de membrana ocorre com a presença de partículas de argila ou de filamentos de minerais fibroso, onde ambos tendem a ter uma carga negativa. Nesta situação, íons positivos são atraídos, gerando uma região carregada positivamente dentro do espaço poroso. Quando uma voltagem é aplicada, cargas positivas podem se mover entre as nuvens (também com cargas positivas), porém os íons de cargas negativas são bloqueados, o que gera uma diferença na carga iônica (**Figura 3.10b**). Quando a corrente aplicada é desligada, as regiões com desequilíbrio iônico decaem para níveis normais por difusão, gerando uma corrente residual responsável pelo efeito de polarização induzida.

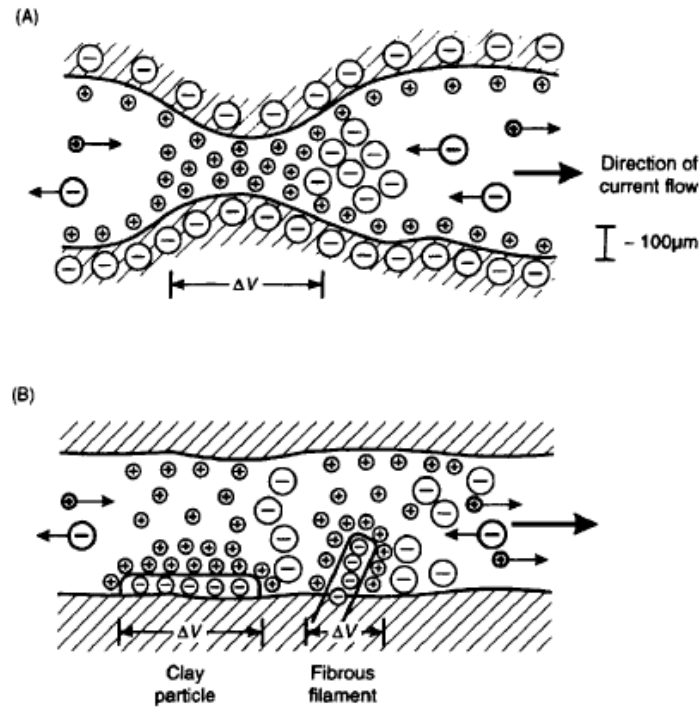


Figura 3.10 Desenvolvimento da polarização de membrana associada com (a) uma constrição interior de um canal entre os grãos minerais, e (B) partículas de argila de carga negativa e os elementos fibrosos ao longo dos lados de um canal (Reynolds, 1997).

3.2.3 Métodos de medição do efeito de IP

A polarização induzida é medida como a mudança de tensão ao longo do tempo ou ao longo da frequência. Os métodos de IP no domínio do tempo e da frequência são semelhantes, no entanto, eles diferem pela forma de medir as ondas elétricas (*waveforms*). No primeiro caso, uma corrente contínua é aplicada no solo o que registra o decaimento da tensão entre dois eletrodos de potencial após a interrupção da corrente (método no domínio do tempo). Para o segundo caso é determinado a variação da resistividade aparente do solo com a frequência da corrente aplicada (método no domínio da frequência) (REYNOLDS, 1997). Neste trabalho será apenas mostrado a polarização induzida no domínio do tempo.

3.2.4 Medidas de IP no Domínio do Tempo

A medida do efeito do IP no domínio do tempo é dada pela razão $\Delta V/V$ (milivolt/volt), V é a voltagem medida enquanto a corrente é propagada; ΔV é a voltagem remanescente medida em um tempo t após o a interrupção da corrente elétrica (sobretensão). As medidas são feitas pela passagem de pulsos de corrente contínua com duração T (domínio do tempo), onde normalmente são utilizados valores de 1 a 20

segundos, enquanto t é uma fração de T , como, por exemplo 0,5s. A integração dos valores da razão $\Delta V/V$ com relação à t fornece a área A sobre a curva de decaimento do potencial (**Figura 3.11**). Com a integral é dividida por V , o valor resultante é conhecido como cargabilidade aparente (M_a) (Equação 3.11) e sua unidade de tempo em milissegundos:

$$M_a = \frac{1}{V} \int_{t_0}^{t_1} \Delta V \cdot t \quad dt = \frac{A}{V} \quad (\text{Eq. 3.11})$$

Quando é medido a cargabilidade aparente, na verdade ela é representada por uma média de todas as cargabilidades mensuradas. A cargabilidade verdadeira é tecnicamente impossível de ser obtida no campo, pois cada camada em subsuperfície possui seu valor. Entretanto, tanto a cargabilidade quanto a resistividade real podem ser estimadas por métodos de inversão geofísica.

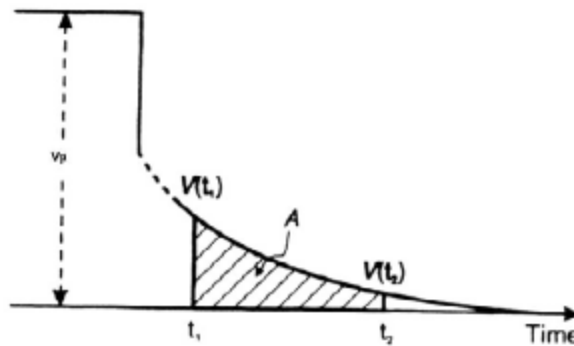


Figura 3.11 A tensão de decaimento integrada usado como uma medida de cargabilidade m (REYNOLDS, 1997).

3.2.5 Eletrodos não-polarizáveis

Os eletrodos de potenciais não polarizáveis são fundamentais para as medições de polarização induzida. Eles possuem em média 18% de porosidade e, para adquirir oito níveis de investigação são necessários nove eletrodos. A polarização de um eletrodo é definida como sendo o potencial elétrico na ausência de campos elétricos externos (CORWIN, 1990). O eletrodo poroso, basicamente, é constituído por um corpo de material inerte (PVC, nylon, cerâmica esmaltada), onde internamente é preenchido por solução saturada de sulfato de cobre e um fio do mesmo material é mergulhado nessa solução, sendo este ligado pelo fio da bobina de corrente (**Figura 3.12**).

Idealmente, eletrodos devem ter polarização variação temporal (deriva) nulas. Para se aproximar do ideal, utiliza-se eletrodos não-polarizáveis, que também são chamados de eletrodos porosos. Segundo Fachin (2007, *apud* PETIAU e PERRIER, 1998),

O contato entre o solo com o eletrodo se dá por meio de material poroso (cerâmica ou madeira) que é posicionado na base do eletrodo. Efeitos galvânicos causam potenciais espúrios quando um metal está em contato com o solo. Ao medir a diferença de potencial com eletrodos constituídos pelo mesmo material, assume-se que o efeito galvânico é cancelado, tornando os eletrodos igualmente polarizados. Entretanto, é comum utilizar o termo não-polarizáveis. Os eletrodos com solução e haste de cobre são muito utilizados em levantamentos geoeletricos devido seu baixo custo de construção.

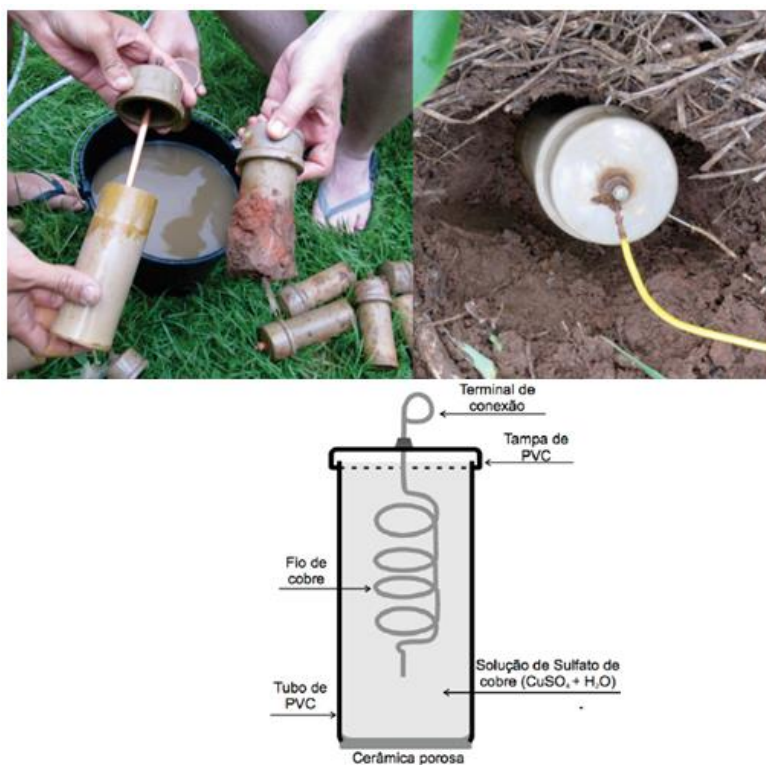


Figura 3.12 Potes porosos não polarizáveis (eletrodos), preenchidos por solução de sulfato de cobre (FRANÇA, 2015).

3.3 SÍSMICA AQUÁTICA

3.3.1 Investigação geofísica em área submersa

A investigação de recursos minerais marinhos/aquáticos necessita de ferramentas geofísicas que permitam a coleta de dados: espessura, arranjo e composição do substrato. Estas ferramentas de reconhecimento baseiam-se em métodos indiretos e diretos e necessitam de adaptações tecnológicas, pois não são as mesmas ferramentas utilizadas em áreas emersas e submersas profundas (SOUZA, 2008).

3.3.2 Fundamentos básicos

O parâmetro fundamental para os métodos sísmicos é a velocidade de propagação das ondas mecânicas no meio, sendo esta diferente para materiais distintos. A velocidade depende das propriedades elásticas e da densidade do meio, as quais variam de acordo com mudanças no seu conteúdo mineral, sua litologia, porosidade, saturação dos poros e do seu grau de compactação (KNODEL *et al.*, 2007).

Existem dois tipos de ondas sísmicas, as ondas de corpo (*body waves*), representadas pelas ondas P e S, onde a energia é transferida atravessando o meio, e as ondas de superfície (*surface waves*), representadas pelas ondas Rayleigh e Love, onde a energia viaja ao longo ou perto da superfície. (KNODEL *et al.*, 2007; KEAREY *et al.*, 2009).

Nas ondas P (também conhecidas como ondas primárias, ondas longitudinais ou ondas de compressão), o movimento das partículas do meio é paralelo à sua direção de propagação. Já nas ondas S (também conhecidas como ondas secundárias, ondas de cisalhamento ou ondas transversais), o movimento das partículas é transversal à direção de propagação (KNODEL *et al.*, 2007; KEAREY *et al.*, 2009).

Um pulso sísmico propaga-se radialmente a partir da fonte sísmica, a uma velocidade determinada pelas propriedades físicas do material. Se o pulso se propagar em um material homogêneo, a velocidade será a mesma em todas as direções. Quando a onda encontra uma mudança de meio, a velocidade sofre uma variação relacionada com as mudanças nas propriedades elásticas do meio, assim fazendo com que parte da energia do pulso de onda seja refletida e a outra parte seja refratada.

3.3.3 Propagação de ondas acústicas

As velocidades de propagação das ondas P (ondas longitudinais) e S (ondas transversais) são definidas pelas equações 3.12 e 3.13, respectivamente:

$$V_P = \frac{\sqrt{K + \frac{4}{3}\mu}}{\rho} \quad (\text{eq. 3.12}) \qquad V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (\text{eq. 3.13})$$

onde V_P é a velocidade da onda P, V_S é a velocidade da onda S, ρ é a densidade do meio em que a onda se propaga, K é o Módulo de compressão e μ é a rigidez do material atravessado.

O módulo de rigidez da água igual à zero ($\mu=0$), as ondas do tipo S não conseguem se propagar neste meio. As ondas acústicas c são as ondas P ($c = V_P$). Já a velocidade de propagação nos sedimentos depende de duas constantes: os módulos de compressão e a rigidez.

3.3.4 Princípios Físicos do Método

A propagação de ondas é representada pelo conceito de frente de onda, princípio de Huygens. A forma de frente de onda depende da fonte primária e das características do meio. Considerando um meio homogêneo e isotrópico, se a fonte primária for pontual, as frente de onda será circular. Quando a onda esférica atinge uma descontinuidade pontual, a onda se passa como uma segunda fonte, porém de intensidade menor. Esta segunda frente de onda, também circular, interfere na onda original, mas que pode ser individualizada.

A partir desse princípio, em um meio homogêneo e com as mesmas características físicas em toda sua extensão, a frente de onda se desloca mantendo sua forma, desde que não haja obstáculos (**Figura 3.13**).

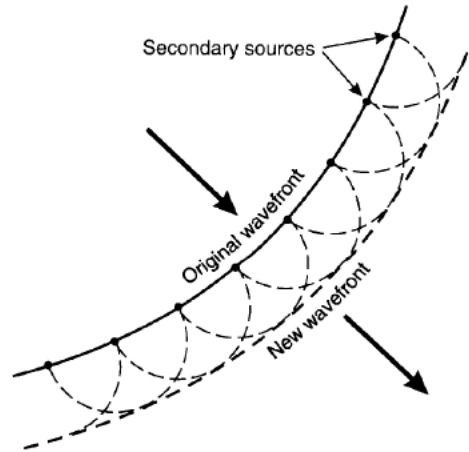


Figura 3.13 Princípio de Huygens: cada ponto da frente de onda se comporta como uma fonte secundária (REYNOLDS, 1997).

3.3.5 Velocidade do som na água

A sismica aquática trabalha com a emissão e recepção de ondas sonoras. A velocidade de propagação do som varia de acordo com as condições de temperatura, salinidade e pressão do meio.

A onda acústica é um tipo de onda mecânica longitudinal. Ela se propaga com diferentes velocidades, em diferentes meios. A velocidade da onda acústica pode ser determinada pela densidade (ρ) e pelo módulo de incompressibilidade (E) do meio. Densidade é a medida da quantidade de massa em um dado volume, e o conceito de compressibilidade refere-se a quanto uma substância pode ser compactada a uma dada pressão. Quanto mais denso ou mais compressível for o meio físico que se propagam, mais lenta as ondas acústicas irão deslocar.

Portanto, a velocidade do som é relacionada a uma variação na pressão (dP) e densidade do meio ($d\rho$) podem ser expressas de forma genérica por:

$$v = \sqrt{dP/d\rho} \quad (\text{eq. 3.14})$$

Onde:

v = Velocidade do som (m/s);

dP = Variação da pressão (Pascal);

$d\rho$ = Variação da densidade (kg/m^3).

3.3.6 Eco

Segundo Carneiro (2013) o ouvido humano é sensível a frequências sonoras que variam entre 20 Hz e aproximadamente até 20kHz. Referente a estas limitações, pode-se classificar o som da seguinte maneira:

- Infra-som: faixa de frequências < 20Hz;
- Som audível: faixa de frequências entre 20Hz e 20kHz;
- Ultra-som: faixa de frequências > 20kHz.

Quando uma onda acústica propaga no meio e encontra um obstáculo, como o fundo do rio, esta incide sobre a interface e parte da onda retorna para o meio no qual estava se propagando/meio gerado. O eco ocorre quando a onda acústica, o som refletido retorna à fonte depois da extinção da vibração/pulso original.

3.3.7 Perfilador de subfundo

O método sísmico da perfilagem de subsuperfície baseia-se que ondas sísmicas propagam com diferentes velocidades em diferentes meios/tipo de materiais. Por meio da geração de ondas sísmicas e observando o tempo de retorno destas ondas em diferentes pontos, é possível determinar e localizar interfaces onde as ondas são refletidas. Utilizando O equipamento utilizado é o Perfilador de Subfundo (SBP - *Sub-Bottom Profiler*).

Os registros de sísmica de alta frequência têm sido largamente utilizados como ferramentas em geologia marinha nas investigações dos tipos de sedimentos do fundo do mar, geomorfologia submarina e processos sedimentares (SOUZA, 1998; DUNBAR *et al.*, 1999; NETO, 2001; QUARESMA *et al.*, 2001; SOUZA *et al.* 2004). Estes equipamentos operam em frequências elevadas, variando de 2 a 16 kHz, o que permite uma resolução submétrica dos refletores em subsuperfície, em detrimento de uma maior penetração, que em condições ideais, em sedimentos lamosos, pode atingir até 10 metros.

O padrão de reflexão do eco é resultado da interação entre o leito do rio e o pulso da energia usada como fonte. O retorno do eco é afetado pelo tipo do material do sedimento, suas camadas, estruturas e topografias (FLOOD, 1980 *apud* QUARESMA *et al.*, 2001).

3.3.8 Impedância Acústica e Coeficiente de Reflexão

A sismica de reflexão lida com o fenômeno da reflexão de ondas acústicas nas interfaces entre os meios com distintas propriedades físicas, ou seja, com contrastes de impedância acústica. (SOUZA, 2006)

Impedância acústica (i) é uma grandeza física que descreve a oposição/dificuldade que um meio físico fornece à passagem da onda sísmica. Matematicamente, é possível expressá-la pelo produto entre a densidade (ρ) de um meio físico e sua respectiva velocidade sísmica (v).

$$I = V \cdot \rho \quad (\text{eq. 3.15})$$

O coeficiente de reflexão R (amplitude do sinal refletido) (equação 3.16) é a diferença de impedância acústica entre dois meios. Quanto maior for essa diferença, maior será a quantidade de energia refletida. Em sedimentos compactados, densos, com baixo teor de água, a quantidade de energia que será refletido é grande, bem como as rochas. (SOUZA, 2006).

Tem-se a seguinte expressão para R :

$$R = \frac{A_r}{A_i} = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1} = \frac{(p_2 \cdot v_2 - p_1 \cdot v_1)}{(p_2 \cdot v_2 + p_1 \cdot v_1)} \quad (\text{eq. 3.16})$$

Onde, A_r e A_i são as amplitudes dos sinais incidentes e refletidos; I_1 e I_2 são as impedâncias acústicas de dois meios (água-sedimento ou sedimento rocha); p_1 e p_2 as densidades dos meios; V_1 e V_2 são as velocidades de propagação da onda acústica em cada meio (**Figura 3.14**).

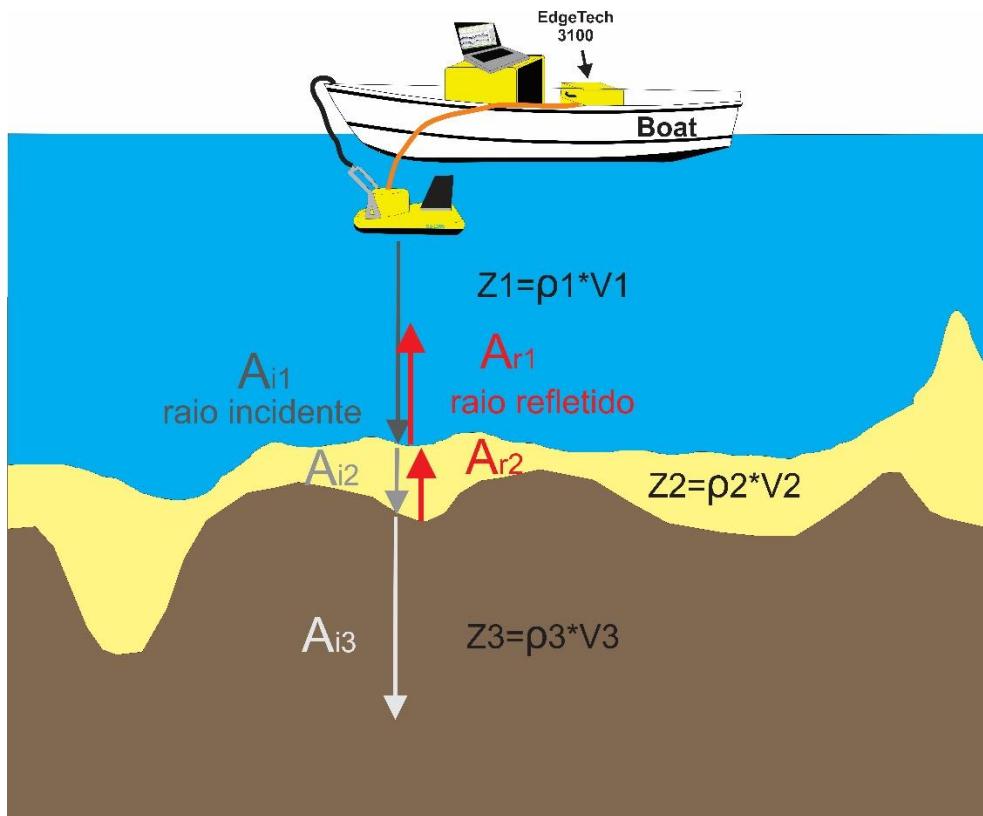


Figura 3.14 Propagação do pulso sísmico, em termos da impedância dos meios físicos.

3.4 GROUND PENETRATING RADAR - GPR

O GPR é um método eletromagnético que usa ondas de rádio em um intervalo de frequências entre 10MHz a 3GHz, para identificar estruturas e feições rasas (PORSANI, 1999; BORGES, 2007; CAVALCANTI, 2017). O método GPR se assemelha aos métodos que utilizam ondas mecânicas como a sísmica de reflexão e o perfilador de subsolo. A propagação de onda no GPR é baseada na reflexão de ondas eletromagnéticas que ocorrem em decorrência de descontinuidades na subsuperfície (PRADO, 2000).

Esse método consiste na transmissão e propagação de pulsos de energia de alta frequência, de ondas eletromagnéticas (EM), radiadas repetidamente para dentro do subsolo, por uma antena transmissora, colocada na superfície. A propagação das ondas EM depende da frequência/coprimento de onda do sinal transmitido e das propriedades elétricas do meio/material, as quais são principalmente dependentes do conteúdo de água presente no solo (TOPP et al., 1980). Ao encontrarem mudanças das propriedades elétricas do meio em subsuperfície, parte do sinal é refletido e registrado em tempo duplo por uma antena receptora, também em contato na superfície. A energia refletida é então registrada em função do tempo de chegada, amplificada, digitalizada e gravada no disco rígido de um computador (DANIELS, 1996; RODRIGUES, 2004; BORGES, 2007). Após o processamento dos dados, o resultado obtido é uma imagem de alta resolução da subsuperfície. A **Figura 3.15** representa um modelo esquemático da reflexão de sinal eletromagnético em subsuperfície.

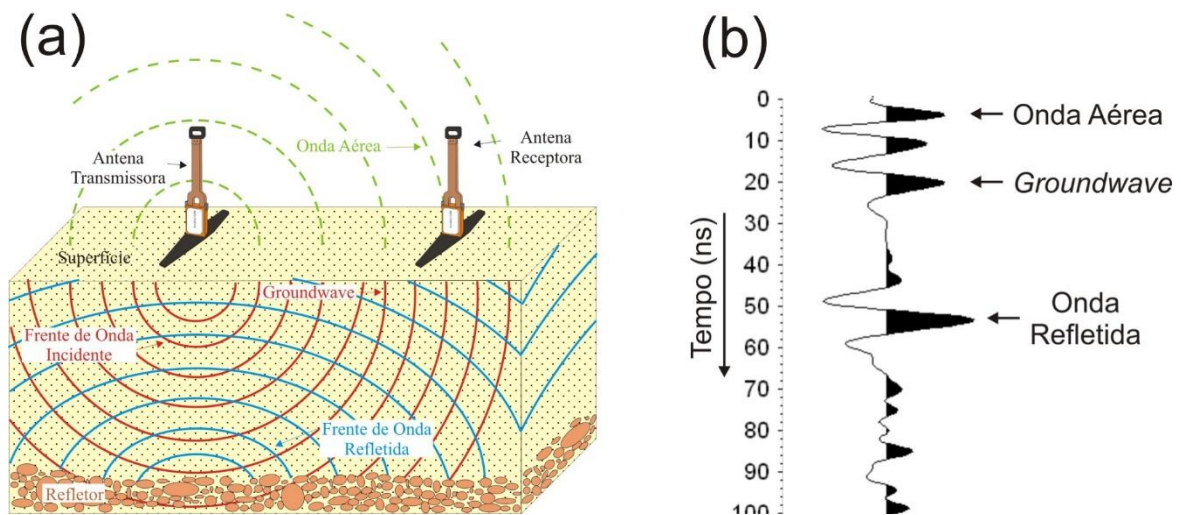


Figura 3.15 (a) Diagrama de antenas GPR (modo biestático) mostra o comportamento das frentes de onda. (b) Representação esquemático de um pulso eletromagnético (traço) com as chegadas das principais frentes de onda refletidos do GPR (BORGES, 2007).

Para Annan (2002), este método destaca-se em investigações rasas, devido a sua elevada resolução e aquisição de um grande volume de dados tomados em um pequeno intervalo de tempo. O método do GPR se fundamenta na teoria de propagação de ondas eletromagnéticas, deste modo, temos que as equações de Maxwell servem de base para toda a teoria deste método (ANNAN & DAVIS, 1992; DANIELS, 1989).

Na primeira equação de Maxwell (Equação 3.17), conhecida como **Lei de Ampère**, o campo magnético (\vec{H}) é produzido por correntes elétricas:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (\text{Eq. 3.17})$$

sendo, \vec{J} a densidade de corrente de condução em ampère/metro quadrado (A/m^2), e $\frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$ a corrente de deslocamento.

Na segunda equação de Maxwell (Equação 3.18), conhecida como **Lei de Faraday**, o campo elétrico (\vec{E}) é produzido pela variação do campo indução magnética (\vec{B}) em relação ao tempo:

$$\nabla \times \vec{E} = - \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (\text{Eq. 3.18})$$

A introdução das relações constitutivas do meio nas equações de Maxwell faz-se necessária para a obtenção de informações sobre as propriedades elétricas dos materiais por onde atuam os campos elétricos e magnéticos. Segundo Porsani (1999) as

propriedades elétricas e magnéticas que caracterizam os materiais geológicos são: Condutividade elétrica; Permissividade dielétrica e Permeabilidade magnética.

A **Lei de Ohm** (Equação 3.19), a primeira relação de constitutiva do meio, relaciona a densidade da corrente de condução (\vec{J}) ao campo elétrico (\vec{E}). A condutividade elétrica (σ) é expressa em Siemens por metro (S/m). A condutividade elétrica de um material é uma medida que diz como é a capacidade de conduzir corrente elétrica (KELLER, 1987). Para geologia, os materiais geológicos simples são relacionados a aproximadamente linear e a constante de proporcionalidade é a condutividade elétrica (σ), expressa em Siemens por metro (S/m). A condutividade elétrica de um material é uma medida que diz como é a habilidade em conduzir corrente elétrica (KELLER, 1987).

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (\text{Eq. 3.19})$$

A **Tabela 3.1** mostra a condutividade elétrica e a constante dielétrica observada nos materiais comuns para as frequências do radar (PORSANI, 1999; PRADO, 2000; BORGES, 2007).

A segunda relação constitutiva do meio (Equação 3.20) relaciona diretamente o campo elétrico (\vec{E}) à corrente de deslocamento, ou à polarização (\vec{D}), e a constante de proporcionalidade é a permissividade dielétrica do material (ϵ). O deslocamento é caracterizado pela movimentação dos elétrons, núcleos e moléculas polares da posição de equilíbrio neutro para outra (polarizada), devido à influência de um campo elétrico externo (KELLER, 1897).

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (\text{Eq. 3.20})$$

Segundo Annan (1996), no GPR a condutividade elétrica e a permissividade dielétrica são importantes porque afetam diretamente a atenuação e a propagação das ondas. Em geral, a condutividade elétrica é dominante para as ondas eletromagnéticas de baixas frequências (menor que 1 MHz); enquanto que, para altas frequências (igual ou maior que 1 MHz), a permissividade dielétrica é dominante (WARD & HOHMANN, 1987). Normalmente, utiliza-se a permissividade dielétrica relativa (Equação 3.21),

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \quad (\text{Eq. 3.21})$$

sendo, ϵ é a permissividade dielétrica do material (F/m), e ϵ_0 é a permissividade dielétrica no vácuo ($8,854 \times 10^{-12}$ F/m)

A terceira relação constitutiva do meio (Equação 3.22) relaciona diretamente o campo magnético (\vec{H}) com o campo indução magnética (\vec{B}) e a constante de proporcionalidade é a permeabilidade magnética do material (μ).

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (\text{Eq. 3.22})$$

Segundo Annan (1992), os efeitos de forte permeabilidade magnética não podem ser totalmente ignorados principalmente quando os alvos são metálicos e a permeabilidade magnética relativa pode apresentar valores de 100 mS/m.

Para estudos de radiação de ondas eletromagnéticas na Terra é preciso supor que:

- (i) a terra é um meio isotrópico, horizontalmente estratificado, com extensão lateral infinita;
- (ii) ϵ e μ são constantes e independentes do tempo, sendo $\mu = \mu_0$ para a maioria das rochas, e $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$
- (iii) H/m é a permeabilidade magnética do espaço livre (ANNAN, 1996).

Considerando que as ondas esféricas podem ser representadas por uma superposição de ondas planas, combinando as equações de Maxwell com as relações constitutivas do meio, obtém-se a equação da onda plana para o campo elétrico (Equação 3.23).

$$\nabla^2 \vec{E} + k^2 \vec{E} = 0 \quad (\text{Eq. 3.23})$$

sendo k definido como *número de onda*, que é o termo que agrupa as propriedades das rochas e a frequência (Equação 3.24), ou seja:

$$k^2 = \omega^2 \mu \epsilon - i \omega \mu \sigma \quad (\text{Eq. 3.24})$$

Tabela 3.1 – Intervalo de valores de constante dielétrica (ϵ_r') e condutividade elétrica (σ_0) observadas em alguns materiais (ANNAN, 1992; PORSANI, 1999; PRADO, 2000; BORGES, 2007).

Materiais Secos	ϵ_r'	σ_0 (mS/m)	Materiais Saturados	ϵ_r'	σ_0 (mS/m)
Ar	1	0	Água destilada	81	0,01
Areia seca e cascalho	2 - 6	0,01	Água fresca	81	0,5
Argila	5	2	Água do mar	81	3000
Folhelho e siltito	5	1	Areia	20 – 30	0,1 – 1
Calcário	4	0,5	Silte saturado	10	1 – 10
Solo arenoso	2,6	0,14	Argila	40	1000
Solo argiloso	2,4	0,27	Solo arenoso	25	6,9
Sal	5 – 6	0,01 – 1	Solo argiloso	15	50
Granito	5	0,01	Arenito	20 – 30	40
Basalto	6	1	Siltito	30	100
Diabásio	7	10	Folhelho	7	100
Ferro	1	10^9	Calcário	8	2
Aço	1	∞	Granito	7	1
PVC	8	0	Basalto	8	10
Asfalto	3 – 5	0	Diabásio	8	100
Concreto	5,5	0	Concreto	12,5	0

Para aplicações do método GPR, que atua em altas frequências (≥ 1 MHz), é usual reescrever o número de onda k (Equação 3.25) como:

$$k = \alpha + i\beta \quad (\text{Eq. 3.25})$$

sendo α a constante de atenuação e β a constante de propagação dos campos eletromagnéticos, expressas pelas Equações 3.26 e 3.27.

$$\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \quad (\text{Eq. 3.26})$$

$$\beta = \omega \sqrt{\mu \epsilon} \quad (\text{Eq. 3.27})$$

Os fatores mais importantes que regem a propagação da onda eletromagnética, num determinado meio é a velocidade (v) e a atenuação (α). Para materiais geológicos com baixa perda, o campo eletromagnético propaga-se com uma velocidade que depende principalmente da constante dielétrica dos materiais (Equações 3.28).

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r'}} \quad (\text{Eq. 3.28})$$

sendo c a velocidade da luz e ϵ_r' é a constante dielétrica dos materiais.

Por fim, a constante de atenuação é dada pela Equações 3.29:

$$\alpha = 1,636 \frac{\sigma_0}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (\text{Eq.3.29})$$

sendo α expressa em dB/m e σ_0 a condutividade da corrente em mS/m.

3.4.1 Profundidade de investigação

Uma das limitações do método do GPR é a profundidade de investigação. O pulso/sinal atenua na razão de 1/e do valor inicial (37%) com a profundidade, sendo inversamente proporcional à atenuação. Essa relação é conhecida como *skin depth* (δ). Em materiais com alta condutividade elétrica, constata-se um baixo valor de δ , enquanto que, em materiais com baixa condutividade elétrica ocorre um aumento do δ , proporcionando uma maior profundidade de investigação (REYNOLDS, 1997).

A profundidade de investigação do GPR pode ser influenciada pelos seguintes fatores: espalhamento geométrico, atenuação pelo terreno e partição da energia nas interfaces; todos relacionados à perda de energia durante a propagação da onda eletromagnética. A profundidade de investigação e a resolução do GPR variam de acordo com a frequência da antena. Quanto maior a frequência, maior a resolução vertical e menor a profundidade de investigação (**Tabela 3.2**).

Tabela 3.2 – Frequência versus profundidade de penetração (MALA, 1997).

Frequência Central (MHz)	10	25	50	100	200	400	500	1000
Profundidade Máxima de Penetração (m)	50	40	30	25	4	2	1,5	1

CAPÍTULO 4

4. ARTIGO: Assinatura geolétrica de mineralizações de ouro na Província Aurífera de Alta Floresta, Estado de Mato Grosso, Brasil

¹Eduardo Xavier Seimetz; ¹Alexandre Santos Jeronimo da Costa; ²Welitom Rodrigues Borges; ²Marco Ianniruberto; ³Rafael Espindola Canata; ⁴Willian Giovanni Zan; ¹Vicente de Paula Pinto

¹ *Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Campus Darcy Ribeiro, 70910-900, Brasília, Distrito Federal, Brasil, Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica*

² *Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Campus Darcy Ribeiro, CEP 70910-900, Brasília, Distrito Federal, Brasil*

³ *Universidade Federal de Paraná, Setor de Ciências da Terra, Departamento de Geologia, Av. Cel. Francisco H. dos Santos, 210 - Jardim das Americas, CEP 81531-990. Curitiba – PR, Brasil*

⁴ *Iamgold Brasil Prospecção Mineral Ltda, R. Fernandes Tourinho, 147 CONJ 902-904, CEP 30112-00 – Belo Horizonte – Minas Gerais, Brasil*

RESUMO

Os municípios de Peixoto de Azevedo, Matupá e Novo Mundo, no estado de Mato Grosso encontram-se na porção leste da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF). Nessa região, as mineralizações auríferas primárias estão hospedadas ao longo de zonas de cisalhamento, em veios de quartzo e em granitos na forma disseminada. O objetivo desta pesquisa é identificar possíveis zonas de mineralizações auríferas primárias (filões/veios) e suas continuidades ao longo dos corpos monzograníticos que contextualizam as áreas investigadas. A detecção de novos alvos exploratórios associou-se as respostas dos

métodos geofísicos elétricos de resistividade e polarização induzida em conjunto com dados diretos dos furos de sondagens disponibilizados pelos garimpos. As aquisições geofísicas elétricas foram realizadas nos garimpos: Raimunda no município de Novo Mundo; Marcelo Fidelis, Polaco, Porteira, e Truilio no município de Peixoto de Azevedo; e Gauchinho e Lauro no município de Matupá. Nestes garimpos foram executadas de três a quatro linhas de aquisição geofísica com o comprimento médio de 700 m. Para as aquisições utilizou-se o arranjo dipolo-dipolo com espaçamento dos eletrodos de 20 a 25 m. Foi elaborado uma escala de intervalo de cores para os valores de resistividade e cargabilidade por meio de uma análise estatística cujo valores máximos de resistividade foram de 6.500 ohm.m e de cargabilidade 40 mV/V. Apenas as linhas geofísicas com furos de sondagem são apresentadas nos resultados. Os modelos geofísicos dos garimpos Raimunda e Truilio mostram coerências com os furos. Os modelos geofísicos do garimpo Porteira não ficaram coerentes aos furos. Por meio dos parâmetros de resistividade e de cargabilidade pode-se caracterizar os litotipos (solo, saprólito e embasamento) e apontar possíveis alvos mineralizados. O solo tem valores de 1000 a 8000 ohm.m, o saprólito valores de 150 a 800 ohm e o embasamento (monzogranito) valores de 1100 a 9000 ohm.m. Os alvos mineralizados com valores de 18 a 35 mV/V.

Palavras chave: Resistividade, Polarização Induzida, porção leste da Província Aurífera Alta Floresta, Peixoto de Azevedo, Matupá, Novo Mundo

ABSTRACT

The municipalities of Peixoto de Azevedo, Matupá and Novo Mundo in the state of Mato Grosso are in the eastern portion of the Alta Floresta Gold Province. In this region, auriferous mineralizations occur along shear zones in quartz veins and disseminated granites. Ores are associated with oxides and sulphides, the most abundant in the region are pyrites. The aim of this work is to identify possible zones of primary gold mineralization (lodes/veins) or possible continuities of the mineralized zones. Helping in the detection of new exploratory targets using the association of resistivity electrical geophysical methods and induced polarization, with drillhole cores provided by the prospectors. Electrical geophysical acquisitions were carried out in the garimpos: Raimunda in the town of Novo Mundo; Marcelo Fidelis, Polaco, Porteira, and Truilio in

the town of Peixoto de Azevedo; and Gauchinho and Lauro in the town of Matupá. In these mines, three to four geophysical acquisition lines with an average length of 700 m were executed, and the dipole-dipole arrangement with electrode spacing of 20 to 25 m was used for the acquisitions. A color range scale was developed for the resistivity and chargeability values by means of a statistical analysis whose maximum resistivity values were 6,500 ohm.m and chargeability 40 mV/V. Only the geophysical lines with drillholes are shown in the results. The geophysical models of the Raimunda and Truilio mines show coherence with the holes. The geophysical models of Porteira mine were not coherent with the drillholes. By the resistivity and chargeability parameters the lithotypes (soil, saprolite and basement) can be characterized and potential mineralized targets can be identified. The soil has values of 1000 to 8000 ohm.m, the saprolite values from 150 to 800 ohm and the basement (monzogranite) values from 1100 to 9000 ohm.m. The mineralized targets with values of 18 to 35 mV/V.

Keywords: Resistivity, Induced Polarization, eastern portion of the Alta Floresta Gold Province, Peixoto de Azevedo, Matupá, Novo Mundo

4.1 INTRODUÇÃO

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) é uma das principais áreas de produção garimpeira de ouro do Brasil (ANM, 2016). As primeiras descobertas de ouro na região ocorreram nos depósitos aluvionares do rio Peixoto de Azevedo, em 1978. Inicialmente, os mecanismos usados durante a garimpagem eram manuais, depois os métodos de mineração evoluíram para utilização de dragas e bombas para sucção de cascalho. A partir de 1981, iniciou-se a utilização de balsas e dragas escariantes para a exploração das aluviões existentes nas calhas dos rios Peixoto de Azevedo, Braço Norte e Peixotinho.

No período de 1980 a 1999 a produção de ouro nos limites da PAAF foi da ordem de 160 toneladas (PAES DE BARROS, 2007), sendo a maior parte extraídos de depósitos aluvionares e depósitos filonianos. Segundo Paes de Barros (1994), as primeiras descobertas de depósitos primários ocorreram em 1983, no Garimpo da Seninha, localizado em Santo Antônio, atualmente localizado no município de Garantã do Norte (PAES DE BARROS, 2007; OLIVEIRA, 2017)

Devido ao grande potencial e a necessidade da descoberta de novos depósitos, principalmente primários, vários trabalhos geológicos concentraram-se nesta província, como trabalhos realizados pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais – CPRM, DARDENE & SCHOBENHAUS (2001), SOUZA *et al.* (2005) e SILVA & ABRAM (2008), até mais restritos na porção leste como os de MOURA (1998), PAES DE BARROS (2007), MIGUEL Jr. (2011) e ASSIS (2015), QUISPE (2016) e OLIVEIRA (2017). Além dos trabalhos científicos várias empresas de mineração que atuam ou atuaram na região, como a METAMAT, a Vale do Rio Doce, a Votorantim Metais, a Angus e Ross, a Santa Elina, a Sumitomo, a Rio Novo, a Cougar, a Jenipapo, a Amazon Gold, a Bio Gold, P.A. Gold, a CESBRA, Mineração PENERY, a Rio Tinto Desenvolvimento Mineral – RTDM e a West Mining Corporation – WMC, os quais mostraram que esta tipologia de depósito é capaz de propiciar a geração de depósitos de pequeno a médio porte (< 5 toneladas de ouro contido).

A maioria dos depósitos auríferos da região leste da PAAF são do tipo filoneano, hospedados em rochas do embasamento, e, sobretudo, em suítes graníticas paleoproterozóicas, muitas vezes controlados por zonas de cisalhamento. Na PAAF ocorrem também mineralizações do tipo disseminada, hospedadas em rochas graníticas (*e.g.* Serrinha, Pezão, Luizão, Pé Quente, X1), (ASSIS (2015), PAES DE BARROS (2007), MOURA (1998)). Como exceção, ocorrem filões hospedados em sequências vulcanoclásticas (MOURA, 1998; PAES DE BARROS, 2007; MIGUEL JUNIOR, 2011; ASSIS, 2011; RODRIGUES, 2012; ASSIS, 2015). No ano de 2018 a Mineradora Anglo American realizou o requerimento mineral em 284 blocos da PAAF (1,9 milhão de hectares) em função da descoberta de depósitos de cobre-ouro no estilo pórfiro com informações de furos de sondagens profundas (DNPM, 2018).

Em função do intenso intemperismo que atua na região, as camadas de solo e de saprólito chegam até 40 metros de espessura. A ocorrência de poucos afloramentos rochosos dificulta o mapeamento superficial de mineralizações auríferas. Assim, as pequenas mineradoras e os garimpeiros desenvolvem a prospecção mineral usando informações de antigas escavações manuais (cavas garimpeiras). Estas informações auxiliam na pesquisa mineral desenvolvida com retroescavadeiras e furos de sondagens. Entretanto, em função da irregularidade da geometria e da descontinuidade dos filões existe muito insucesso nas campanhas de sondagens.

Assim, a aplicação de metodologias geofísicas para a prospecção mineral na região torna-se atrativas. As primeiras pesquisas geofísicas realizadas na região com o objetivo de auxiliar no mapeamento geológico, relacionam-se aos aerolevantamentos geofísicos (magnetometria e radiometria) realizados pela CPRM no Projeto Juruena-Teles Pires, fases I e II (CPRM, 1991).

MADRUCCI (2000) e MADRUCCI *et al.* (2003) integraram produtos gerados de sensoriamento e aerogeofísica (TM-Landsat/RADARSAT Standard, TM-Landsat/dados geofísicos gamaespectrométricos, RADARSAT/dados geofísicos gamaespectrométricos) para elaborar os mapas geológico, estrutural e de potencial mineral, para a região de Alta Floresta na PAAF em escala 1:250.000.

MOURA (2004) apresenta a integração de informações metalogenéticas, geológicas, geoquímicas, geofísicas e de sensores remotos, visando contribuir para um melhor entendimento, em escala regional, da relação da geologia dos granitos e das mineralizações de ouro associadas na região de PAAF. Com a integração dos dados, o autor elaborou um novo mapa geológico para a área na escala de 1:100.000, o que possibilitou a indicação de possíveis granitos mineralizados.

SILVA & ABRAM (2008) elaboraram um novo mapa geológico para a região da PAAF a partir dos dados aerogeofísicos do Projeto Juruena-Teles Pires de 1991.

MIRANDA (2010) desenvolveu uma pesquisa de prospecção mineral com métodos geoquímicos e geofísicos para apontar possíveis alvos potenciais de ouro no município de Novo Mundo. No auxílio a obtenção dos possíveis alvos utilizou a integração de diversos métodos geofísicos: magnético, eletromagnético, resistividade e polarização induzida.

PAJANOTI & AGNOLETTI (2010) realizaram investigações terrestres com os métodos magnético e eletromagnético indutivo (condutímetro de solo – EM34) em alvos mineralizados em ouro na região de Matupá, Mato Grosso.

BARBUENA (2012) apresenta um trabalho de processamento e modelagem de dados geofísicos integrados com imagens ASTER da porção sudeste da PAAF para realçar áreas potencialmente associadas às mineralizações auríferas.

AGNOLETTO (2013) e AGNOLETTO & LEITE (2015) usaram métodos geoeletricos (polarização induzida e resistividade) e magnetometria, correlacionados com informações geológicas de furos e de cavas garimpeiras, para a caracterização litológica e a identificação de alvos exploratórios em uma região da PAAF. Os resultados mostraram um padrão de assinatura geofísica das mineralizações auríferas (alta cargabilidade e alta resistividade) e possíveis contatos geológicos (baixa cargabilidade e baixa resistividade).

Em todos os trabalhos geofísicos desenvolvidos na região da PAAF, há referência da existência de uma camada de alta condutividade elétrica e alta magnetização. Esta camada ocorre desde superfície até uma profundidade máxima de 50 metros (COSTA *et al.* 2017). Em todos os furos de sondagem em que se descrevem as composições mineralógicas das rochas notam-se os registros de elevadas concentrações de magnetita ao longo dos solos e saprólitos (OLIVEIRA, 2017).

O acréscimo do conteúdo de ferro em meios porosos de baixa permeabilidade (solos e saprólitos argilosos) aumenta a resposta IP (YATINE *et al.*, 2016). A presença de ferro na forma reduzida (Fe^{2+} , minerais de magnetita) em solos e saprólitos atenua a propagação da corrente elétrica em profundidade, visto que estes meios tornam-se bons condutores elétricos. Para minimizar este efeito há necessidade de aplicar elevadas tensões no meio para possibilitar o fluxo de corrente elétrica em maiores profundidades.

A pesquisa realizada neste trabalho ocorreu em 7 garimpos que extraem o minério aurífero via poços verticais (*shafts*) com acessos horizontais. A exploração do minério ocorre até 100 metros de profundidade, visto que o grande volume de água que flui ao longo das fraturas exige um bombeamento constante da água para evitar a inundação das galerias, o que aumenta muito o custo e inviabiliza a exploração. O trabalho assim objetiva verificar as assinaturas geoeletricas e a efetividade do uso de registros de resistividade e de cargabilidade para a localização de filões auríferos rasos, na porção sudeste da Província Aurífera de Alta Floresta.

4.2 GEOLOGIA DA ÁREA

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) nomeada por DARDENE & SCHOBENHAUS (2001), e sugerida por outros autores como Província Aurífera Juruena – Teles Pires (SILVA & ABRAM 2008), Domínio Alta Floresta (SANTOS *et al.* 2001), ou Província Mineral de Alta Floresta (SOUZA *et al.*, 2005), está contextualizada em uma faixa de terrenos Paleo a Mesoproterozóicos localizada na porção Sul do Craton Amazônico, na qual é limitada a norte pela província Ventuari-Tapajós (1,95 a 1,80 ga) e a sudoeste pela província Rio Negro-Juruena (1,80 a 155 Ga) (**Figura 4.1**). A depender do modelo geotectônico adotado, a PAAF é considerada como parte de diferentes províncias geocronológicas, cujos limites temporais e espaciais diferem na compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico. Deste modo, nos últimos anos duas principais propostas foram determinadas para compreender a estruturação geotectônica do Cráton.

A primeira proposta, a compartimentação foi dividida em sete províncias tectônicas (SANTOS, 2003; SANTOS *et al.* 2000; 2006), na qual a Província Carajás foi desmembrada da Província Amazônica Central, (**Figura 4.1A**). Neste contexto, as províncias restantes sofreram pequenas modificações, àquelas propostas inicialmente pelos autores TASSINARI, (1996) e TASSINARI & MACAMBIRA, (1999, 2004).

Na segunda, compartimentação foi descrita a partir de seis províncias geocronológicas que estão estruturadas em uma direção preferencial de NW-SE. Na qual os autores (TASSINARI, 1996; TASSINARI & MACAMBIRA, 1999, 2004; CORDANI & TEIXEIRA, 2007; CORDANI *et al.* 2009) evidenciam que a Província Amazônica Central estaria como um núcleo central arqueano acrescidos por outras províncias Proterozoicas como: a Maroni-Itacaiunas, Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena, Rondoniano-San Ignácio e Sunsás (**Figura 4.1B**).

Na PAAF os depósitos minerais estão encaixados em granitos cálcio- alcalinos do tipo I, e encontram-se hospedados de três formas principais: (i) estão na forma disseminada e associados Au \pm Cu semelhantes aos depósitos do tipo ouro-pórfiro (MOURA, 1998; MOURA *et al.* 2006; SILVA & ABRAM, 2008; ASSIS, 2011; RODRIGUES, 2012; SERRATO, 2014); (ii) encontram-se hospedados em veios de quartzo com associação Au \pm Cu (PAES DE BARROS, 1994, 2007; SILVA & ABRAM, 2008; MIGUEL JR. 2011; TREVISAN 2015), e (iii) por último ocorrem hospedados em

veios de quartzo com associação Au ± metais básicos, relacionados geneticamente a depósitos epitermais de intermediária sulfetação (ASSIS, 2011; 2015; TREVISAN, 2015).

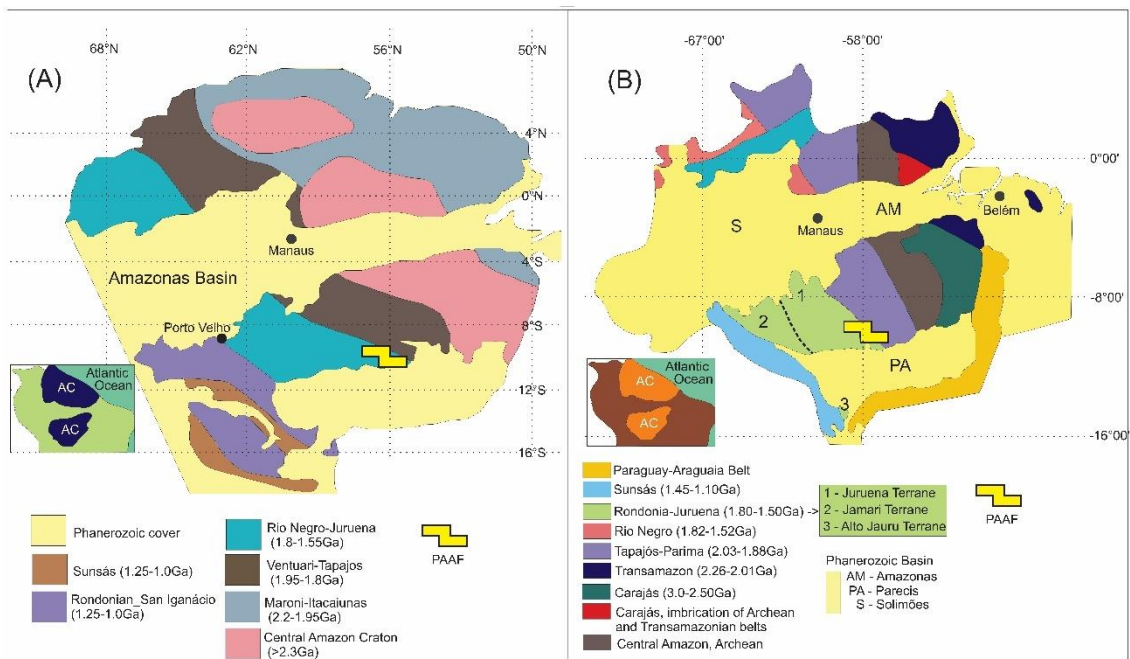


Figura 4.1 Mapa geotectônico do Cráton Amazônico: A) Santos et al. (2006); B) Tassinari & Macambira (2004). Em destaque os limites da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF).

Os depósitos de ouro primário são encontrados em diversas regiões da PAAF, porém encontram-se em grande parte na sua porção leste, especificamente no lineamento Peru – Trairão. Este lineamento abrange uma área alongada de aproximadamente 30 km por 140 km, com direção NW – SE, e possui caráter transcorrente, cinemática predominantemente sinistral e natureza dúctil a rúptil-dúctil (PAES DE BARROS, 2007; MIGUEL JR, 2011, BETTENCOURT *et al.*, 2015).

A porção leste da Província Aurífera de Alta Floresta, em parte, corresponde ao Domínio Peixoto, sendo objeto de pesquisas por constituir um importante segmento produtor de ouro e que agrega além da região garimpeira homônima, várias outras regiões tradicionais produtoras de ouro de garimpo, conhecidas como: Novo Mundo, Santa Helena, Nhandu, Gleba União, Flor da Serra, Peteca, Alto Alegre, Santo Antônio, Uru, Peru, Pé Quente, Aragão, Matupá, Peixotinho, Braço Norte, Pombo, Pé Frio, etc. Assim, o presente trabalho está inserido na porção leste da PAAF, no que se convencionou denominar Domínio Peixoto (**Figura 4.2**).

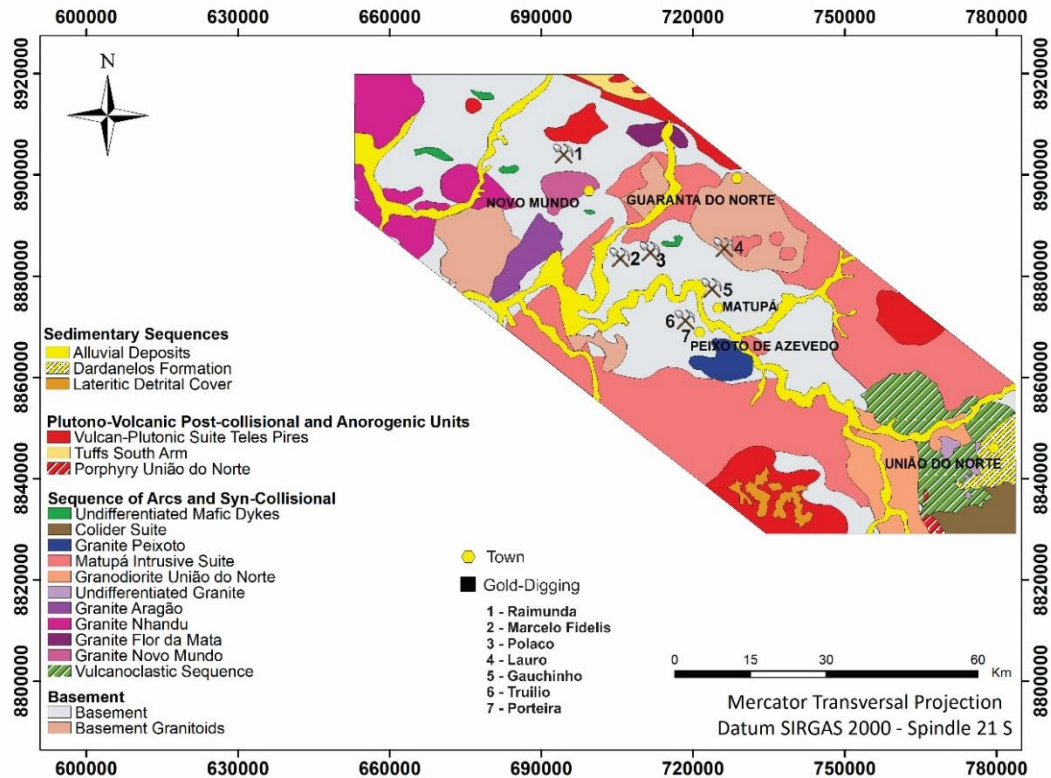


Figura 4.2 Mapa geológico da porção Leste da PAAF com a localização dos garimpos pesquisados neste trabalho (ASSIS, 2015).

Conforme descrito por MORETON & MARTINS (2005) nas áreas dos garimpos ocorrem biotita granitos e monzogranitos da Suíte Intrusiva Matupá, e gabros, granodioritos, quartzo dioritos, monzogabro e monzodiorito da Suíte Intrusiva Flora da Serra. Entretanto, a descrição dos furos de sondagens executadas nos garimpos da Raimunda (BH1R), Truílio (BH1T) e Porteira (BH1P, BH2P e BH3P), indicam apenas a presença de monzogranitos (**Figura 4.3**).

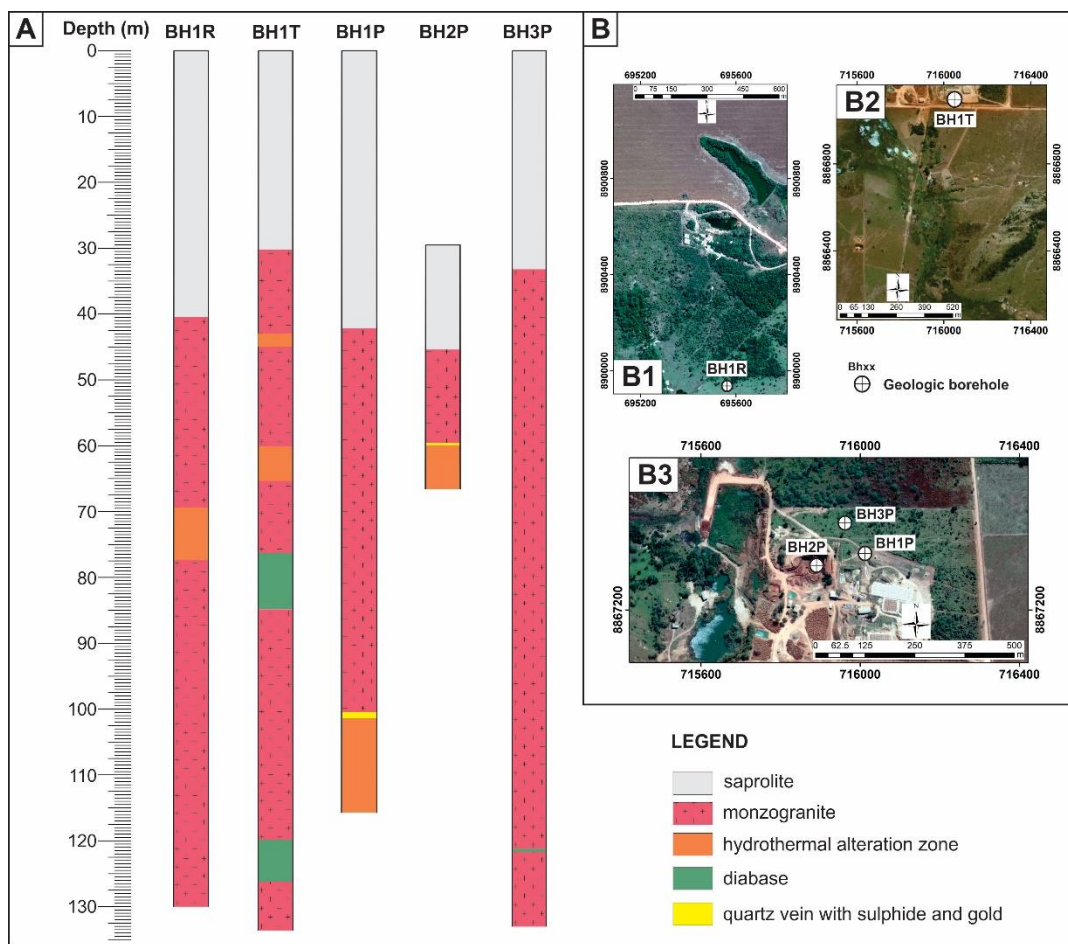


Figura 4.3 (A) Descrição de furos de sondagem realizados nos garimpos pesquisados. (B) Mapas com a localização dos furos de sondagem executados nos garimpos (B1) Raimunda, (B2) Truilio, e (B3) Porteira.

Nos furos de sondagem foram descritos três litotipos: saprolito, monzogranito e diabásios. A camada de saprólito (monzogranito alterado) está compreendida entre 15 a 40m de profundidade, sendo caracterizado por um material argilo arenoso de coloração avermelhada com presença de fragmentos de monzogranitos ricos em biotita, e muitos óxidos magnéticos (principalmente magnetita). O monzogranito possui coloração cinza claro a preto (maior concentração de biotita), e possui textura inequigranular média e isotrópica. No monzogranito são frequentes vênulas de quartzo enriquecidas em sulfetos e óxidos. Nas zonas hidrotermalizadas notam-se além das vênulas de quartzo, carbonatos e epidotos, com uma maior concentração de sulfetos (pirita e calcopirita) e ouro livre. Os diabásios possuem granulometria fina, e são frequentes pequenos veios pegmatíticos de quartzo e feldspato cortando estas estruturas, alguns destes com concentrações de óxidos. Em todos os poços registram-se pequenas intrusões de diabásios centimétricas a métricas.

Nas zonas de falhas preenchidas por quartzo registram-se as maiores concentrações de sulfetos com ouro livre, conhecida na região como o filão aurífero (**Figura 4.4**).

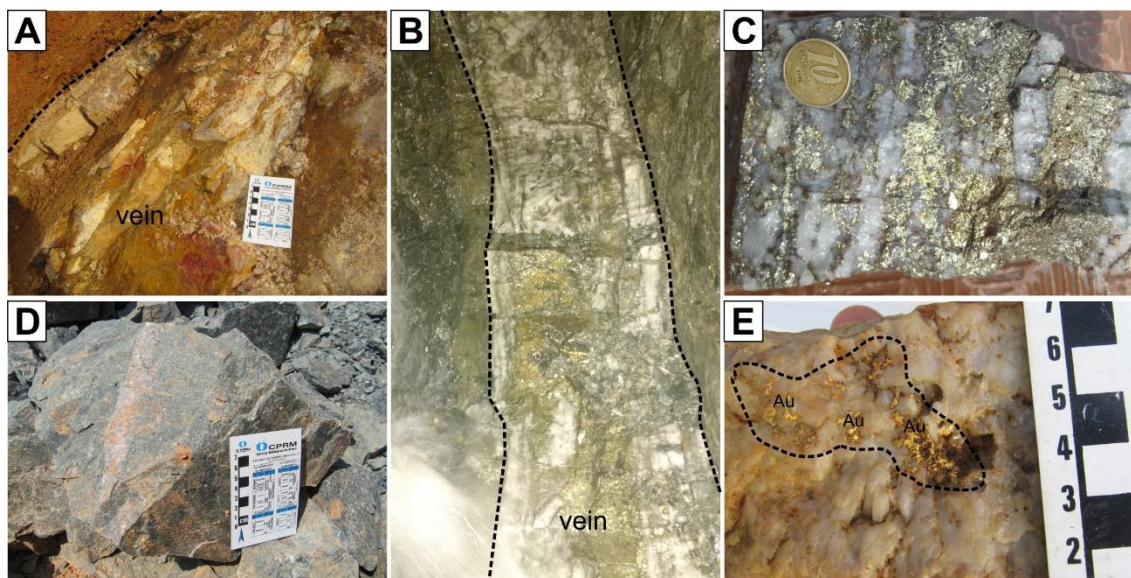


Figura 4.4 Fotografias evidenciam (A) veio de quartzo sulfetado (filão) exposto em superfície; (B) veio de quartzo sulfetado em profundidade dentro de um shaft; (C) veio de quartzo sulfetado em detalhe; (D) bloco de monzogranito extraído de dentro de um shaft; e (E) amostra de veio de quartzo com ouro livre.

4.3 METODOLOGIA

A combinação e a aplicação conjunta dos métodos de resistividade elétrica e de polarização induzida possibilitam determinar com maior precisão a localização de anomalias elétricas polarizáveis relacionadas a depósitos de minerais associados a sulfetos (WARE, 1979; DOYLE, 1990; HUNGERFORD, 1995; OLDENBURG *et al.* 1997; WHITE *et al.* 2001; GOUET *et al.* 2013; GALLISTL *et al.* 2016; MARTINS *et al.* 2016).

A vantagem do método da polarização induzida é que registram-se a resistividade elétrica (ρ) e a cargabilidade (M) durante o mesmo ciclo de injeção de corrente (**Figura 4.5**), o que minimiza o tempo de aquisição de dados em campo (SUMNER, 1976; DENDITH & MUDGE, 2014). A resistividade elétrica depende das dimensões (fator K ; TELFORD, 1990) por onde há passagem de corrente elétrica, e é calculada quando os potencial elétrico e a corrente são máximos (Equação 1), já o efeito da polarização elétrica induzida independe das dimensões do meio, e é registrado após o desligamento da corrente elétrica (Equação 4.2).

$$\rho = \frac{|\pm V_m|}{|\pm I_m|} K \quad \text{Equação (4.1)}$$

$$M = \frac{1}{|\pm V_m|} \int_{V_{i+1}}^{V_i} V_s(t) \partial t \quad \text{Equação (4.2)}$$

A resistividade elétrica representa o quanto o material se opõe à passagem de corrente elétrica. Esta propriedade depende principalmente da composição mineralógica, conteúdo de água, porosidade, temperatura, salinidade e conteúdo de colóides (MCNEILL, 1990). Em zonas mineralizadas hidrotermais com ocorrência de ouro associadas a sulfetos, as resistividades elétricas podem ser altas ou baixas em função principalmente do conteúdo de sulfetos, da composição mineralógica da rocha encaixante e da porosidade do meio (grau de cisalhamento; OKADA, 1995; ARIFIN *et al.* 2019).

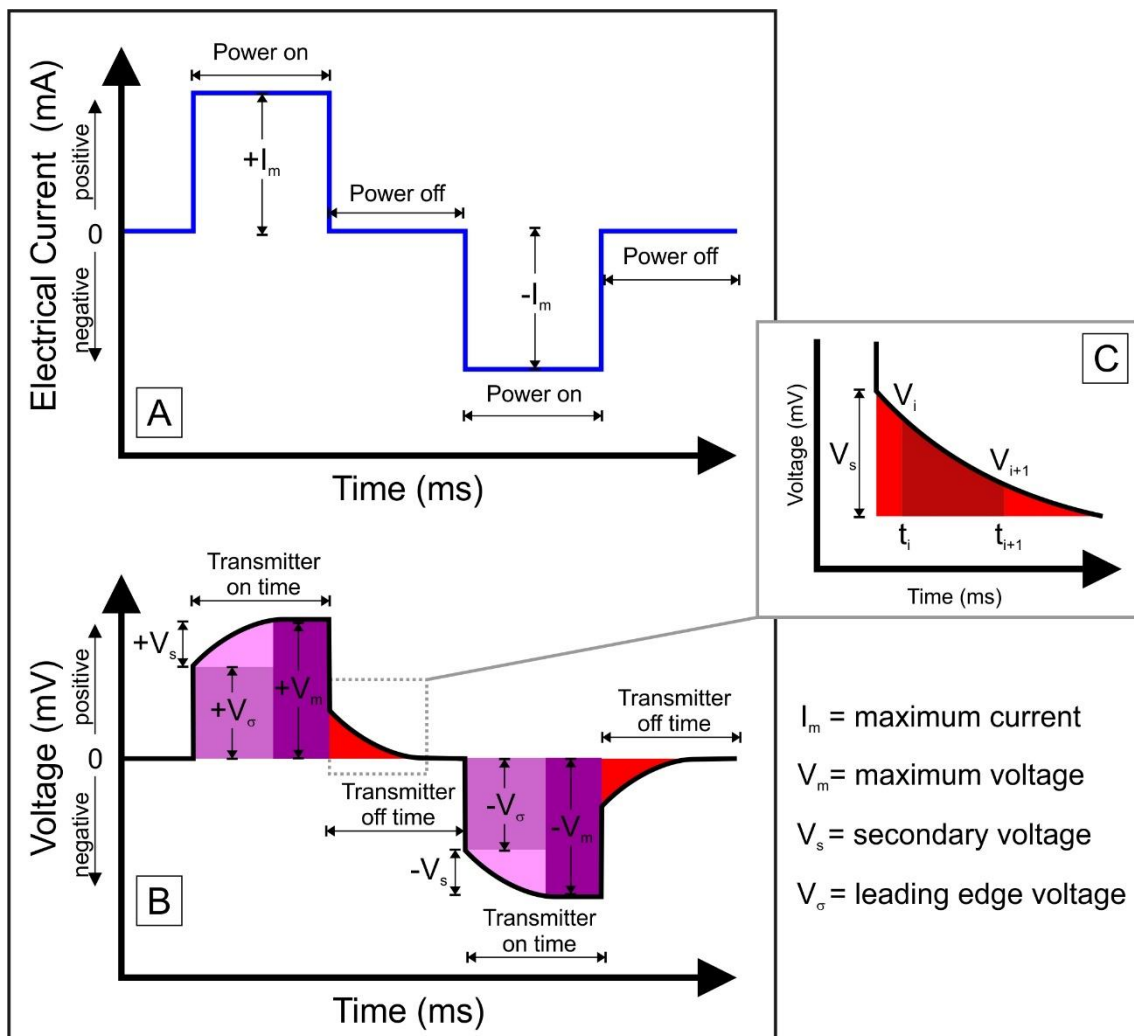


Figura 4.5 Representação esquemática da forma de onda quadrática do fluxo de corrente elétrica e do potencial elétrico emitidos e registrados durante uma investigação geofísica de polarização induzida. (A) Forma de onda da corrente elétrica. (B) Forma de onda do potencial elétrico com a definição dos potenciais máximo, secundário e limite. (C) Curva de decaimento de tensão com a indicação dos intervalos usados no cálculo da cargabilidade.

Segundo SUMNER (1976) o fenômeno IP acontece devido à polarização de membrana e à polarização de eletrodo (efeito de sobrevoltagem). A primeira ocorre somente em rochas que tem fluidos salinos que percolam dentro dos poros, visto que tem origem eletrolítica. Já o efeito de sobrevoltagem ocorre em materiais com elevada carga eletrônica livre, ou seja, em materiais metálicos tais como cobre, ouro, prata, sulfetos (pirita, arsenopirita, calcopirita, etc.) e óxidos com brilho metálico (magnetita, hematita, etc.; TELFORD *et al.* 1990). Assim o efeito de sobrevoltagem é o fator mais importante na prospecção de depósitos auríferos.

4.4 AQUISIÇÃO DE DADOS

A aquisição de dados geoeletricos ocorreu em áreas de pequenas mineradoras que fazem parte da Cooperativa de Garimpeiros do Vale do Rio Peixoto (Coogavepe), que foi a facilitadora para o acesso às áreas. A pesquisa ocorreu nos garimpos Raimunda, Marcelo Fidelis, Polaco, Lauro, Gauchinho, Truilio e Porteira (**Figura 4.6**). Em cada garimpo planejaram-se três a quatro seções 2D com comprimento previsto para 700 metros conforme o acesso aos sítios e permissão de acesso às fazendas próximas. As seções foram realizadas sempre perpendicular à direção principal das mineralizações.

Antes da aquisição de dados, os responsáveis de cada área de garimpo providenciaram a abertura de picadas, o piqueteamento do terreno a cada 25 metros, e autorização de acesso às áreas com os superficiários. As etapas de campo de resistividade e cargabilidade terrestre ocorreram em dois momentos distintos: março/2016 com duração de 15 dias e a segunda em agosto/2016 por um período de 21 dias.

Na aquisição de dados utilizaram-se o receptor ELREC-PRO de 10 canais, e o transmissor VIP 3000 alimentado por um gerador elétrico *Toyama*, Modelo TF8000CXE2V, monofásico, potência máxima de 6.8 KVA, tensão de 110/220V, e corrente de saída de 8.3 A. Na coleta de dados usou-se um ciclo de injeção e registro de corrente de 2000ms (2s) e janelas temporais da curva de potencial *Cole-Cole*. O transmissor conseguiu injetar uma corrente elétrica entre 1 a 2.5A, em função da resistência de contato elétrico (valor inferior a 10 kohm) entre o eletrodo de corrente e o subsolo. Para a obtenção dos dados utilizou-se o arranjo dipolo-dipolo, com 10 níveis de profundidade de investigação, usando-se dipolos de 20 a 25 metros (**Figura 4.7**).

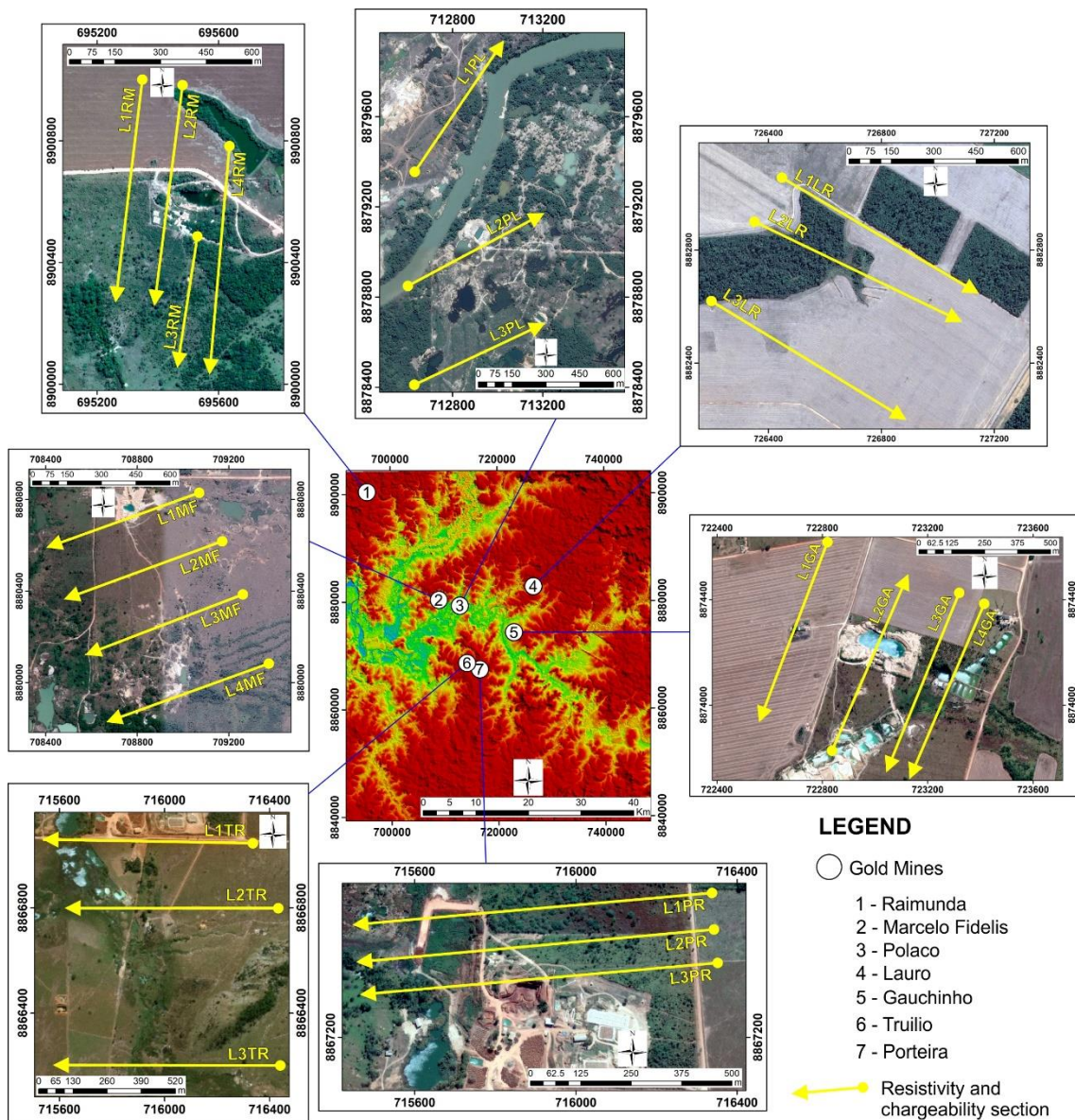


Figura 4.6 Localização das seções geoeletricas realizadas nos garimpos. 1 – Raimunda. 2 – Marcelo Fidelis. 3 – Polaco. 4 – Lauro. 5 – Gauchinho. 6 – Truilio. 7 – Porteira.

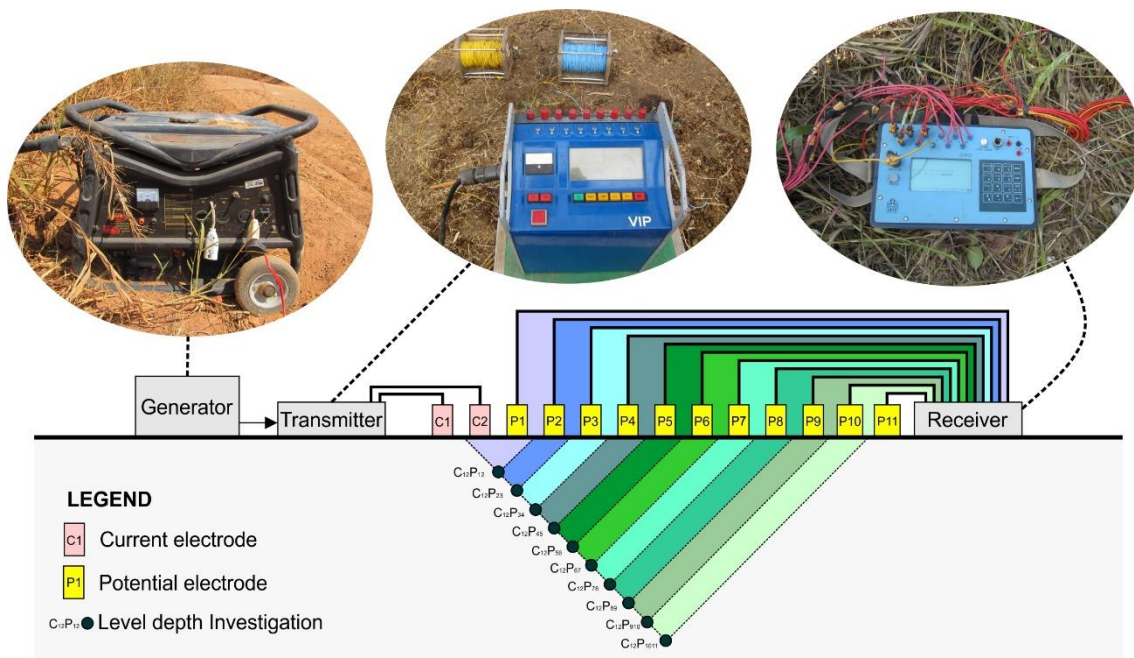


Figura 4.7 Representação gráfica do esquema de aquisição de dados de resistividade elétrica e cargabilidade utilizados em campo, e fotos que ilustram a instrumentação geofísica (gerador, transmissor e receptor elétricos).

Durante as etapas de campo a equipe realizou adaptações para garantir a integridade física dos equipamentos: abertura de valetas para passagem dos cabos elétricos, paradas sucessivas para manter o resfriamento interno do transmissor, passagem aérea de cabos sobre corpos d'água, reabertura de picadas, contorno de cavas garimpeiras emersas, e montagem de barracas sobre a carroceria de camionetes para proteção do transmissor e gerador (**Figura 4.8**).



Figura 4.8 Fotos evidenciam algumas etapas da aquisição de dados geelétricos nos garimpos pesquisados. (A) Transmissor elétrico em operação. (B) Receptor de dados e eletrodo poroso usado para registro do potencial elétrico. (C) Valeta escavada para proteção dos cabos elétricos. (D) Operação do receptor em área de pastagem. (E) Barraca montada na carroceria de pick-up para a proteção do transmissor elétrico. (F) Cava emersa contornada durante o campo. (G) Picada aberta em mata de palmeiras. (H) Transposição aérea de cabos elétricos sobre um corpo d'água. (I) Picada aberta em área de pastagem. (J) Montagem dos eletrodos em área de mata fechada.

4.5 ANÁLISE, FILTRAGEM E MODELAGEM DOS DADOS

Durante a etapa de campo, realizaram-se análises de qualidade nos dados de resistividade elétrica e de cargabilidade para verificar a necessidade de repetição ou não de seções em campo. Os critérios de qualidade foram resistência de contato elétrico (eletrodo *versus* solo), voltagem de saída, correntes e potenciais elétricos registrados.

Após a etapa de campo houve a filtragem dos dados no software Prosys II (*Iris Instruments Inc.*). Os critérios de filtragem determinados foram a remoção dos registros de resistividade e de cargabilidade fora da distribuição log normal; e remoção dos dados de cargabilidade com curvas anormais, ou seja, diferentes de funções exponenciais decrescentes. Na filtragem removeram-se os dados de resistividade acima de 20.000 ohm.m e os de cargabilidade acima de 70 mV/V, o que correspondeu a menos de 2% dos dados de aquisição.

Os dados de resistividade elétrica de todos os perfis (5463 pontos) indicam média de 1412 ohm.m, mediana de 480 ohm.m, moda de 60 ohm.m, desvio padrão de 2707 ohm.m, e valor máximo de 46681 ohm.m (**Figura 4.9A e B**). A predominância de baixos valores de resistividade sugerem a presença de uma ou mais camadas espessas de material com muita argila no contexto geológico local.

Os dados de cargabilidade de todos os perfis (5467 pontos) mostraram uma média de 10 mV/V, mediana de 7,2 mV/V, moda de 3,38 mV/V, desvio padrão de 9,8 mV/V, e valores máximos de cargabilidade de 98,65 mV/V (**Figura 4.9C e D**). Assim os dados confirmam uma distribuição assimétrica negativa, comum para dados onde tem-se uma população predominantemente de baixos valores relacionados ao background, como é o tipo de investigações de polarização induzida em pesquisas de estruturas verticalizadas anômalas em ambientes horizontalizados ou homogêneos.

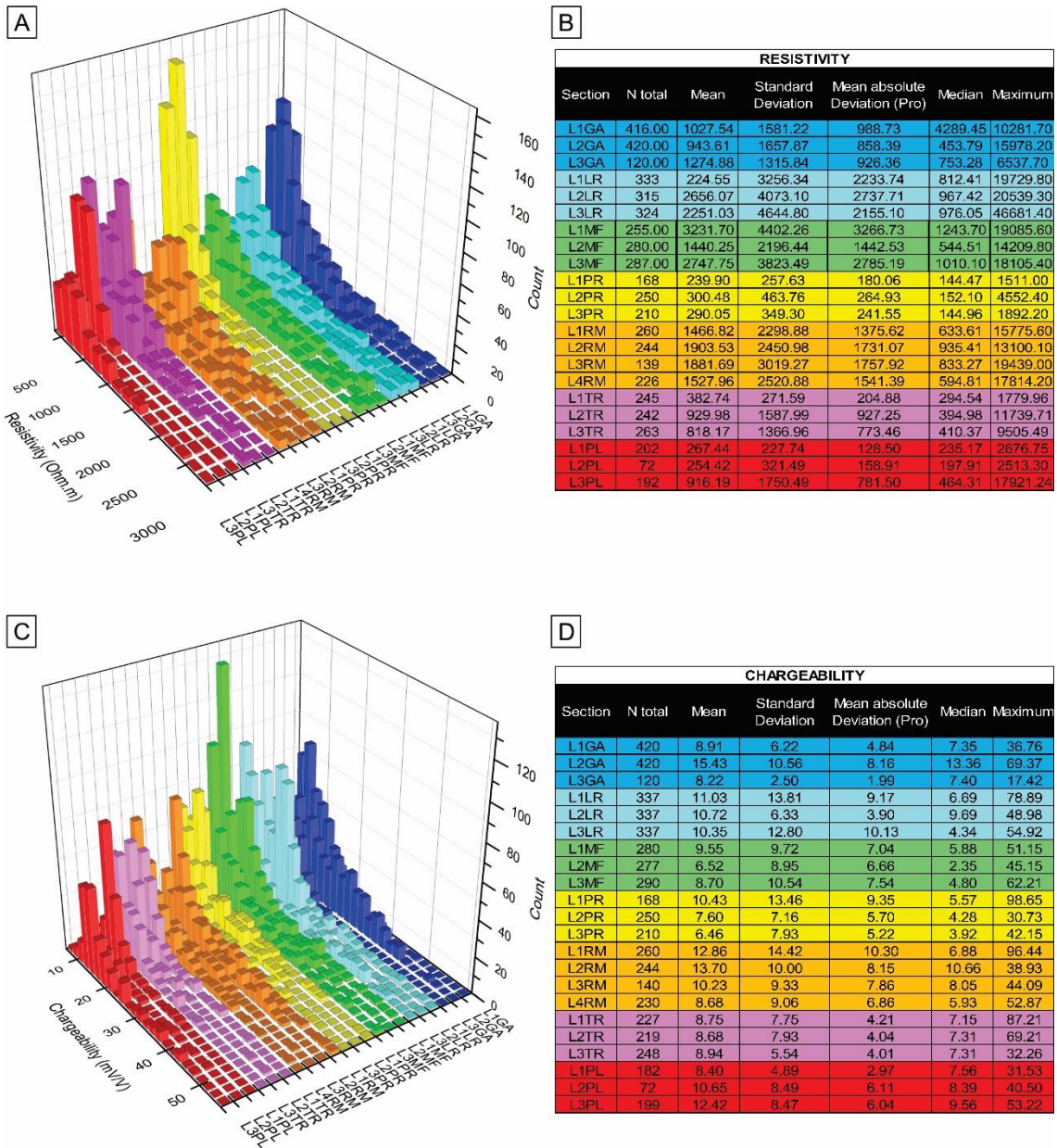


Figura 4.9 Histogramas e informações estatísticas (N total = número de dados, Mean = média, Standard Deviation = desvio padrão, Mean Absolute Deviation = Desvio médio absoluto, Median = média, Maximum= valor máximo, dos dados de campo. (A) histogramas dos registros de resistividade elétrica. (B) Tabela com a estatística dos dados de resistividade. (C) histogramas dos registros de cargabilidade. (D) Tabela com a estatística dos dados de cargabilidade.

A modelagem dos dados geoeletricos ocorreu no software *Res2dinv* (GEOTOMO, 2010). Este programa determinou automaticamente um modelo bidimensional da subsuperfície do meio, com os dados de campo (GRIFFITHS & BARKER, 1993). O modelo 2D usado na rotina de inversão deste programa, consistiu de um número de blocos

retangulares. A disposição destes blocos está moderadamente relacionada à distribuição dos pontos na pseudo-seção. A distribuição e o tamanho dos blocos são gerados automaticamente pelo programa, usando a distribuição dos pontos de campo.

Após a modelagem dos dados, realizou-se uma análise comparativa entre os resultados referentes a todos garimpos estudados **Figura 4.10**. A análise fundamentou-se no número de pontos coletados, valores mínimos e máximos, média, mediana, variância, desvio padrão e coeficiente de variação. A análise objetivou a verificação de possíveis padrões de distribuição relacionados aos horizontes geoeletricos (solo, saprólito e monzogranito) e às possíveis zonas mineralizadas. Os valores calculados para a mediana de resistividade variam entre 496 a 1013 ohm.m; os valores de calculado para a mediana do IP varia entre 3.62 a 9.15 mV/V. O intervalo de desvio padrão da resistividade vai de 379 a 10421 ohm.m; o intervalo de desvio padrão do IP vai de 5.88 a 11.46 mV/V. Pela regra da distribuição de Gauss, para integrar 99,7% dos dados utiliza-se um intervalo de distribuição de 3 vezes o desvio padrão. O intervalo de valores de resistividade para a escala de cores foi definido entre 100 e 6500 ohm.m e o intervalo de valores do IP a escala de cores foi definida entre 1 a 40 mV/V.

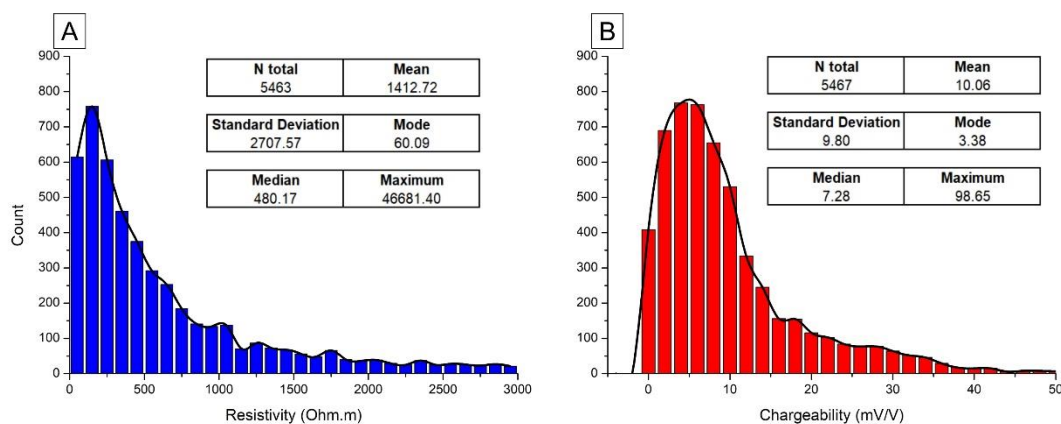


Figura 4.10 Histogramas e informações estatísticas dos dados agrupados de todas as seções geoeletricas (N total = número de dados, Mean = média, Standard Deviation = desvio padrão, Mode = moda, Median = mediana, Maximum= valor máximo, de todos os dados geoeletricos). (A) Histograma de resistividade. (B) Histograma de Cargabilidade.

4.6 RESULTADOS

Em quase todos os modelos de resistividade pode-se observar três padrões de resistividade elétrica distintas. O padrão mais superficial possui resistividades entre 350

a 1.800 ohm.m, e comporta-se como um pacote horizontalizado ao longo de algumas partes das seções. O segundo padrão de resistividade possui valores baixos de resistividade, de 50 a 700 ohm.m. O terceiro padrão possui valores acima de 500 a 3.000 ohm.m.

Nos perfis de IP notam-se dois padrões de cargabilidade. O padrão mais superficial tem valor de cargabilidade de 15 a 30 mV/V que se comporta como um pacote horizontal, e neste pacote existe grandes chances de ocorrer sobrevoltagem (polarização de membrana e/ou eletrodo). O segundo pacote tem valor de cargabilidade variando de 3 a 30 mV/V onde provavelmente ocorre o efeito de sobrevoltagem. A zona de mineralização/região sulfetada é indicada em alguns pontos/locais com valores de cargabilidade acima de 18 mV/V, (mudança brusca do gradiente de cores/valores de cargabilidade), que também podem estar associadas a alvos mineralizados/sulfetados. As **Figuras 4.12 e 4.14** mostram a projeção 3D da continuidade das possíveis zona de mineralização sulfetadas.

4.6.1 Garimpo Raimunda

A **Figura 4.11** mostra o resultado do garimpo Raimunda. O furo de sondagem (BH1R) está situado aproximadamente 165 m de distância do final da linha geofísica, linha 04 (L4RM). O perfil de resistividade (**Figura 4.11A**) mostra uma camada qual pode ser o solo com espessura chegando a 30 m de profundidade e valores de 800 a 2200 ohm.m. A segunda camada, com valores de resistividades baixas, de 50 a 650 ohm.m, ao longo de todo o perfil, é o saprolito. A terceira camada apresenta valores elevados de 1.000 a 3.800 ohm.m está associada ao monzogranito (embasamento). No perfil de cargabilidade, **Figura 4.11B**, nas posições 125, 270 e 490 m foram observados padrões anômalos com altos valores de cargabilidades que correspondem a 38, 14 e 34 mV/V, respectivamente. Estes padrões anômalos pontuais foram associados a possíveis zonas mineralizadas. Contudo as mineralizações das posições 125 e 270 m estão possivelmente hospedadas em zonas fraturadas no monzogranito (embasamento).

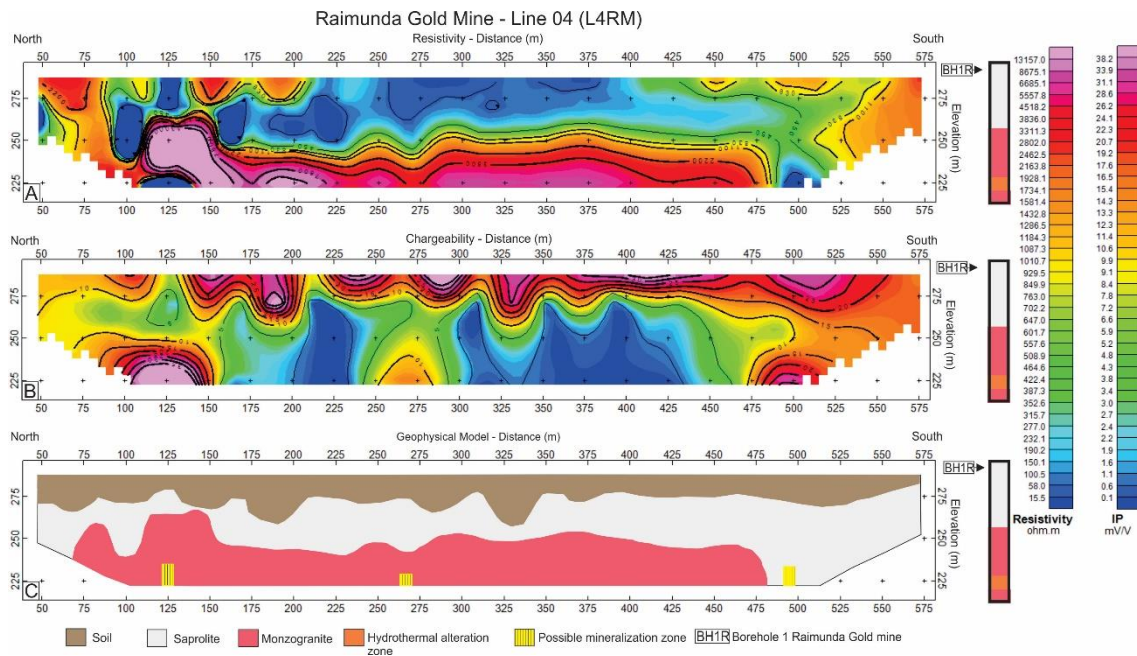


Figura 4.11 Resultado do garimpo Raimunda linha 04 (L4RM). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de cargabilidade. C) Modelo geofísico com furo de sondagem.

A **Figura 4.12** exibe a projeção da continuidade de duas zonas mineralizadas paralelas que interceptam as linhas 01 (L1RM), 02 (L2RM) e 04 (L4RM) e provavelmente estão estruturados na direção E-W mergulhando para E. Os corpos mineralizados encontram-se em profundidades de 20 e 30 m na linha L1RM e ao se estenderem na direção E (L2RM e L4RM) localizam-se em profundidades maiores entorno de 40 a 60m. A linha 03 (L3RM) não apresentou sinais de possível zona de mineralização/região sulfetada.

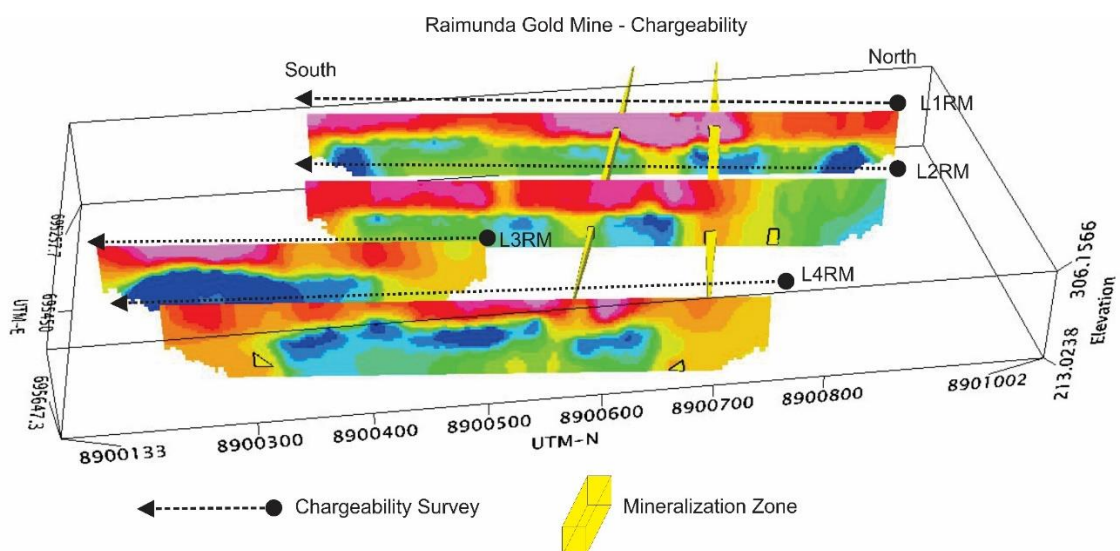


Figura 4.12 Resultado do garimpo Raimunda com perfil de cargabilidade com projeção de continuidade de zona mineralizada.

4.6.2 Garimpo Truilio

A **Figura 4.13** mostra o resultado do garimpo Truilio. Um furo de sondagem (BH1T) está próximo a linha de aquisição, linha 01 (L1TR) na distância 300 m. O perfil de resistividade (**Figura 4.13A**) mostra uma camada com baixos valores, de 50 a 600 ohm.m, ao longo do perfil. Esta camada pode ser o saprolito. A segunda camada apresenta valores de 800 a 30.000 ohm.m. Esta camada pode ser monzogranito (embasamento). No perfil de cargabilidade nas posições 180, 340, 460 m observam-se alvos com alto valores de cargabilidade, **Figura 4.13B**. O alvo na posição 180 m tem valor de 18 mV/V. Da posição 340 m tem valor de 31 mV/V. Na posição 460 m tem valor de 22 mV/V. Os alvos indicados podem ser possíveis zonas de mineralizações. O alvo na posição 460 m está no embasamento, podendo interpretar que nele pode ter ocorrências de fraturas nesta camada.

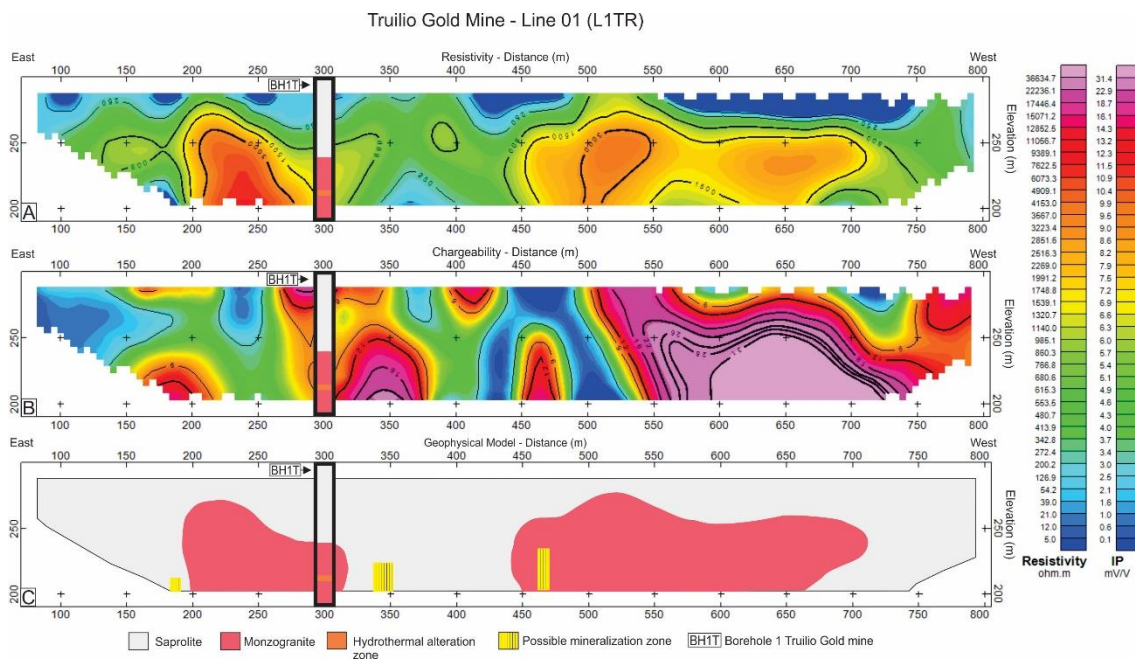


Figura 4.13 Resultado do garimpo Truilio linha 01(L1TR). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de cargabilidade. C) Modelo geofísico com furo de sondagem.

A **Figura 4.14** mostra a projeção dos corpos mineralizados que interceptam as anomalias nas linhas 01 (L1TR), 2 (L2TR), e 3 (L3TR). Os corpos mineralizados estão na direção N-S e encontram-se localizados a uma profundidade de 70 a 90 m.

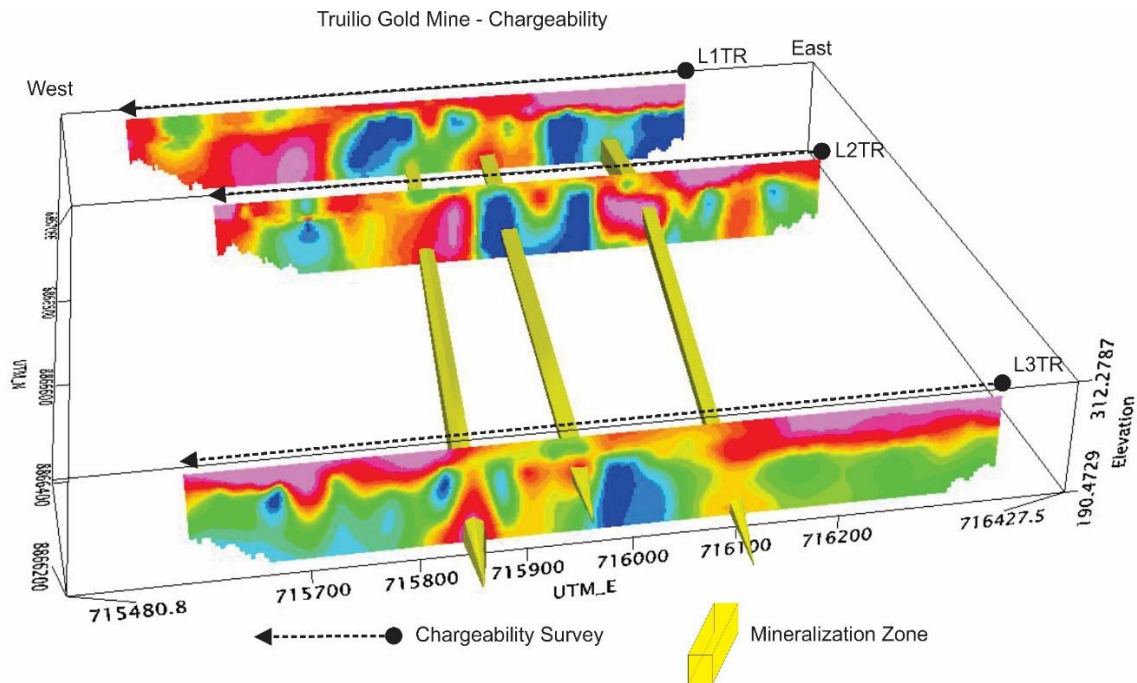


Figura 4.14 Resultado do garimpo Truilio com perfil de cargabilidade com projeção de continuidade de zona mineralizada.

4.6.3 Garimpo Porteira

A **Figura 4.15** mostra o resultado do garimpo Porteira linha 03 (L3PR). Nela dois furos de sondagem (BH1P e BH2P) estão próximas as posições 290 e 410 m. O perfil de resistividade (**Figura 4.15A**) tem uma camada de solo com espessura de até 20 m de profundidade com valores de 140 a 700 ohm.m. A segunda camada geológica, o saprólito, apresenta baixos valores de resistividade, de 24 a 150 ohm.m. E a terceira camada geológica tem valores elevados de 200 a 1.800 ohm.m, associado ao monzogranito (embasamento). No perfil de cargabilidade, **Figura 4.15B**, nas posições 160 e 500 m aparecem zonas anômalas com alto valores de cargabilidade correspondendo a 34 e 40 mV/V, respectivamente. Os padrões anômalos sugeridos indicam possíveis zonas mineralizadas que estão hospedadas provavelmente nas zonas fraturadas do monzogranito (embasamento).

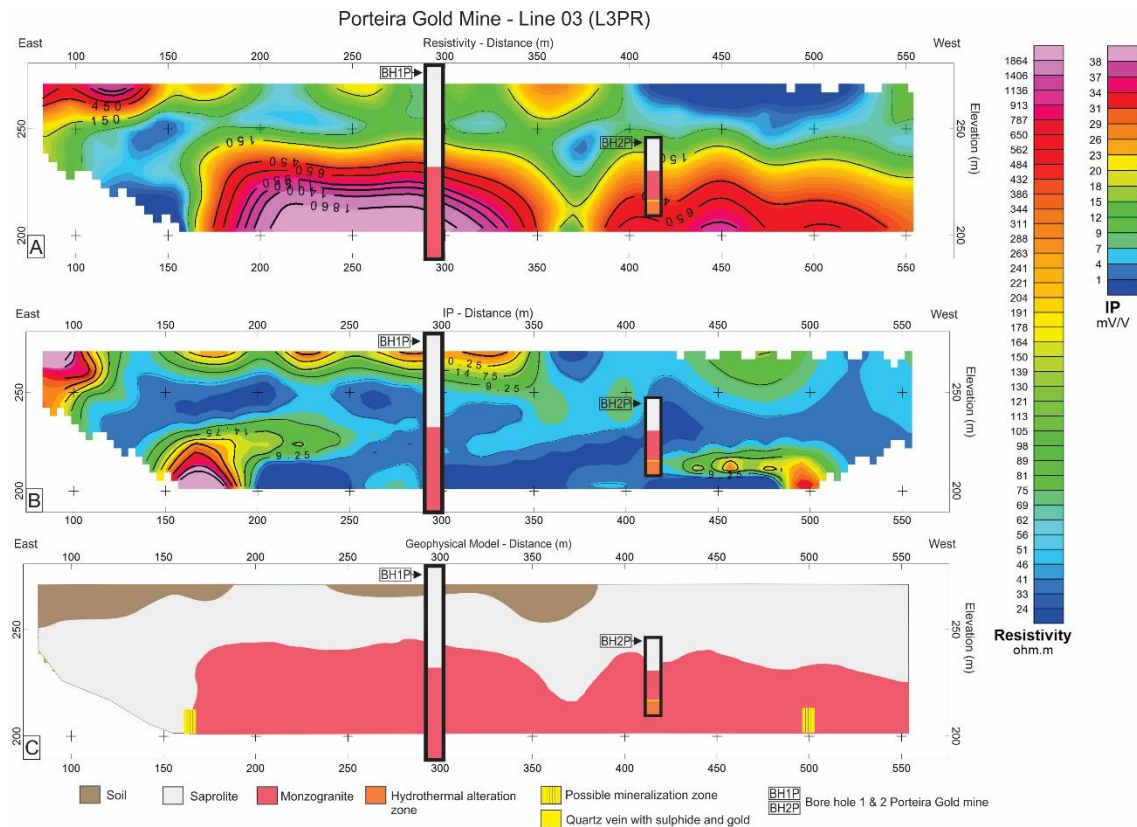


Figura 4.15 Resultado do garimpo Porteira linha 03 (L3PR). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de cargabilidade. C) Modelo geofísico com furo de sondagem.

A **Figura 4.16** mostra o resultado da linha L2PR do garimpo Porteira. Um furo de sondagem (BH3P) está próximo a posição de 350 m. No perfil de resistividade a primeira camada geológica compreende valores de 200 a 1.400 ohm.m e foi associada ao solo com espessura de até 30 m. A segunda camada, podendo ser o saprólito, apresenta baixos valores de resistividade, de 24 a 150 ohm.m. E a terceira camada apresenta valores elevados de 300 a 1800 ohm.m e corresponde ao monzogranito (embasamento). No perfil de IP, **Figura 4.16 B**, observou-se apenas uma zona anômala com valor de cargabilidade entorno de 18 mV/V, representada na posição 240 m. Este padrão anômalo sugerido indica possivelmente uma zona mineralizada que está hospedada provavelmente nas zonas fraturadas do monzogranito (embasamento).

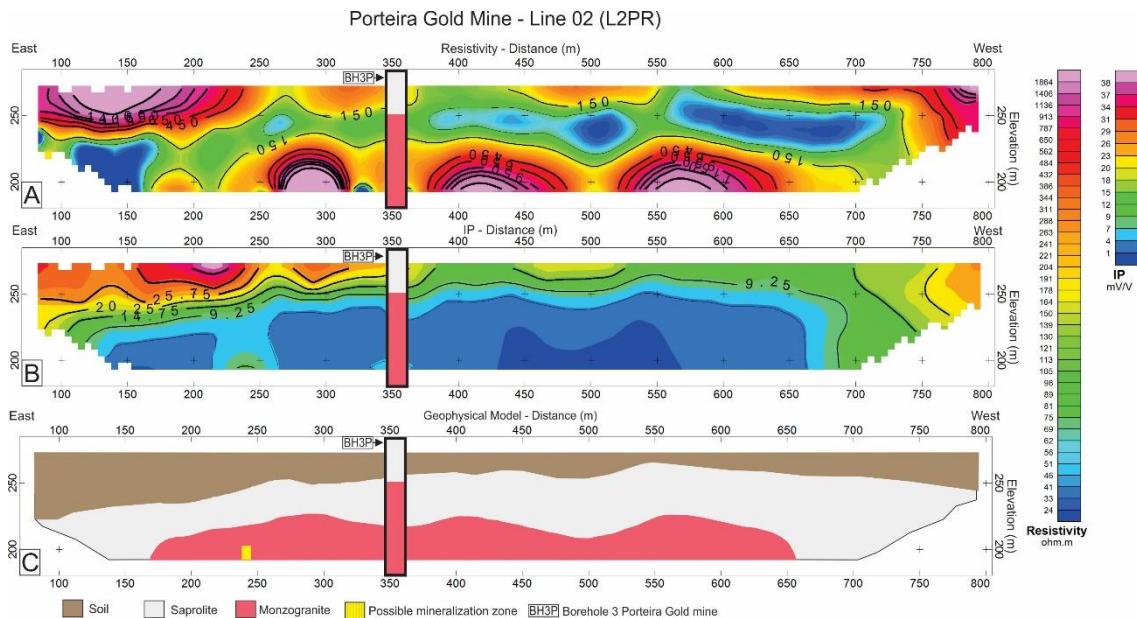


Figura 4.16 Resultado do garimpo Porteira linha 02 (L2PR). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de cargabilidade. C) Modelo geofísico com furo de sondagem.

4.7 CONCLUSÕES

A correlação entre as respostas dos padrões geoeletricos (resistividade e cargabilidade) com os furos de sondagens possibilitaram a criação de modelos geofísicos litológicos e a indicação de possíveis novos alvos mineralizados e as suas continuidades ao longo da hospedeira monzogranítica contextualizada nos garimpos da Raimunda, Truílio e Porteira, todos inseridos na porção leste da Província Aurífera de Alta Floresta. As aquisições de dados geofísicos de resistividade e polarização induzida com arranjo dipolo-dipolo com espaçamentos entre os eletrodos de 20 m e 25 m nos garimpos não possibilitaram a identificação das zonas fraturadas no embasamento devido a resolução espacial.

O modelo geofísico elaborado para o garimpo da Raimunda condiz com a descrição litológica do furo de sondagem (BH1R), o qual não há registro de uma interface solo/saprólito. No modelo geofísico os padrões geoeletricos de resistividade evidenciaram uma camada de solo ao longo da linha e uma interface saprolito – monzogranito a 40 m de profundidade, este modelo está coerente com a descrição de testemunho de sondagem (BH1R) que não registra uma camada de solo apenas a interface saprolito/monzogranito. A camada de zona de alteração hidrotermal com sulfeto não foi possível distinguir nos perfis de resistividade e IP. No que se refere aos alvos

mineralizados inferidos, por meio da seção de IP, o alvo na posição 270 m apresentou uma baixa cargabilidade muito decorrente dos valores ao redor, contudo a sua caracterização está atrelada a profundidade em que se encontra que corresponde ao registro do furo de sondagem executado próximo a seção adquirida. Os altos valores de cargabilidades observados nas posições 125 e 490 m podem ter influência do efeito de borda que ocorre na etapa de processamento e modelagem do perfil realizado no *software* Res2Dinv.

No garimpo do Truilio não há presença de solo, apenas as camadas de saprólito e o embasamento na interpretação do modelo geofísico. Esta inferência litológica condiz com o registro do furo de sondagem (BH1T) realizado no garimpo. O alvo de IP na posição 350 m apresenta valor de cargabilidade mais a baixo que os demais apresentados. Porém este alvo se destaca pela profundidade indicada e por estar numa situação onde ao redor apresenta valores de baixa cargabilidade, indicando como potencial zona mineralizada. A anomalia de IP na posição 180 m está próximo da borda/extremidade do perfil de IP, onde o valor desta anomalia pode ser influenciado devido ao efeito de borda.

No garimpo da Porteira, Linha 03 (L3PR) (**Figura 4.15**) nos furos de sondagens (BH1P e BH2P) não há registro da camada de solo, apenas das camadas de saprolito e o embasamento (monzogranito). O furo de sondagem BH2P foi realizado dentro de uma escavação com profundidade de aproximadamente 30 m. Esta escavação ocorreu três meses pós aquisição dos dados. O modelo geofísico (**Figura 4.15C**) ficou coerente com os furos de sondagens. No resultado de polarização induzida (**Figura 4.15B**), o furo de sondagem BH2P apresenta uma camada fina, de 1 m, de quartzo sulfetado com ouro e logo a baixo uma camada de zona de alteração hidrotermal. Entre as posições 420 a 500 m, o resultado de cargabilidade apresenta valores de 12 a 30 mV/V qual se encaixa as camadas de quartzo sulfetado com ouro e a zona de alteração hidrotermal. Os alvos mineralizados inferidos, por meio da seção de IP e modelo geofísico (**Figura 4.15B e 4.15C**), nas posições 150 e 500 m apresentou valores superior a 30 mV/V. Estes alvos estão em uma camada que apresenta valores baixos de cargabilidade, de até 34 mV/V.

Na Linha 02 (L2PR), garimpo da Porteira (**Figura 4.16**) o furo de sondagem (BH3P) não há registro da camada de solo, apenas das camadas de saprolito e o embasamento (monzogranito). O perfil de resistividade não ficou coerente com o furo de sondagem. O perfil de IP permitiu definir a espessura da camada do solo e marca o limite

entre a camada de solo e o saprólito. Infelizmente o modelo geofísico (**Figura 4.16C**) não ficou coerente com furo de sondagem BH3P. O alvo mineralizado inferido na posição 250 m apresenta valor de 16 mV/V de cargabilidade, um valor baixo comparado com da linha 03 do mesmo garimpo.

As escalas de cores definidas foram aplicadas para alguns garimpos onde o valor máximo de resistividade era próximo ao valor determinado. Após análise estatística de todos os pontos coletados, de 6.500 ohm.m. Para a cargabilidade o valor máximo determinado foi de 40 mV/V. Em alguns garimpos, como garimpo Porteira, linhas L2PR e L3PR, apresenta valores de resistividade máximos inferiores ao valor determinado, fazendo que certas estruturas/camadas no perfil de resistividade tornassem uma só. O mesmo efeito ocorreu quando valores de cargabilidade eram menores que o valor máximo determinado, mascarando anomalias potencias com valores de 20 mV/V.

As aquisições de dados geofísicos de resistividade e IP com arranjo dipolo-dipolo, utilizando os equipamentos VIP e ELREC PRO da IRIS *Instruments* nos garimpos quais estão inseridos na porção leste da Província Aurífera de Alta Floresta permitiram diferenciar as estruturas litológicas e inferir possíveis alvos como zona de mineralização.

4.8 AGRADECIMENTOS

Agradecimentos à Companhia Matogrossense de Mineração - METAMAT, Antônio João Paes de Barros, Marcos Vinício Paes de Barros e Ciro Calachibete, a Cooperativa dos Garimpeiros do Vale do Rio Peixoto - COOGAVEPE, Gilson Gomes Camboim, Emilio Miguel Junior, pelo apoio financeiro e pelo apoio logístico e operacional nas etapas de campo. Ao Laboratórios de Geofísica Aplicada da Universidade de Brasília (UnB), ao Professor Dr. Francisco Jose Fonseca Ferreira e Rodoilton Stevanato junto com o Laboratório de Geofísica Aplicada da Universidade Federal do Paraná (UFPR) ao ceder os equipamentos VIP e ELREC PRO da IRIS *instruments*, a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, a Daniel Richard Oliveira e aos colegas e amigos que participaram.

4.9 REFERÊNCIAS

Agnoletto, E., 2013. Caracterização litológica e identificação de alvos exploratórios na região de Flor da Serra, Província Aurífera Alta Floresta (MT), utilizando dados magnéticos e geoeletricos. Dissertação de Mestrado– Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. – Campinas, SP. 119p.

Agnoletto, E.; Leite, E. P. 2015. Identification of exploration gold targets in the Alta Floresta Gold Province, Mato Grosso state, Brazil, based on an integrated interpretation of magnetic and geoelectrical data. *Revista Brasileira de Geofísica (impresso)*, v. 33, p. 1.

ANM, 2016. Principais substâncias metálicas. Anuário mineral brasileiro.

Arifin, M. H., Kayode, J. S., Izwan, M. K., Zaid, H. A. H., Hussin, H., 2019. Data for the potential gold mineralization mapping with the applications of Electrical Resistivity Imaging and Induced Polarization geophysical surveys. Elsevier. V.22 . 830-835p.

Assis, R.R., 2011. Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 428p.

Assis, R. R., 2015. Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 363 p.

Barbuena, D., 2012. Processamento e Modelagem de Dados Geofísicos e Imagens Aster Aplicados à Interpretação Geológica e Prospecção Mineral na Província Aurífera de Alta Floresta, MT. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas. 117p.

Bittencourt, J, S.; Juliani, C; Xavier, R, P; Monteiro, L. V. S.; Bastos Neto, A, C; Klein, E, L; Assis, R. R.; Leite Junior, W, B; Moreto, C. P. N.; Fernandes, C, M, D.; Pereira, V P; 2015. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: an overview of the present level of understanding and exploration significance, *Journal of South American Earth Sciences*. pp.1-28.

Cordani U.G & Teixeira W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In:Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H., and Martínez-Catalán, J.R. (eds.), 4-D, Framework of Continental Crust: Geological Society of America Memoir 2000, 297-320.

Cordani, U.G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, 15:396-407.

Costa, L. V., Silva, J. M., Lima, H. M., 2017. Analysis of options of production and access ways in underground mines. *REM, Int. Eng. J.*, Ouro Preto, 70(2), 237-242.

CPRM, 1991. Dados aereogeofísicos - Projeto Juruena-Teles Pires Fase I - Companhia de pesquisas de recursos minerais - CPRM - 1991. URI: <http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/8961>

Dardene, M. A.; Schobbenhaus, C., 2001. Metalogênese do Brasil. Brasília, Ed. Universidade de Brasília, p. 392.

Dentith, M., Mudge, S. T., 2014. Geophysics for the mineral exploration geoscientist. New York: Cambridge University Press. 516p

DNPM. 2018. Anuário Mineral Brasileiro: Principais Substâncias Metálicas. Departamento Nacional de Produção Mineral. Anuário Mineral Brasileiro: Principais Substâncias Metálicas

Doyle, H., 1990. Geophysical exploration for gold-A review. Geophysics, Vol. 55, No.2. 134-146p.

Gallistl, J., Orozco, A. F., Bucker, M., 2016. Characterization of Abandoned Mine Tailings by means of Time and Frequency-Domain Induced Polarization Imaging. In. IP2016, International Workshop on Induced Polarization. 6 - 8 June, Aarhus, Denmark

GEOTOMO, 2010. RES2DINV Version 3.59. for Windows XP/Vista/7. Rapid 2D resistivity and IP inversion using the least-squares method. *User's Manual*, 148p.

Gouet, D. H., Ndougssa-Mbarga, T., Meying, A., Assembe, S. P., Pepogo, A. D. Man-M., 2013. Gold Mineralization Channels Identification in the Tindikala-Boutou Area (Eastern-Cameroon) Using Geoelectrical (DC & IP) Methods: A Case Study. *International Journal of Geosciences*, **4**, 643-655p.

Griffiths D.H. and Barker, R.D. (1993) Two-Dimensional Resistivity Imaging and Modeling in Areas of Complex Geology. *Journal of Applied Geophysics*, **29**, 21-26.

Hungerford, N., 1995. The geophysical signature of the Batman Gold Deposit, Mt Todd Project, NT. *Exploration Geophysics* **26**, 100-105p

Lacerda Filho J.V., 2004. Geologia e recursos minerais do estado de Mato Grosso. Escala 1:1.000.000. CPRM (Convênio CPRM/SICME). CDD 558. Goiânia, GO.

Madrucci, V. 2000. Avaliação dos produtos integrados TM-Landsat, RadarSAT e Gamaespectrométricos na caracterização tectônica e mapeamento geológico de área mineralizada em ouro na região de Alta Floresta. Tese de Doutorado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos – SP. 189p.

Madrucci, V., Veneziani, P., Paradella, W. R., 2003. Caracterização geológica e estrutural através da interpretação do produto integrado TM-Landsat 5 e dados aerogamaespectrométricos, região de Alta Floresta – MT. *Revista Brasileira de Geofísica*, Vol. 21 (3), 2003 219 – 234p.

Martins, A.C., Elis, V., de Tomi, G., Bittencourt, J., Marin, T., 2016. Resistivity and induced polarization to support morphological modeling in limestone mining. *Geofísica Internacional*. 55-4: 227-238p.

McNeill, J.D. 1990. Use of Electromagnetic Methods for Groundwater Studies. In: WARD, S.H. Investigations in Geophysics No. 5, Geotechnical and Environmental Geophysics, Vol. I: Review and Tutorial. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists. p.147-189.

Miguel, Jr, E., 2011. Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 86p.

Miranda, G. M. T., 2010. Padrões geoquímicos de solos e assinaturas geofísicas de alvos potencialmente mineralizados a ouro no granito Novo Mundo. Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT. Instituto de Ciências Exatas e da Terra – ICET, curso de geologia. Trabalho de Conclusão de Curso. 95p.

Moreton L.C. & Martins E.G., 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.

Moura, M. A., 1998. O maciço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): Petrologia, alteração hidrotermal e metalogenia, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências (Doutorado), Brasília, 294p

Moura, R., 2004. Integração de dados aerogeofísicos, multiespectrais e geoquímicos no segmento leste da Província Aurífera Alta Floresta (MT); implicações geológicas e metalogenéticas regionais. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Trabalho de conclusão de curso, 60p.

Moura M.A., Botelho N.F., Olívio G.R., Kyser T.K. 2006. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, 101:585-605.

Okada, K., 2015. Geophysical exploration for epithermal gold deposits: Case studies from the Hishikari gold mine, Kagoshima, Japan. *Exploration Geophysics*. Volume 26, 1995. Issue 2-3.

Oldenburg, D.W., Yaogou L., Elliss, R. G., 1997. Inversion of geophysical data over a copper gold porphyry deposit: a case history for Mt Milligan. *Geophysics*, 62: 1419-1431p.

Oliveira, D. R. P., 2017. O depósito de Au porteira, Peixoto de Azevedo (MT): Geologia, petrologia, geocronologia U-Pb e metalogênese. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências – IG. Pós-Graduação em Geologia, UnB.

Paes de Barros, A.J. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. Dissertação (Mestrado em Geologia Econômica e Hidrogeologia), 145p.

Paes de Barros, A. J., 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.

Pajanoti, B. J., Agnoletto, E., 2010. Aplicação dos Métodos Magnético e Eletromagnético em Alvos Auríferos na Gleba da Liberdade, município de Matupá - MT. Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT. Instituto de Ciências Exatas e da Terra – ICET, curso de geologia. Trabalho de Conclusão de Curso. 93p.

Quispe, P. E. C., 2016. Geologia, geoquímica e geocronologia dos granitoides foliados e rochas subvulcânicas da região de Peixoto de Azevedo Setor Leste da Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

Rodrigues, R.M., 2012. Caracterização geológica e metalogenética do Depósito X1 e Província Aurífera de Alta Floresta, Região de Matupá (MT) (Dissertação de Mestrado). Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 70 p.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, 3, 453-486p.

Santos, J.O.S.; Groves, D.I.; Hartmann, L.A.; Moura, M.A.; MC Naughton, N.J., 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36: 278-299p.

Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil- Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. CPRM. Brasília. CD-ROM.

Santos, J. O. S., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker, S. R., Souza, M.M., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 9. Seção Temática III, Belém, Pará. CD-ROOM

Serrato, A.A.A. 2014. Geocronologia e evolução do sistema hidrotermal do depósito aurífero de Juruena, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Brasil. MS, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 83p.

Silva M.G. & Abram M.B. 2008. Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212p.

Souza, J.O., Frasca, A.A.S., Oliveira, C.C., 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 164p.

Sumner, J.S., 1976. *Principle of Induced Polarization for Geophysical Exploration*. Amsterdam: Elsevier. 277p.

Tassinari, C.C.G., 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 257 p.

Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182p.

Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazônico. In: 44° Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá, Minas Gerais, Anais, SBG-Núcleo Minas Gerais, CDRom.

Telford, W. M.; Geldart, L. P., Sheriff R, E., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, 770p.

Trevisan, V.G., 2015. Estudo comparativo entre mineralizações filonares de Au ± Cu e Au + metais de base do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico (Dissertação de Mestrado). Universidade Estadual de Campinas, 129 p.

Yatini, D. S., Laesanpura, A., Sulistijo B., 2016. Influence of physical parameters to time domain induced polarization (TDIP) response. *AIP Conference Proceedings* **1719**, 030010 (2016); <https://doi.org/10.1063/1.4943705>

Ware, G. H., 1979. In-situ induced-polarization and magnetic susceptibility measurements – Yerington mine. *Geophysics*, Vol. 44, No. 8. 1417-1428p.

White, R.M.S., Collins, S., Denner, R., Hee,R.,Brown,P., 2001. A new survey design for 3D IP inversion modelling at Copper Hill. *Exploration Geophysics* **32**, 152 – 155p.

CAPÍTULO 5

5. ARTIGO: Aplicação de sísmica de alta resolução para a determinação de armadilhas geológicas de cascalhos auríferos em um trecho do rio Peixoto de Azevedo, MT

Application of high resolution seismic for the determination of geological traps of auriferous gravels in a section of the Peixoto de Azevedo river, MT

¹Eduardo Xavier Seimetz; ²Welitom Rodrigues Borges & ²Marco Ianniruberto

¹ *Universidade de Brasília, Campus Darcy Ribeiro, Instituto de Geociências, Campus Darcy Ribeiro, 70910-900, Brasília, Distrito Federal, Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica*

² *Universidade de Brasília, Campus Darcy Ribeiro, Instituto de Geociências, Campus Darcy Ribeiro, 70910-900, Brasília, Distrito Federal*

E-mails: edu.seimetz@gmail.com; welitom@unb.br; ianniruberto@unb.br

Resumo

A exploração de ouro em cascalhos auríferos presentes nas calhas dos rios da região amazônica é desenvolvida de maneira aleatória, com utilização de dragas de sucção e de escarificação. Tal condição remobiliza e aumenta o volume de sedimentos suspensos ao longo dos rios e intensifica o assoreamento e a erosão nas margens dos rios. Este trabalho mostra resultados de investigações sísmicas realizadas com objetivo de verificar a eficiência da sísmica de reflexão de alta resolução na identificação de possíveis armadilhas geológicas de cascalhos auríferos presentes na calha do rio Peixoto de Azevedo. As aquisições de dados ocorreram durante o período de cheias em um trecho de 2700 metros do rio, com um perfilador de subfundo regulado para emitir sinais sísmicos nas frequências de 2 a 15 kHz. Os resultados possibilitaram a identificação de 3 fácies sísmicas e 2 superfícies de reflexão. As fácies sísmicas relacionam-se aos sedimentos arenosos atuais da calha do rio Peixoto (Sf1), aos sedimentos argilosos e grossos (cascalhos) mais antigos (paleosedimentos, Sf2), e às rochas ígneas do embasamento (Sf3). As superfícies de reflexão correspondem às interfaces entre os depósitos arenosos atuais da calha do rio e os paleosedimentos (Ss), e entre os paleosedimentos e as rochas ígneas do embasamento (Sr). Ao longo das seções sísmicas notam-se deflexões na superfície Sr que indicam potenciais armadilhas de cascalhos auríferos.

Palavras-chave: perfilador de subfundo; cascalhos auríferos; rio Peixoto de Azevedo

Abstract

The exploitation of gold in gold-bearing gravel present in the river channels of the Amazon region is carried out in a random manner, using suction and scarification dredges. Such a condition remobilizes and increases the volume of sediment suspended along the rivers. Consequently, it intensifies sedimentation and erosion along riverbanks. This work presents results of seismic investigations carried out with the objective of verifying the efficiency of the high-resolution seismic reflection in the identification of possible geological traps of auriferous gravels present in the channel of the river Peixoto de Azevedo. Data acquisition occurred during the flooding period in a 2700 meter section of the river, with a sub bottom profiler set to emit seismic signals in frequencies of 2 to 15 Hz. The results allowed the identification of 3 seismic facies and 2 reflections. Seismic facies are related to the present sandy sediments of the Peixoto river channel (Sf1), to the oldest clay and sedimentary sediments (paleosediments, Sf2), and to the igneous rocks of the basement (Sf3). The reflection surfaces correspond to the interfaces between the present sandy deposits of the river channel and the paleosediments (Ss), and between the paleosediments and the igneous rocks of the basement (Sr). Throughout the seismic sections we notice deflections on the surface Sr which indicates potential traps of auriferous gravels.

Keywords: sub bottom profiler; gold-bearing gravel; Peixoto de Azevedo river

5.1 INTRODUÇÃO

Na região amazônica é comum a prática de exploração de ouro em depósitos secundários usando-se dragas no processo de extração e concentração do minério (Veiga & Barros, 1991).

No município de Peixoto de Azevedo, estado de Mato Grosso, o ouro ocorre associado a depósitos primários (filões) e secundários (Paes de Barros, 2007). Os depósitos secundários acontecem associados a cascalhos eluvionares (depósitos residuais), coluvionares e aluvionares (terraços e canais atuais; **Figura 5.1**). A maior produção de ouro na região é proveniente da exploração de depósitos fluviais, em paleoterraços e em sedimentos de canal do rio Peixoto de Azevedo.

A exploração do ouro ocorre nos paleoterraços e ao longo do canal do rio durante o período de estiagem na região visto o rebaixamento do nível d'água. No período de chuvas há uma expressiva redução na produção de ouro, visto que a exploração ocorre apenas nas áreas dos filões (*shafts*).

Nos depósitos secundários, as maiores concentrações de ouro acontecem nos cascalhos acumulados em armadilhas geológicas, que na região refletem depressões no embasamento rochoso causadas pela presença de zonas de cisalhamento. Estas falhas/fraturas possibilitam uma maior percolação de água e conseqüentemente um maior intemperismo da rocha, o que gera pequenas cavidades nas rochas que favorecem a deposição dos sedimentos com maior densidade (**Figura 5.2**).

A prospecção de ouro tanto nos paleoterraços quanto no canal atual do rio Peixoto ocorre com a execução de perfurações aleatórias para verificar a presença de cascalhos auríferos, o que provoca eventualmente a remoção desnecessária da floresta.

A utilização de geofísica na pesquisa de depósitos secundários (cascalhos) aluvionares mostra-se eficiente quando há um dimensionamento correto da amostragem espacial dos dados (Francke, 2012).

As pesquisas desenvolvidas por Rasskazov *et al.* (2017) mostram que o método da eletrorresistividade é efetivo na identificação de camadas de paleoterraços em função do alto contraste de resistividade elétrica entre os sedimentos. Jessel *et al.* (2015) usa dados eletromagnéticos aéreos para determinar a localização de paleocanais na parte sul da Bacia Volta, em Ghana. Os autores confirmam a baixa resistividade dos sedimentos finos e alta resistividade dos sedimentos grossos (cascalhos). Brabers (2018) usa a eletrorresistividade ao longo de um rio no Congo para identificar cascalhos diamantíferos, e confirma a alta resistividade deste material em ambiente aquoso.

Apesar de inúmeros trabalhos geofísicos detalharem a estratigrafia aluvionar (Whiteley, 1971; Bridge, 2009; Francke, 2012), não se encontrou pesquisa direcionada para a localização de possíveis estruturas concentradoras de minerais de alta densidade.

Neste trabalho utilizou-se a sísmica de alta resolução com o perfilador de sub fundo (SBP) para imagear a geometria do fundo rochoso dos sedimentos depositados na calha do rio Peixoto de Azevedo, MT, e assim sugerir os pontos de maior favorabilidade de concentração de cascalhos auríferos.

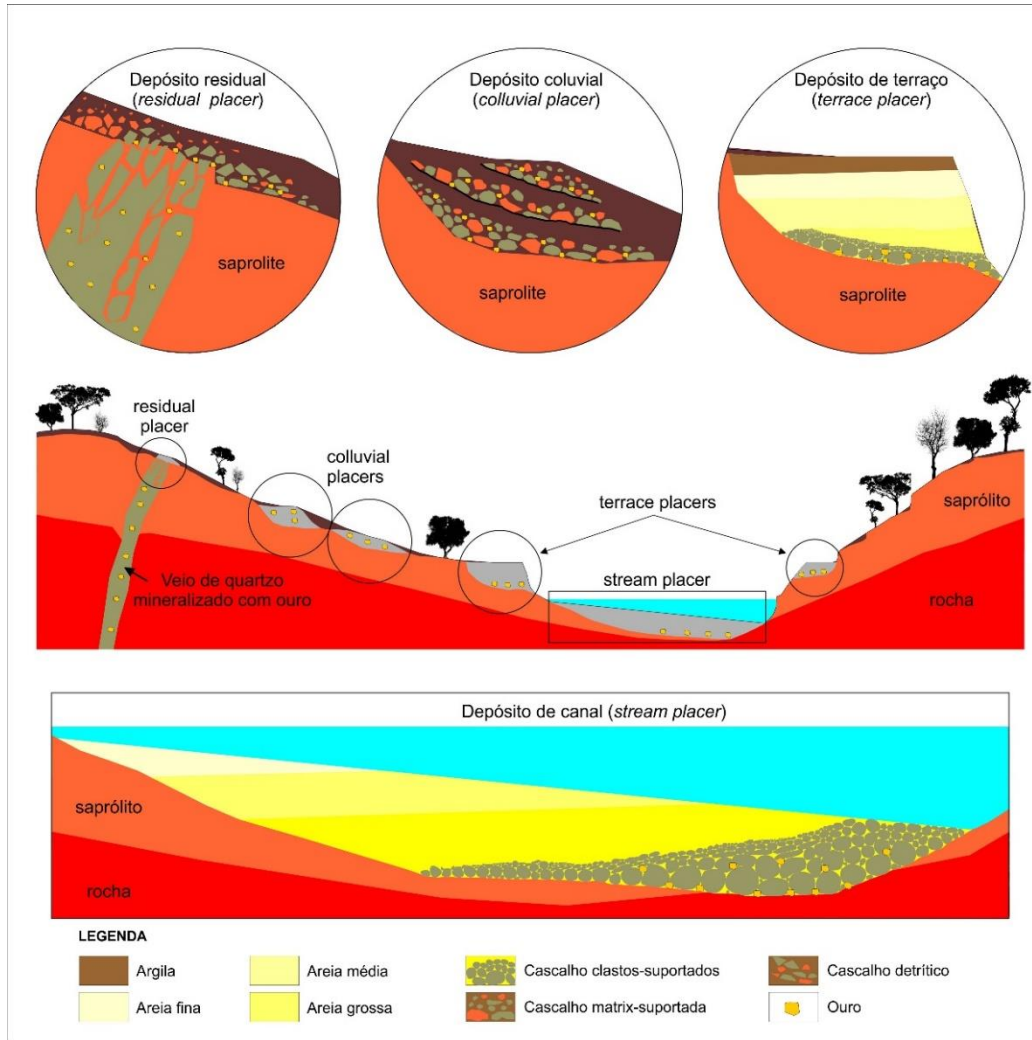


Figura 5.1 Representação esquemática de depósitos secundários (*residual placer*, *colluvial placer*, *terrace placer* e *stream placer*) e sua relação geomorfológica e estratigráfica de acúmulo de minério aurífero.

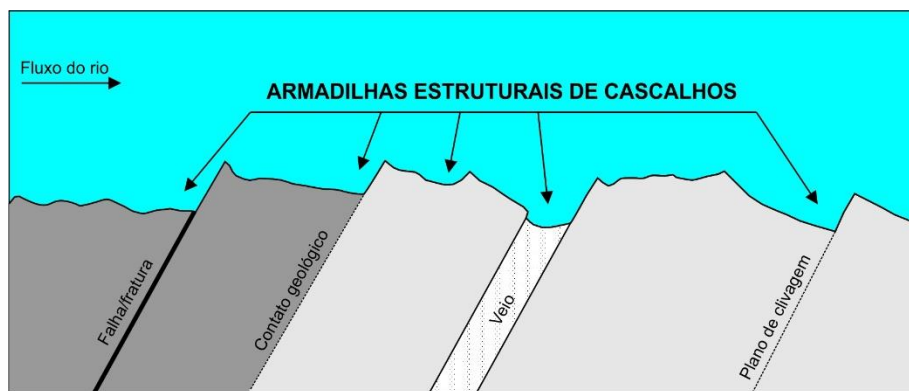


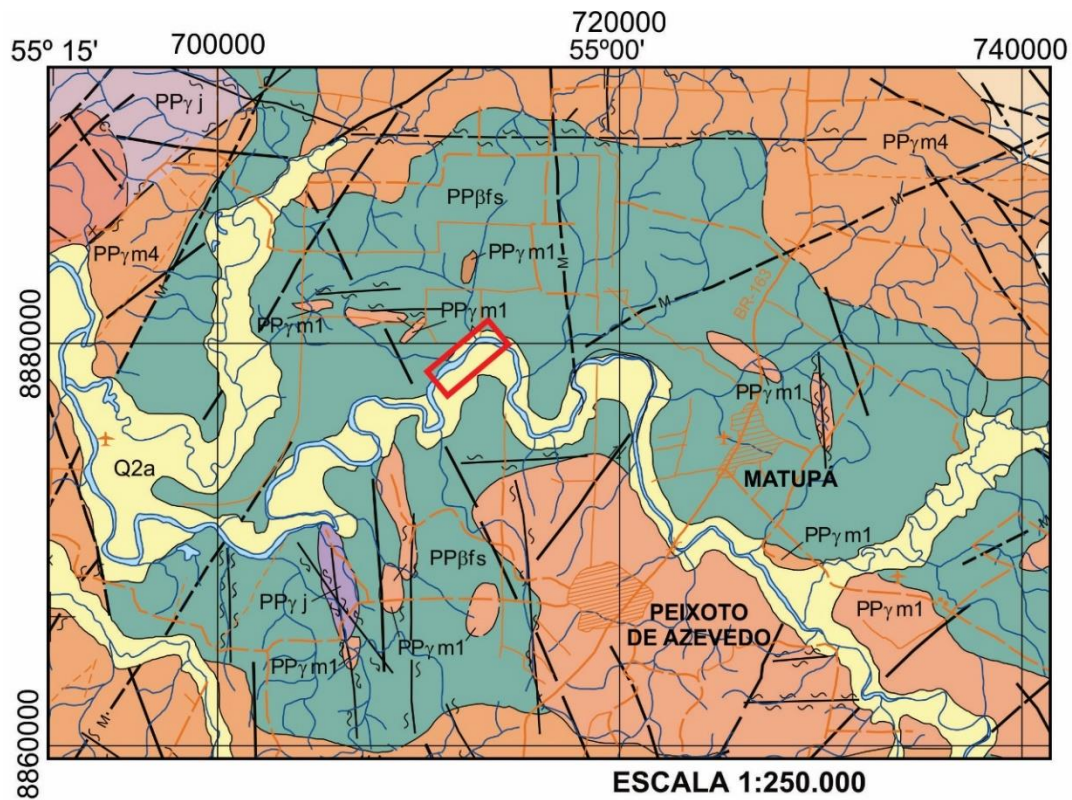
Figura 5.2 Modelo geológico com a posição dos locais mais favoráveis para o desenvolvimento de armadilhas de cascalhos auríferos (*gold traps*) em ambientes fluviais.

5.2 GEOLOGIA

Na região de Peixoto de Azevedo e Matupá ocorrem um conjunto de plútons graníticos, nomeada de Suíte Intrusiva Matupá (**Figura 5.3**). Moreton & Martins (2005) individualiza esta suíte em quatro litofácies, baseada em características petrográficas, petroquímicas, morfológicas e assinaturas aerogeofísicas: fácies 1) biotita granito e biotita monzogranito; fácies 2) hornblenda monzogranito, biotita hornblenda monzonito e hornblenda monzodiorito; fácies 3) clinopiroxênio-hornblenda monzogranito, clinopiroxênio-hornblenda monzodioritos magnéticos; e fácies 4) biotita granitos, granitos e monzogranitos com microgranitos e granófiros subordinados.

No mapa geológico elaborado por Moreton & Martins (2005) ocorrem, abaixo dos sedimentos aluvionares do rio Peixoto, gabros, granodioritos, quartzo dioritos, monzogabros e monzodioritos da Suíte Intrusiva Flor da Serra. Nas margens do rio Peixoto é comum a presença de afloramentos desta unidade abaixo dos sedimentos de terraços (**Figura 5.4A**). A maioria dos garimpos de produção de ouro secundário e primário na década de 80 e 90 desenvolveu-se sobre esta unidade geológica, o que ressalta sua importância para a gênese do ouro na região.

Os sedimentos aluvionares do rio Peixoto classificam-se como depósitos relacionados a paleocanais e depósitos aluvionares recentes. Nestes depósitos predominam as camadas de areias com estratificações do tipo plano-paralelas, cruzadas-tabulares e acanaladas (Moreton & Martins, 2005). Nas exposições de sedimentos observadas nas margens do rio Peixoto notam-se inúmeras camadas de argila cinza e amarelada interdigitando os pacotes arenosos. Os garimpos de ouro secundário extraem o minério de cascalhos com matriz arenosa dos paleocanais (**Figura 5.4B**). Este cascalho comumente está trapeado por camadas de argilas amareladas, e é caracterizado pela presença predominante de fragmentos de quartzo e de rochas ígneas (**Figura 5.4C e 5.4D**). No rio as balsas utilizam bombas de sucção para sugar os sedimentos e extrair o ouro, o que provoca a criação de ilhas de sedimentos ao longo do rio (**Figura 5.4E**) e consequentemente a remobilização dos sedimentos.



LEGENDA

- | | | | |
|--|-------------------------------|---|--------------------------------------|
| | Q2a | Sedimentos aluvionares (areias, argilas e cascalhos) | |
| | PP_{γj} | Biotita granito equigranular a porfirítico, monzogranito, biotita-quartzo monzonito, quartzo diorito, biotita tonalito e granodiorito | |
| | PP_{βfs} | SUÍTE INTRUSIVA FLOR DA SERRA
Gabro, granodiorito, quartzo diorito, monzogabro e monzodiorito | |
| | SUÍTE INTRUSIVA MATUPÁ | | |
| | PP _{γm1} | PP _{γm1} - Biotita granito e biotita monzogranito | |
| | PP _{γm2} | PP _{γm2} - Hornblenda monzogranito e biotita-hornblenda monzonito | |
| | PP _{γm3} | PP _{γm3} - Clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito e hornblenda diorito | |
| | PP _{γm4} | PP _{γm4} - Biotita granito, granito e monzogranito | |
| | Zona de Cisalhamento | | Estrada pavimentada |
| | Contato geológico exposto | | Estrada secundária (não pavimentada) |
| | Contato geológico inferido | | Pista de pouso |
| | Falha exposta | | Cidade |
| | Falha inferida | | Corpo d' água |

Área de Estudo



Figura 5.3 Mapa geológico da região de Peixoto de Azevedo com as principais unidades e estruturas geológicas e a localização da área do trabalho (Moreton & Martins, 2005).

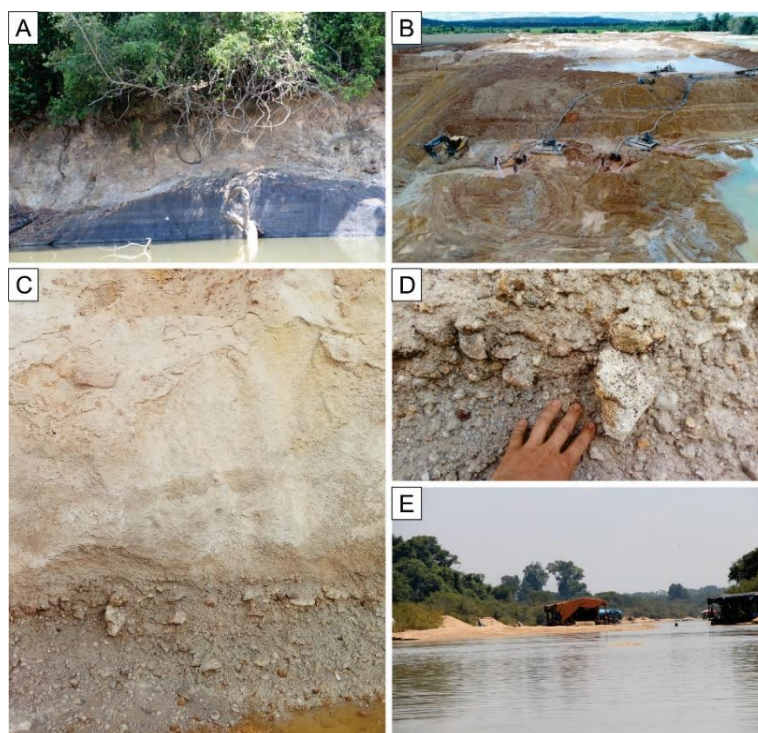


Figura 5.4 Fotografias evidenciam (A) Gabro da Suíte Intrusiva Flor da Serra sobreposta por sedimentos aluvionares do rio Peixoto. (B) Garimpo de ouro em paleoterraço do rio Peixoto. (C) Depósitos arenosos sobrepondo argilas e cascalhos auríferos de paleoterraço. (D) Detalhe de cascalhos com matriz arenosa e clastos angulosos de quartzo e de granitoides. (E) Dragas em operação no rio Peixoto com a formação de praias artificiais originadas pelo processo de sucção.

5.3 METODOLOGIA

O trabalho objetiva identificar os melhores locais de acumulação de cascalhos auríferos em um trecho do rio Peixoto, com o uso de dados sísmicos de alta resolução obtidos com o perfilador de subfundo (SBP).

O método sísmica aquática trabalha com a emissão e recepção de ondas acústicas. A propagação da onda depende do tipo de material. Com a geração, propagação e registro das ondas acústicas em diferentes pontos é possível identificar interfaces em que as ondas são refletidas. As reflexões das ondas acústicas ocorrem apenas quando há variações de impedância acústica entre os meios. A amplitude do sinal refletido é função de uma complexa interação entre diversos fatores (Wu & Wu, 2008). No entanto, uma simplificação desta relação é definida para ângulos de incidência normal à superfície refletora. Neste caso o coeficiente de reflexão (R_c), definido como a razão entre a amplitude do sinal refletido e a amplitude da onda incidente (Equação 5.1; Sharma, 1997).

$$R_c = \frac{A_r}{A_i} = \frac{\rho_1 V_1 - \rho_2 V_2}{\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2} \quad (\text{Eq.5.1})$$

Na Equação 5.1 o símbolo R_c consiste no coeficiente de reflexão, A_r é a amplitude do sinal refletido, A_i é a amplitude do sinal incidente, ρ_1 e ρ_2 são as densidades da primeira e segunda camadas do meio, e V_1 e V_2 são as velocidades de propagação das camadas 1 e 2 respectivamente. Portanto o coeficiente de reflexão depende do contraste de impedância acústica (produto da velocidade pela densidade) entre dois meios. Estas interfaces aparecem nos registros como refletos sísmicos.

Existem vários tipos de fontes sísmicas utilizadas na aquisição aquática, cada uma emitindo um sinal dentro de um determinado espectro de frequência e com uma assinatura característica conforme o tipo de aplicação desejada (Sousa, 2006). Por isso cada tipo de fonte é utilizado para uma finalidade. De uma maneira geral quanto mais alta for a frequência de uma fonte sísmica maior será a sua atenuação e, por conseguinte menor sua capacidade de penetração.

O tipo de fonte utilizada neste trabalho é o ressonante que usa as propriedades piezoelétricas de alguns cristais para geração do sinal acústico. Diferentemente de outros sistemas sísmicos, que necessitam de receptores separados (hidrofonos), as fontes ressonantes são ao mesmo tempo emissores e receptores do sinal sísmico. As principais características destas fontes são a melhor repetitividade do sinal emitido e a baixa potência necessária para geração dos sinais. Os equipamentos geradores deste tipo de fonte são mais simples e compactos, o que possibilita a utilização em embarcações de pequeno porte. A capacidade de penetração destas fontes pode chegar a 50 metros abaixo do fundo a depender do tipo de sedimento (Ayres, 2000; Araújo, 2014).

A aquisição dos dados de sísmica ocorreu ao longo de 3 linhas em um trecho do rio Peixoto de Azevedo de 2700 metros (**Figura 5.5**). A escolha deste segmento do rio aconteceu em função da alta densidade de garimpos nas margens do mesmo e de informações geológicas da presença de filões auríferos cruzando o rio neste trecho.

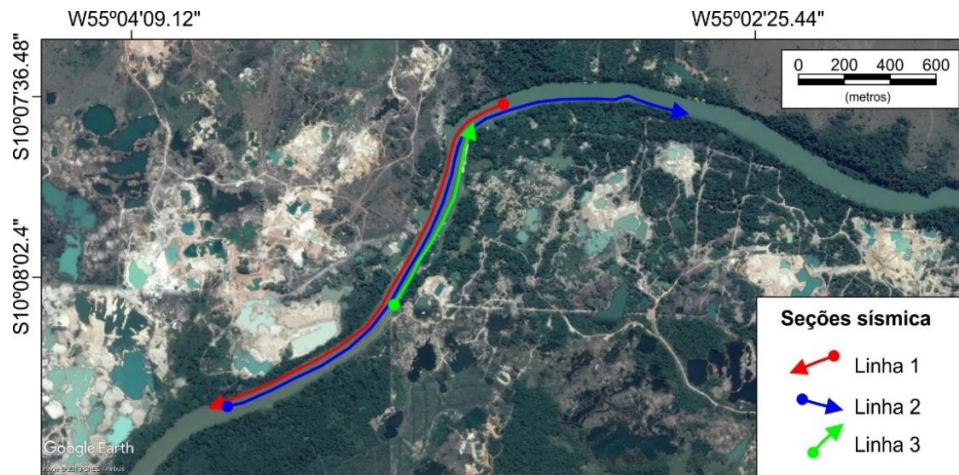


Figura 5.5 Imagem aérea com a localização das seções sísmicas realizadas com o SBP no trecho do rio Peixoto de Azevedo, MT.

No levantamento de dados sísmicos optou-se pelo uso do perfilador de subfundo (**Figura 5.6**), modulado com frequência de 2 a 15 kHz. Os parâmetros de aquisição foram janela temporal de 140 milissegundos, amostragem temporal de 0,092 milissegundos, 1528 amostras por traço, frequência de amostragem de 5,4 kHz e amostragem espacial em função da velocidade de deslocamento do barco. Em função da manutenção da velocidade do barco menor que 5 km/h, a amostragem espacial ficou entre 0,2 a 0,25 metro. Durante a navegação usou-se um GPS diferencial para georreferenciamento dos dados.



Figura 5.6 Fotografias evidenciam a fixação do equipamento SBP abaixo da proa do barco usado nas aquisições sísmicas que ocorreram no rio Peixoto de Azevedo, MT.

O processamento dos dados sísmicos ocorreu no software ReflexW, versão 8.5 (Sandmeier, 2017). O fluxo de processamento consistiu na conversão do formato SEG-Y para o formato DZT, aplicação de ganho de decaimento de energia, e conversão da seção de tempo para profundidade usando-se velocidade constante de 1500 m/s (velocidade da onda sísmica na água). Em função do dado registrado do SBP ser o valor absoluto da

amplitude do sinal, não há possibilidade de filtragem dos registros após a aquisição dos mesmos.

5.4 RESULTADOS

Neste trabalho optou-se pelo uso do conceito de classificação dos refletores em função do critério da sismoestratigrafia (Mitchum *et al.* 1977). Os parâmetros usados na definição das sismofácies foram: a geometria dos refletores sísmicos, a amplitude das reflexões e a continuidade dos traços sísmicos.

Após o processamento, identificaram-se 3 principais padrões de sismofácies (Sf1, Sf2 e Sf3; **Figuras 5.7, 5.8, 5.9**) e 2 superfícies estratigráficas (Ss e Sr) que se relacionam com limites de sismosequências.

O primeiro padrão de sismofácies (Sf1) caracteriza-se pela presença de refletores descontínuos de alta amplitude e geometria caótica. Este padrão ocorre nos primeiros 2 metros das seções sísmicas logo abaixo da lâmina d'água. É limitada na base pela superfície Ss. A sismofácies Sf1 relaciona-se aos sedimentos aluvionares arenosos (pacotes de areias finas a médias) da calha do rio Peixoto de Azevedo.

A sismofácies (Sf2) possui refletores de alta amplitude, contínuos a descontínuos, e inclinados a horizontais. Ocorre abaixo e lateralmente à Sf1, com aleatórios refletores lineares de alta amplitude. Esta sismofácies é interpretada como os depósitos argilosos e de granulometria grossa (cascalhos) depositados ao longo do rio Peixoto. A base de Sf2 é delimitada pela superfície Sr.

O terceiro padrão de reflexão (Sf3) distingue-se dos demais pela falta de refletores e pela baixa amplitude, correspondente a sismofácies transparente de Mitchum *et al.* (1977).

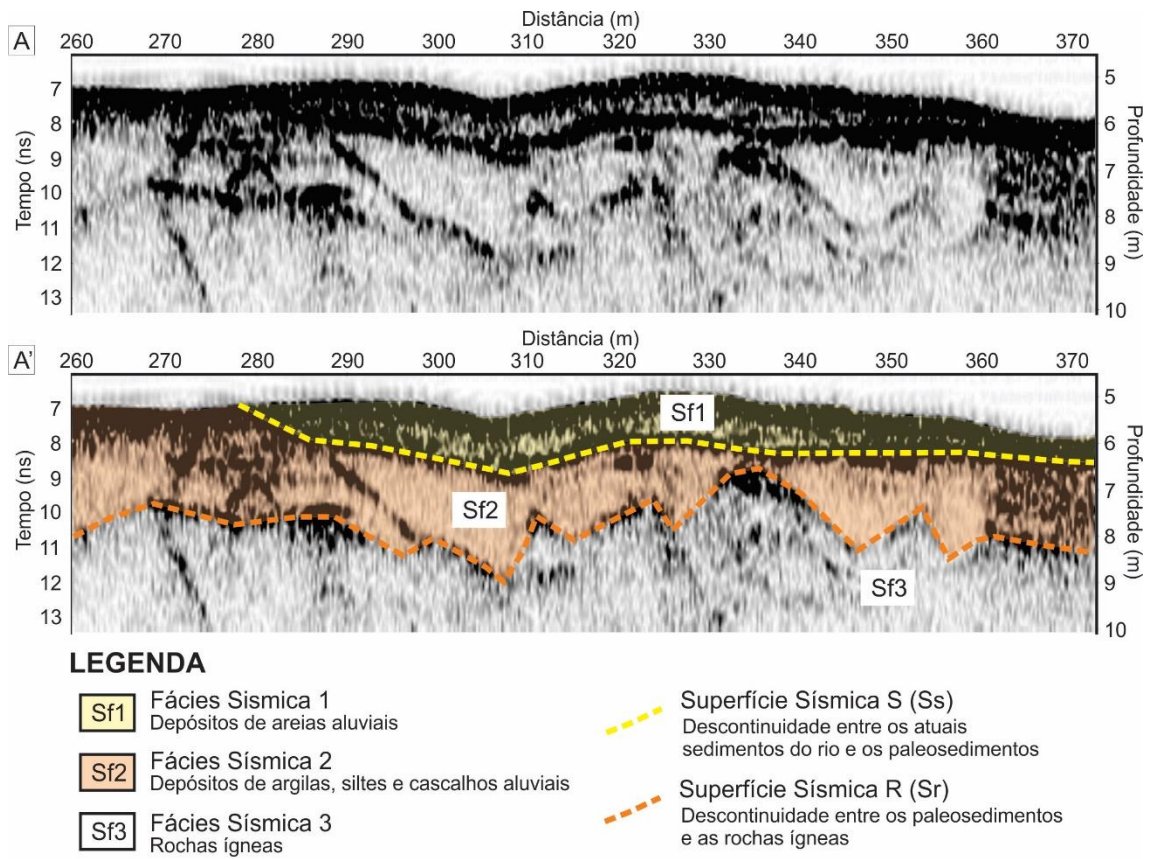


Figura 5.7 Seções sísmica da Linha 1. (A) Trecho entre 260 a 370 metros da Linha 1. (A') interpretação das fácies sísmicas e das superfícies de descontinuidade sísmica.

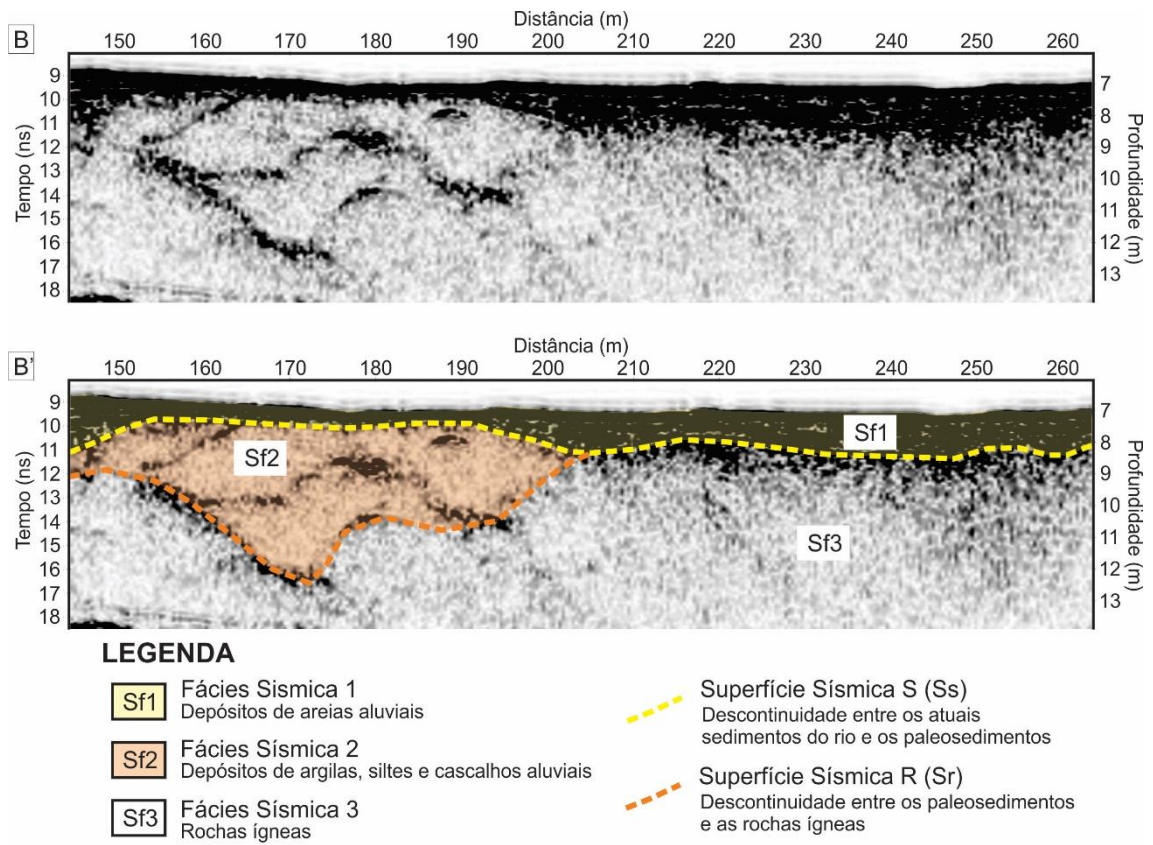


Figura 5.8 Seções sísmica da Linha 2. (B) Trecho entre 145 a 265 metros da Linha 2. (B') interpretação das fácies sísmicas e das superfícies de descontinuidade sísmica.

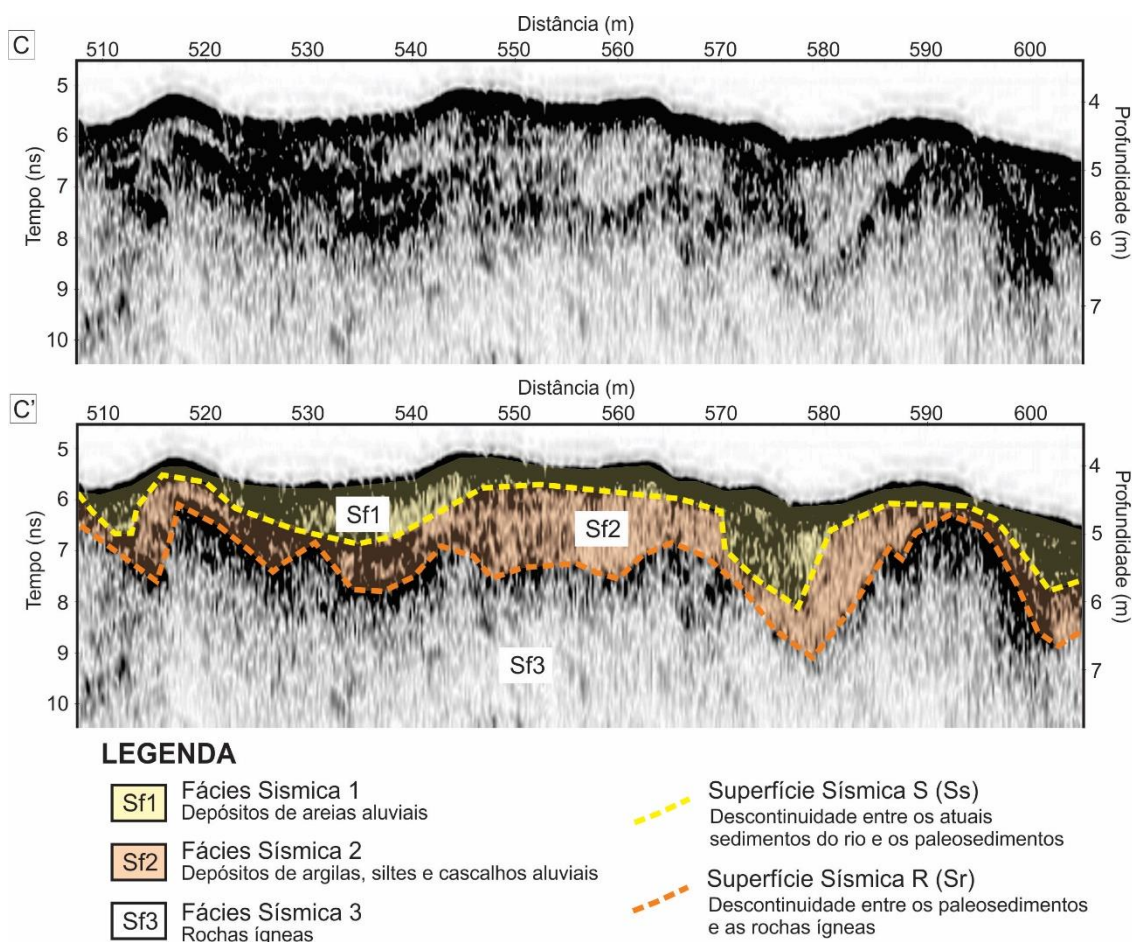


Figura 5.9 Seções sísmica da Linha 3. (C) Trecho entre 508 a 604 metros da Linha 3. (C') interpretação das fácies sísmicas e das superfícies de descontinuidade sísmica.

Apesar das aquisições sísmicas ocorrerem no período de cheia do rio Peixoto, notam-se até 5 reflexões múltiplas do assoalho do rio e dos refletos internos, o que não contribuiu para a identificação de eventuais refletos geológicos abaixo de 7 metros de profundidade.

Nas seções de SBP, a superfície sísmica R (Sr) delineou as trapas estruturais no topo do embasamento rochoso. As trapas tem dimensões de 2 a 60 metros de largura, com profundidades, do topo à base da trapa, de até 3 metros (**Figura 5.10**). As trapas tem um forte controle estrutural uma vez que fortes refletos sísmicos lineares e inclinados marcam os limites das mesmas (**Figura 5.10B e 5.10C**). Ao longo de todas as seções registram-se inúmeras trapas estruturais.

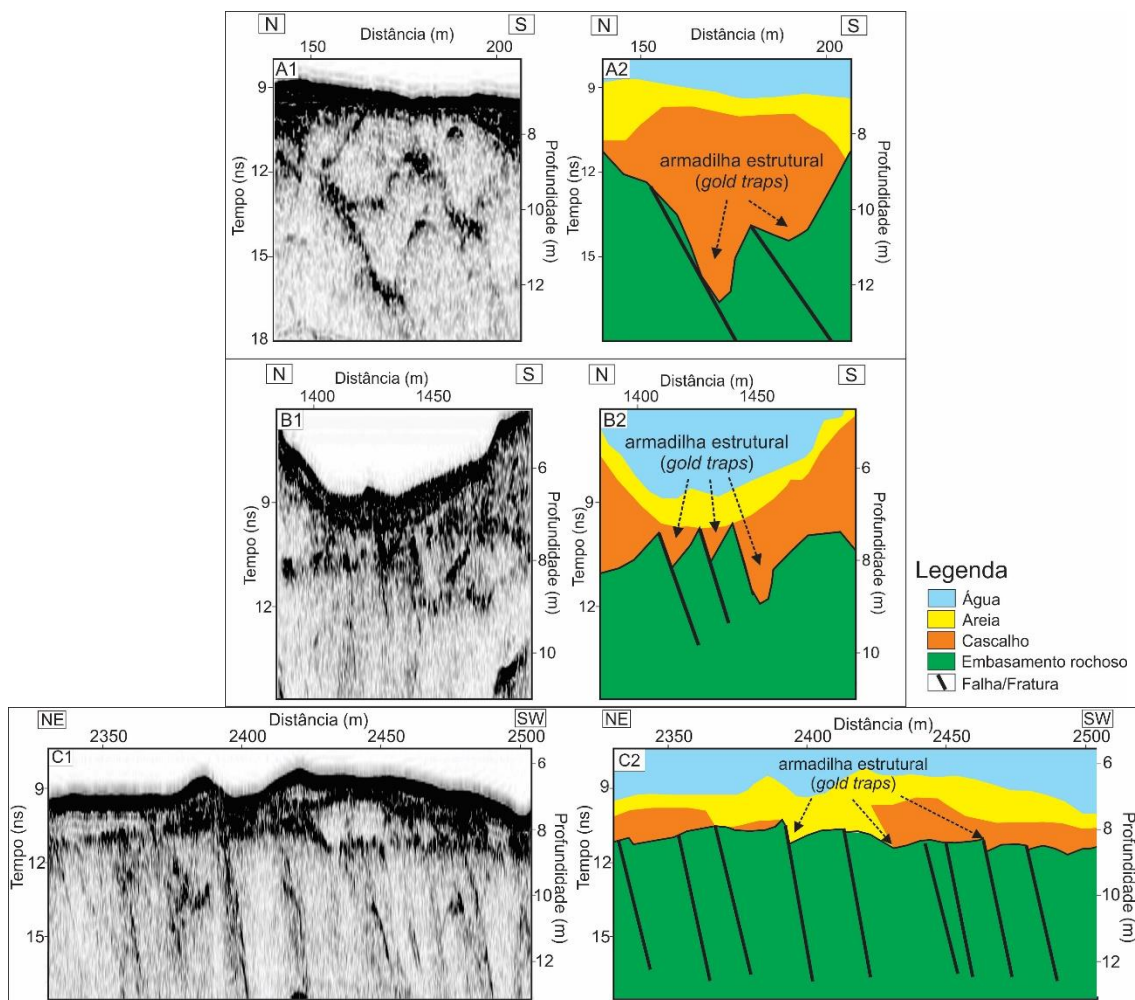


Figura 5.10 Parte das seções sísmicas das Linhas 1, 2 e 3 com a interpretação e indicação de armadilhas geológicas estruturais de sedimentos grossos (cascalhos). A1 e A2 correspondem a um trecho entre 120 a 240 metros da Linha 1 com uma armadilha de 60 metros de largura. B1 e B2 refere-se ao trecho da Linha 1 entre 1390 a 1470 metros, com armadilhas de 8 metros de largura. C1 e C2 indica o trecho entre 2325 a 2500 metros, com armadilhas de 5 metros de largura.

5.5 CONCLUSÕES

Os resultados de sísmica de alta resolução obtidos com o *sub bottom profiler* (SBP) possibilitaram a identificação de sismofácies e superfícies que representam os sedimentos atuais (Sf1) da calha do rio Peixoto de Azevedo, os paleosedimentos (Sf2) e o embasamento rochoso ígneo (Sf3), bem como as interfaces sedimentos atuais/paleosedimentos (Ss) e paleosedimentos/rocha ígnea (Sr).

Os registros sísmicos mapeiam que Sr é a superfície mais importante para identificar as trapas estruturais de cascalhos auríferos ao longo do rio. Esta superfície indica que o embasamento rochoso tem um forte controle estrutural visto a inúmera presença de refletores relacionados à cisalhamentos. A erosão diferenciada nestas áreas

de falhas/fraturas favorece a geração de depressões no embasamento que concomitantemente são possíveis locais de deposição de sedimentos mais grossos (cascalhos).

Os resultados confirmam a aplicabilidade da sísmica de alta resolução na prospecção de trapas estruturais de depósitos detríticos grossos ao longo do rio Peixoto de Azevedo, MT. Estes resultados podem auxiliar no posicionamento correto das balsas que extraem o minério na calha do rio Peixoto, o que minimizará o impacto ambiental causado pela exploração em áreas estéreis, diminuirá custos e aumento de sucesso na prospecção mineral.

5.6 AGRADECIMENTOS

Agradecimentos à Companhia Matogrossense de Mineração - METAMAT, a Cooperativa dos Garimpeiros do Vale do Rio Peixoto - COOGAVEPE, Universidade de Brasília - UnB e Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES.

5.7 REFERÊNCIAS

- Araújo, V.C.M. 2014. *Análise de métodos geofísicos aplicados à identificação de potenciais depósitos de cascalhos diamantífero em rios*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 159p.
- Ayres, N.A. 2000. Uso da sísmica de reflexão de alta resolução e da sonografia na exploração mineral submarina. *Revista Brasileira de Geofísica*, 18: 241-256.
- Brabers, P.M. 2018. Geophysical alluvial exploration using the Aquares resistivity method. Proceeding of Diamonds – Source to Use Conference, Johannesburg, 73-88p.
- Bridge, J. 2009. Advances in Fluvial Sedimentology using GPR. In: Jol, H.M. 2009. Ground Penetrating Radar Theory and Applications, Chapter 11, Elsevier. p. 323-359.
- Francke, J. 2012. A review of selected ground penetrating radar applications to mineral resource evaluations. *Journal of Applied Geophysics*, 81: 29–37.
- Jessell, M; Boamah, K; Duodu, J.A. & Ley-Cooper, Y. 2015. Geophysical evidence for a major palaeochannel within the Obosum Group of the Volta Basin, Northern Region, Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 112: 586–596.
- Moreton, L.C. & Martins, E.G. 2005. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Guarita. SC-21-Z-B. Relatório do Projeto Província Mineral de Alta Floresta, CPRM/MME, 86p.

Mitchum, Jr.R.M.; Vail, P.R. & Sangree, J.B. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton C. E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa, Am. Assoc. Petrol. Geol., Memoir, 26: 117–133.

Paes de Barros, A. J. 2007. *Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.

Rasskazov, I.Y.; Shkabarnya, N.G.; Litvintsev, V.S. & Shkabarnya, G.N. 2017. Geophysical survey of deep alluvial gold in terms of Bolotisty Deposit. *Eurasian Mining*. 2: 3–7.

Sandmeier, K.J. 2017. Reflexw Manual, version 8.5, www.sandmeier-geo.de.

Sharma, P.V. 1997. *Environmental and Engineering Geophysics*. Cambridge University Press, 495p.

Souza, L.A.P. 2006. *Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas*. Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 311p.

Veiga, A.T.C. & Barros, J.G.C. 1991. Genetic-exploratory model of alluvial gold of the Brazilian Amazon. IN: *Symposium on Alluvial Gold Placers, 1991, La Paz*. Anais do International Symposium on Alluvial Gold Placers, La Paz, p. 217 – 229.

Whiteley, R.J. 1971. Geophysical exploration for buried river channels in the Gulgong Goldfields. *ASEG Bulletin*, vol 2(3):7-19.

Wu, X. & Wu, R.S. 2008. Seismic Wave Propagation. In: Havelico, D.; Kuwano, S. & Vorlander, M. *Handbook of Signal Processing in Acoustics*, Springer, Chapter 84. p. 1535–1544.

CAPÍTULO 6

6. ARTIGO: Análise da eficiência de métodos elétricos (eletrorresistividade e polarização induzida) e eletromagnéticos (radar de penetração no solo) no mapeamento de armadilhas estruturais em depósitos auríferos secundários na calha atual do rio Peixoto de Azevedo, MT.

RESUMO

A exploração de ouro nas margens e na atual calha do rio Peixoto de Azevedo, no estado de Mato Grosso, ocorre de forma desordenada e aleatória, visto o acelerado processo erosivo nas margens do rio nestas regiões de dragagem. Este trabalho objetiva a verificação da eficiência dos métodos geofísicos de eletrorresistividade, polarização induzida (IP) e radar de penetração no solo (GPR) na prospecção de cascalhos auríferos em ambientes submersos ao longo do rio Peixoto de Azevedo. As campanhas geofísicas ocorreram em um trecho do rio com elevada concentração de garimpos em suas margens. Na aquisição de dados geofísicos foi realizado registros de sinais eletromagnéticos com antenas blindadas com frequências de 100 MHz e de 200 MHz; também coletaram-se dados de resistividade elétrica com os arranjos dipolo-dipolo, polo-dipolo, Wenner alfa e Wenner não convencional para analisar os melhores parâmetros e arranjos no ambiente. Os registros de cargabilidade ocorreram em conjunto com os de resistividade, usando-se um tempo de decaimento de 2 e 4 segundos. Os resultados confirmam a presença de sedimentos arenosos sobrepondo sedimentos argilosos, cascalhos e o embasamento rochoso. Os sedimentos arenosos são observados como refletores de alta impedância, alta resistividade elétrica e alta cargabilidade. Abaixo dos sedimentos arenosos todo o sinal eletromagnético é absorvido pela argila. Os sedimentos argilosos possuem baixa cargabilidade e baixa resistividade, já o embasamento rochoso possui alta resistividade e alta cargabilidade. As camadas de cascalho que são mapeáveis nos paleoterraços não são identificadas nos métodos geofísicos utilizados, entretanto, as mesmas já podem ter sido retiradas pelos processos de dragagem do rio. Deste modo, os métodos mostraram-se eficientes na detecção dos sedimentos e do embasamento rochoso, com exceção dos cascalhos auríferos. Os resultados de cargabilidade ficaram inconclusivos.

Palavras-chave: GPR, eletrorresistividade, polarização induzida, rio Peixoto de Azevedo

ABSTRACT

Gold mining on the river banks and on the current channel of Peixoto de Azevedo river in the state of Mato Grosso, Brazil, occurs in a disorderly and random manner, due to the accelerated erosive process on the river banks in these dredging regions. This work aims to verify the efficiency of the geophysical methods of electric resistivity, induced polarization (IP) and ground penetrating radar (GPR) in the prospection of auriferous gravel in submerged environments along the Peixoto de Azevedo river. The geophysical campaigns occurred in a stretch of the river with a high concentration of gold mining in its banks. In the geophysical acquisitions, electromagnetic signals were recorded with shielded antennas with frequencies of 100 MHz and 200 MHz; electrical resistivity data were also collected with the dipole-dipole, pole-dipole, Wenner alfa and unconventional Wenner to analyze the best parameters and arrangements in the environment. Chargeability records occurred in conjunction with resistivity records using a decay time of 2 and 4 seconds. The results confirm the presence of sandy sediments overlying clayey sediments, gravel and rocky basement. The sandy sediments appear as reflectors of high impedance, high electrical resistivity and high chargeability. Below the sandy sediments the entire electromagnetic signal is absorbed by the clay. The clayey sediments have low chargeability and low resistivity, since the rocky basement has high resistivity and high chargeability. The gravel layers that are mappable in the paleoterraces are not identified in the geophysical methods used, however, they may already have been removed by the river dredging processes. Thus, the methods proved to be efficient in the detection of sediments and rock bedding, with the exception of auriferous gravel. The chargeability results were inconclusive.

Key words: GPR, electric resistivity, induced polarization, Peixoto de Azevedo river

6.1 INTRODUÇÃO

O ouro é uma das principais commodities mundiais usadas como reserva bancária para garantir o equilíbrio nas transações comerciais internacionais. As demais aplicações econômicas desta *commodity* resumem-se a sua utilização como matéria-prima para as indústrias aeroespacial e de componentes eletrônicos, para a odontologia e para joalherias.

O Brasil tradicionalmente ocupa uma posição de destaque na produção de ouro. Durante o ciclo do ouro, entre 1700 e 1850, o Brasil foi o maior produtor mundial, e chegou a produzir 16 toneladas anuais provenientes principalmente de aluviões e outros depósitos superficiais explorados pelos Bandeirantes. Estima-se que a produção de ouro acumulado a partir de 1980, proveniente de garimpos e minas tenha atingido mais de 1.250t, o que representa mais da metade da produção histórica do país estimada em aproximadamente 2.000 t. Neste período, o Brasil experimentou a maior taxa de crescimento (12%) na produção de ouro no mundo (PORTO *et al.*, 2002). Este crescimento, no entanto, é atribuído quase que exclusivamente ao aumento da produção garimpeira, principalmente na região amazônica.

Os depósitos de ouro da Amazônia ocorrem geralmente associados a veios (depósitos primários) ou na forma de pepitas e pequenos fragmentos em depósitos sedimentares (depósitos secundários). Os depósitos primários ocorrem comumente em veios e zonas de cisalhamento presentes em rochas ígneas. A subsequente erosão destas rochas enriquecidas em ouro forma os depósitos secundários (**Figura 6.1**). Nesses depósitos o ouro tende a ocorrer junto às frações mais grossas dos sedimentos (cascalhos), por causa do seu elevado peso específico (19 g/cm^3). Os cascalhos auríferos da região amazônica concentram-se principalmente em depósitos aluvionares antigos e recentes. As maiores concentrações de cascalhos aluvionares ocorrem associados a estruturas de trapeamento. Essas armadilhas estruturais de ouro comumente representam zonas de cisalhamentos geológicos que provocam erosão diferenciada das rochas e conseqüentemente o surgimento de depressões no embasamento que favorecem o acúmulo do minério aurífero.

Na região de Peixoto de Azevedo, norte do estado de Mato Grosso, um grande contingente de garimpeiros migrou para a região a partir de 1978 em função da descoberta de ouro durante a construção da rodovia BR-163. Na oportunidade, a migração de garimpeiros para a região resultou na descoberta de inúmeros depósitos auríferos aluvionares ao longo do Rio Peixoto de Azevedo e de seus afluentes. Segundo PAES DE BARROS (1994) em 1983 houve a descoberta e o início da exploração de um depósito primário de ouro na região, o Garimpo de Serrinha. Desde então, outros depósitos primários foram descobertos e explorados. O declínio da atividade garimpeira na região teve início a partir de 1985, devido à decorrência de maior fiscalização por parte dos órgãos ambientais, à queda do valor do ouro no mercado internacional, além da exaustão da maior parte dos depósitos aluvionares rasos (SANTOS *et al.*, 2001; SOUZA *et al.*, 2005).

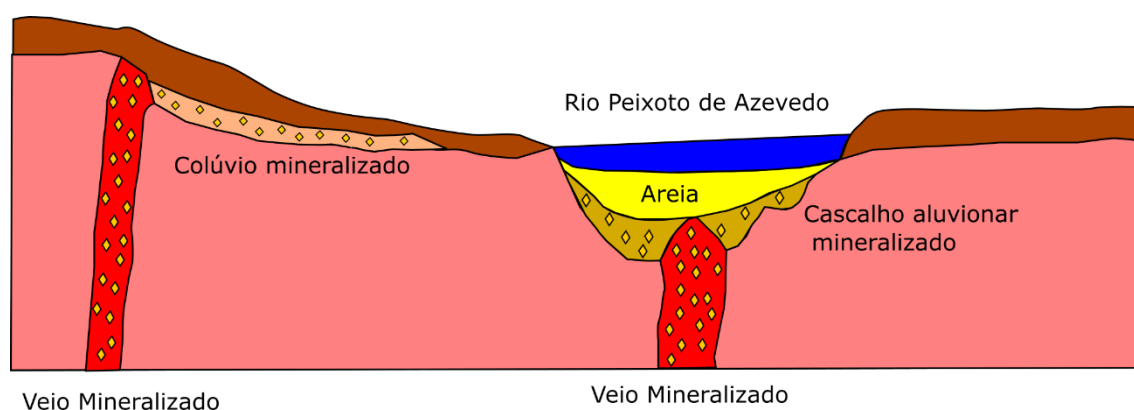


Figura 6.1 Modelo geológico idealizado para os depósitos auríferos primários e secundários identificados nas proximidades do rio Peixoto de Azevedo, estado de Mato Grosso.

O aumento do preço do ouro a partir de 2005, com o ápice em 2012 (1889 USD/oz) reativou os antigos garimpos na região de Peixoto de Azevedo, principalmente os desenvolvidos em depósitos aluvionares (paleoterraços) (**Figura 6.2**), uma vez que o processo de extração é mais barato do que nos depósitos filonianos. Para desenvolver a exploração do ouro na região, os pequenos mineradores (garimpeiros) organizaram-se em uma cooperativa (Cooperativa dos Garimpeiros do Vale do Rio Peixoto – COOGAVEPE), que possui uma equipe de técnicos que dão todo o suporte para os associados, desde a protocolização do Requerimento Mineral até a outorga da Concessão de Lavra.

A pesquisa mineral realizada ao longo do vale do rio Peixoto de Azevedo, pelos pequenos mineradores e apoiada pela equipe técnica da Coogavepe, ocorre com

retroescavadeiras, poços de amostragem, e furos de sondagem. As sondagens são desenvolvidas de maneira perpendicular na margem da calha do rio, com distância de aproximadamente 200 metros. Na identificação positiva de cascalhos, realizam-se testes de bateia, e com a identificação da presença de ouro iniciam-se os processos de escavação, de escarificação com pás carregadeiras e retroescavadeiras, e com jateamento de água para destorroamento e concentração em dragas (**Figura 6.3**).

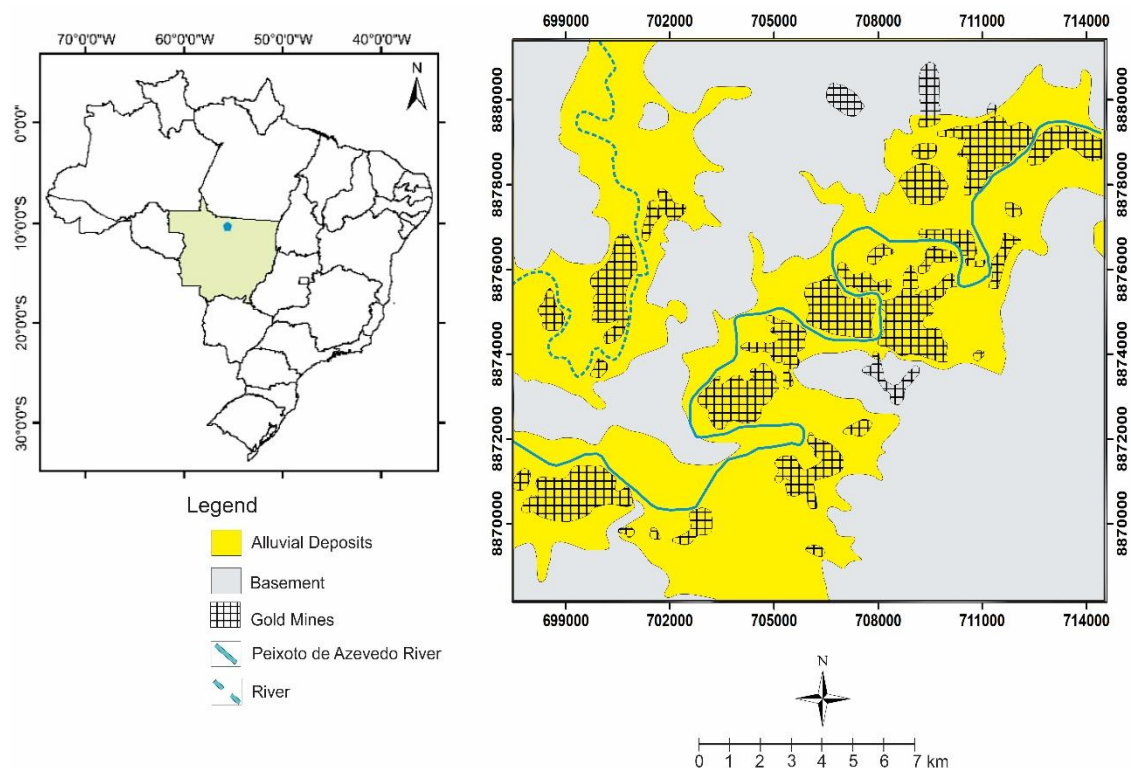


Figura 6.2 Mapa geológico com a localização de áreas de atividade de extração de ouro nos depósitos fluviais do rio Peixoto de Azevedo, estado de Mato Grosso.



Figura 6.3 Fotografias evidenciam as cavas realizadas nos paleoterraços do rio Peixoto de Azevedo para a exploração de ouro. Nas fotos notam-se uso de retroescavadeira e jatos de água para escavação, destorroamento e concentração do minério para sucção das dragas.

No canal atual do rio Peixoto, a prospecção mineral e a exploração de ouro são desenvolvidas com dragas flutuantes que usam mangotes conectados às bombas de sucção, para extrair os sedimentos do fundo do rio. A escolha do ponto de sucção ocorre de forma aleatória, com a condução do mangote por um mergulhador habilitado. A operação das dragas remobiliza os sedimentos do fundo do rio e cria grandes bancos de areia que são assimilados no rio durante as cheias na região (**Figura 6.4**). Assim o trabalho das dragas acelera o processo de assoreamento a jusante do rio, e conseqüentemente aumenta a erosão à montante.



Figura 6.4 – Fotografias registram a atividade de dragas no canal atual do rio Peixoto de Azevedo. A e B dragas em operação nas margens do rio. C e D sedimentos provenientes do processo de dragagem para exploração de ouro na região.

O aumento da procura por recursos minerais e a complexidade para descoberta de novos depósitos favorece a necessidade de técnicas prospectivas indiretas no sentido de colaborarem no sucesso da prospecção mineral e na redução dos custos na exploração. A geofísica possibilita o aperfeiçoamento na busca de novos depósitos com o uso de métodos de geofísica aérea, terrestre e aquática, os quais podem indicar zonas

mineralizadas a partir da detecção de minerais/minérios que possuam propriedades físicas distintas, ou até mesmo de ambientes geológicos favoráveis a mineração.

Com o objetivo de auxiliar na identificação de camadas de cascalhos auríferos e estruturas geológicas associadas (armadilhas estruturais), e assim minimizar os impactos ambientais causados pela remobilização dos sedimentos depositados no canal do rio Peixoto de Azevedo, este trabalho tem como proposta mostrar os resultados de aquisições de geofísica aquática realizadas com os métodos de radar de penetração no solo (GPR), eletrorresistividade e polarização induzida ao longo de um trecho do rio Peixoto.

6.2 CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL E LOCAL

Na região de Peixoto de Azevedo e Matupá ocorrem um conjunto de plútons graníticos, nomeados de Suíte Intrusiva Matupá (**Figura 6.5**). MORETON & MARTINS (2005) individualiza esta suíte em quatro litofácies, baseada em características petrográficas, petroquímicas, morfológicas e assinaturas aerogeofísicas: fácies 1) biotita granitos e biotita monzogranitos; fácies 2) hornblenda monzogranitos, biotita hornblenda monzonitos e hornblenda monzodioritos; fácies 3) clinopiroxênio-hornblenda monzogranitos, clinopiroxênio-hornblenda monzodioritos magnéticos; e fácies 4) biotita granitos, granitos emonzogranitos com microgranitos e granófiros subordinados.

Na área do trabalho, conforme confirmado em campo e descrito por MORETON & MARTINS (2005) ocorrem, abaixo dos sedimentos aluvionares do rio Peixoto, gabros, granodioritos, quartzo dioritos, monzogabros e monzodioritos da Suíte Intrusiva Flor da Serra. Nas margens e no interior do rio Peixoto notam-se inúmeras exposições de gabros desta unidade (**Figura 6.6A**). A maioria dos garimpos de produção de ouro secundário e primário na década de 80 e 90 desenvolveu-se sobre esta unidade geológica, o que ressalta sua importância para a gênese do ouro na região.

Os sedimentos aluvionares do rio Peixoto classificam-se como depósitos relacionados a paleocanais e depósitos aluvionares recentes. Nestes depósitos predominam as camadas de areias com estratificações do tipo plano-paralelas, cruzadas-tabulares e acanaladas (MORETON & MARTINS, 2005). Nas exposições de sedimentos observadas nas margens do rio Peixoto notam-se inúmeras camadas de argila cinza e amarelada interdigitando os pacotes arenosos. Os garimpos de ouro secundário extraem

o minério de cascalhos com matriz arenosa dos paleocanais (**Figura 6.6B**). Este cascalho comumente está trapeado por camadas de argilas amareladas, e é caracterizado pela presença predominante de fragmentos de quartzo e de rochas ígneas (**Figura 6.6C e 6.6D**). No rio as balsas utilizam bombas de sucção para sugar os sedimentos e extrair o ouro, o que provoca a criação de ilhas de sedimentos ao longo do rio (**Figura 6.6E**) e consequentemente a remobilização dos sedimentos.

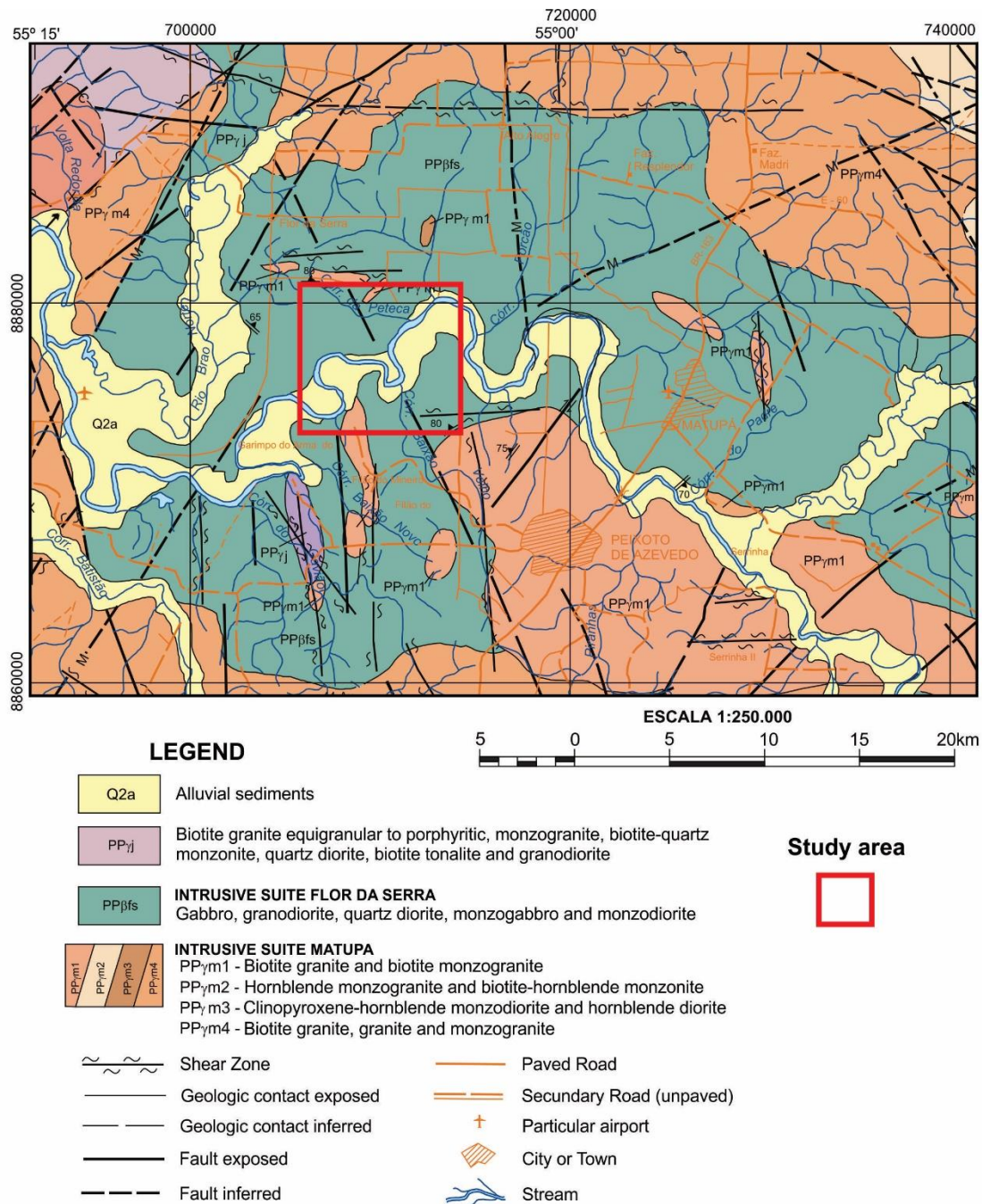


Figura 6.5 Mapa geológico da região de Peixoto de Azevedo com as principais unidades e estruturas geológicas e a localização da área do trabalho (MORETON & MARTINS, 2005).

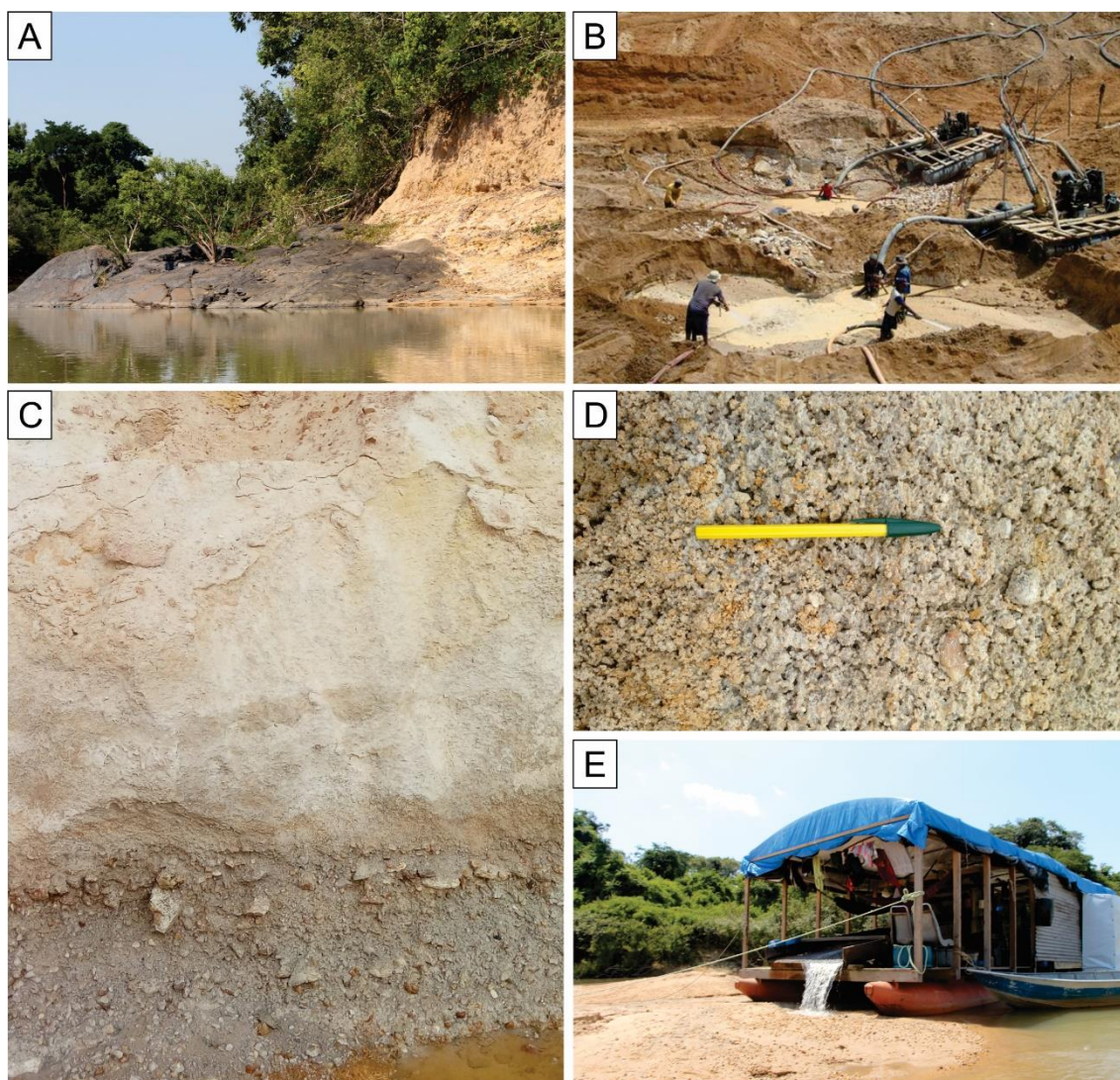


Figura 6.6 Fotografias evidenciam (A) Gabro da Suíte Intrusiva Flor da Serra sobreposta por sedimentos aluvionares do rio Peixoto. (B) Garimpo de ouro em paleoterraço do rio Peixoto. (C) Depósitos arenosos sobrepondo argilas e cascalhos auríferos de paleoterraço. (D) Detalhe de cascalhos com matriz arenosa e clastos angulosos de quartzo e de granitoides. (E) Dragas em operação no rio Peixoto com a formação de praias artificiais originadas pelo processo de sucção.

Os paleoterraços e a calha do rio Peixoto de Azevedo são facilmente identificados no mapa topográfico, visto que os sedimentos restringem-se à cota de 253 metros (**Figura 6.7A e 6.7B**). Em algumas cavas de exploração de minério identificou-se uma sequência de deposição dos sedimentos ao longo do paleocanal. Assim a sequência estratigráfica de topo para a base identificado no Garimpo do Gavião é: argila com raízes e gretas de contração, de coloração cinza escura a preta; areias finas a siltes com pequenas marcas de onda, de coloração esbranquiçada; siltes a argilas de coloração esbranquiçada a bege;

areias grossas a médias com estratificações cruzadas e alguns seixos de quartzo; e conglomerados a areias grossas com seixos de quartzos e granitos (**Figura 6.7C**).

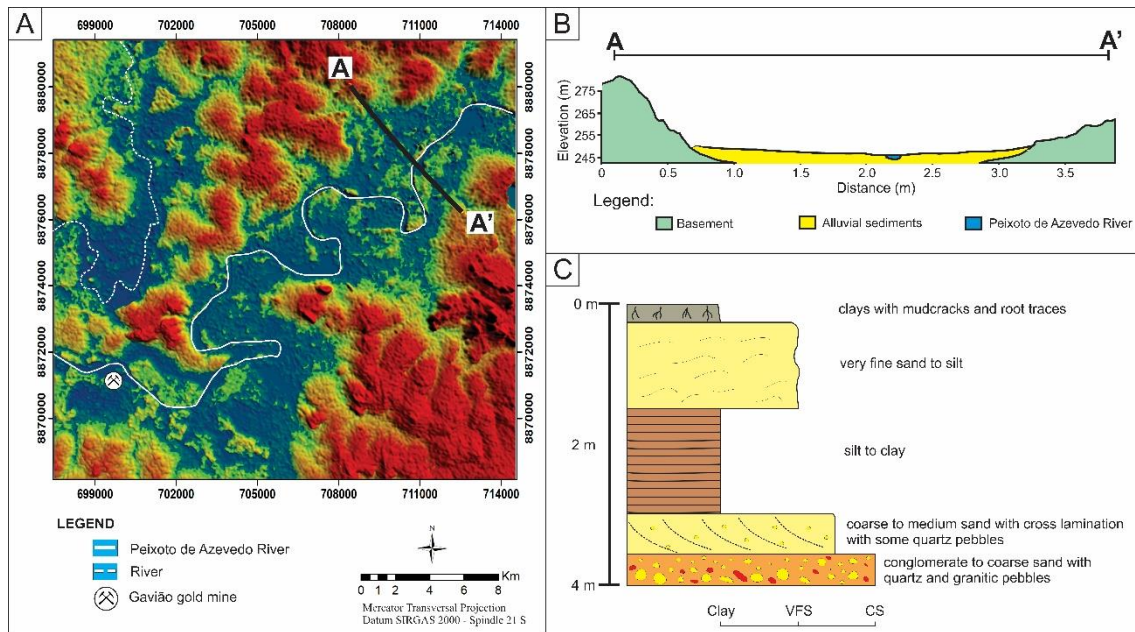


Figura 6.7 (A) Mapa topográfico da área do trabalho, com a localização do Garimpo do Gavião. (B) Seção topográfica com a indicação da planície de deposição do rio Peixoto de Azevedo. (C) Coluna estratigráfica dos depósitos aluvionares identificada na área do Garimpo do Gavião.

6.3 AQUISIÇÃO DOS DADOS

6.3.1 Aquisição de dados GPR

Para a aquisição de dados de GPR (Ground Penetrating Radar) empregou-se sistema SIR3000 (**Figura 6.8A**) acoplado às antenas blindadas de 100 MHz e de 200MHz. A escolha das frequências de 100 e 200MHz ocorreu com o objetivo de alcançar maior profundidade e obter boa resolução das aquisições ao longo de todo o trecho do rio Peixoto de Azevedo, e fundamentou-se nos trabalhos desenvolvidos por GALLI & SOUZA (1999), PIPAN *et al.* (2000), FUCHS *et al.* (2004), JOL & ALBRECHT (2004), MOUTINHO *et al.* (2005).

O posicionamento das antenas aconteceu fora do barco, dentro de caixas plásticas, para evitar que as mesmas fossem molhadas durante o deslocamento e não ocorresse reverberação do sinal eletromagnético no assoalho do barco de alumínio. As antenas blindadas de 100 MHz foram transportadas em 2 caixas plásticas (1 para a antena transmissora e outra para a antena receptora, **Figura 6.8B**) e a antena de 200 MHz foi

transportada em apenas uma caixa plástica (**Figura 6.8C**). As caixas foram fixadas na lateral do barco (200 MHz, **Figura 6.8C**) e na traseira do barco (100 MHz, **Figura 6.8D**).



Figura 6.8 Fotos evidenciam a aquisição de dados de GPR na área do rio Peixoto de Azevedo, MT. (A) Sistema SIR3000 conectado ao GPS dentro do barco. (B) Antenas de 100 MHz dentro das caixas plásticas de transporte. (C) Antena de 200 MHz dentro da caixa plástica conectada ao barco de alumínio. (D) Caixas plásticas com as antenas de 100 MHz conectadas ao barco de alumínio.

O registro do posicionamento dos perfis, para o georeferenciamento dos traços do GPR, ocorreu com um sistema de GPS com DATUM WGS84. Para o sincronismo do GPR com o GPS, conectou-se o GPS no GPR via porta RS232, ajustou-se a saída do GPS para exportar dados de posicionamento no formato NMEA (*National Marine Electronics Association*), usou-se uma taxa de registro/transferência de dados de 4800 bits por segundo, e sincronizou-se o mesmo horário para os dois sistemas. Os dados de GPS durante a aquisição de dados foram armazenados em um *data logger* (*DataBridge SDR2-CF, Serial Data Recorder*). Os registros de GPR foram armazenados em dados *.DZT, e nos arquivos *.TMF ficaram registrados os horários iniciais e finais de cada seção de GPR.

Durante a aquisição de dados de GPR o barco manteve uma velocidade de deslocamento abaixo de 1,5 km/hora. Os parâmetros de aquisição de dados de GPR foram 8 traços por segundo, 512 amostras por traço, janela temporal de 600 ns, intervalo de amostragem temporal de 1,172 ns, e frequência de amostragem de 420 MHz. Os mesmos parâmetros foram usados para as antenas de 100 MHz e de 200 MHz para verificação da similaridade entre os resultados.

As aquisições de dados com o GPR aconteceram ao longo de um trecho do rio Peixoto de Azevedo com alta concentração de garimpos em suas margens e com histórico de atividades de dragas ao longo do curso do rio (**Figura 6.9**).

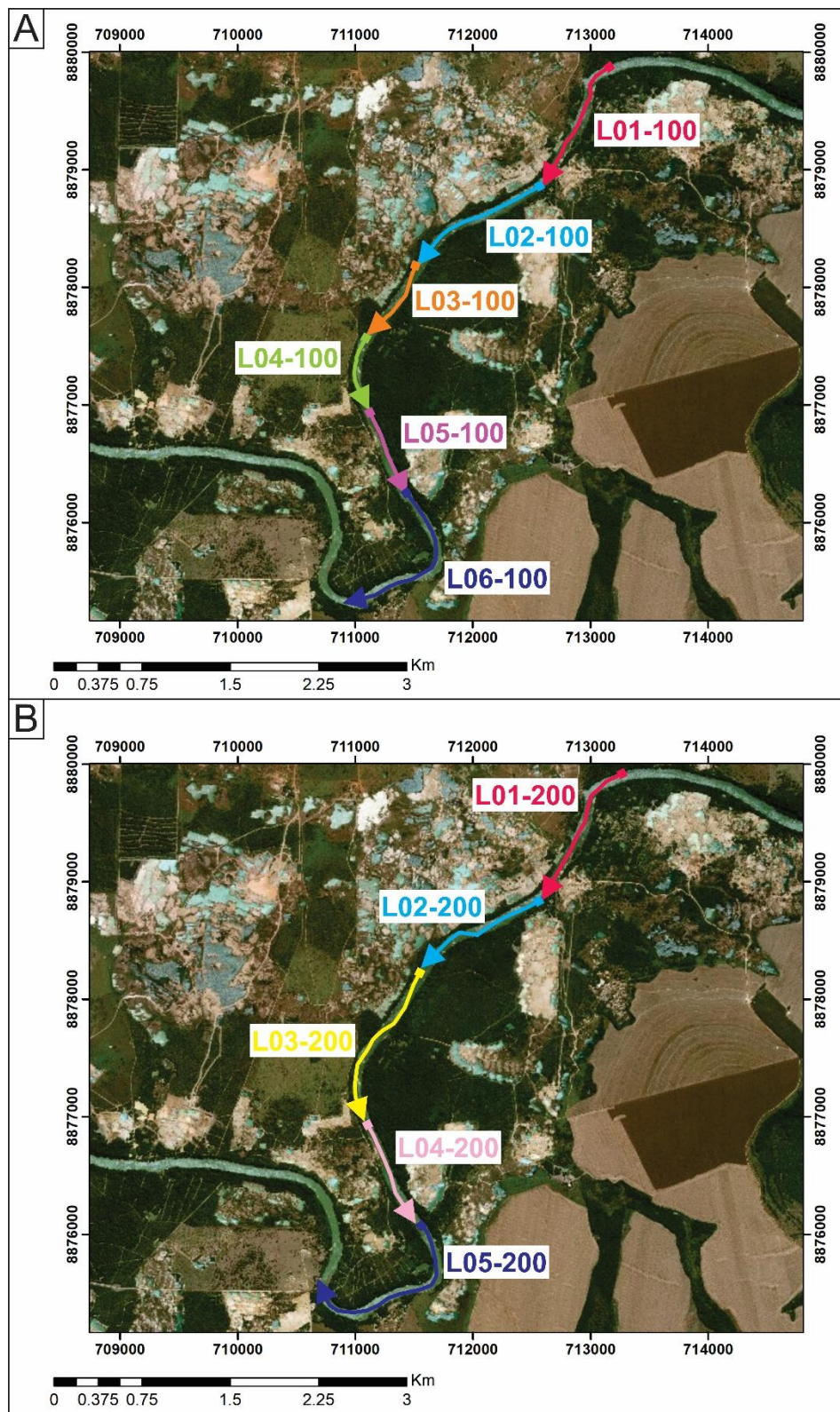


Figura 6.9 Imagens aéreas da área do rio Peixoto de Azevedo com a localização das seções de GPR realizadas nestes trabalhos. (A) Localização das seções de 100 MHz. (B) Localização das seções de 200 MHz. Service Layer Credits: Source: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN, and the GIS User Community.

6.3.2 Aquisição de dados de Eletroresistividade e Polarização Induzida

Nas aquisições dos dados de resistividade e de polarização induzida, realizadas ao longo do rio Peixoto de Azevedo, usou-se o aparelho de eletroresistividade fabricado pela *Iris Instruments*, composto pelo eletroresistivímetro *SYSCAL PRO*, o módulo aquático *SYSMAR*, um transdutor de 100 kHz (registro da batimetria), um GPS diferencial, um cabo aquático com 13 eletrodos de grafite (diâmetro de 2 polegadas), com espaçamento entre os eletrodos de 5 metros e boias de flutuação para o cabo (**Figura 6.10**). O sistema de registro de resistividade elétrica, com o software *Sysmar*, possibilita uma transferência contínua de dados para um computador portátil por um link serial ou USB, e uma exibição em tempo real da pseudo-seção de resistividade aparente e da tensão de cada canal. No registro dos dados de GPS usou-se uma unidade *Trimble®* diferencial de alta precisão (precisão de localização 25 cm). Um transdutor acústico (sonar/monofeixe) com frequência de 100kHz foi usado para registrar a topografia do leito do rio.

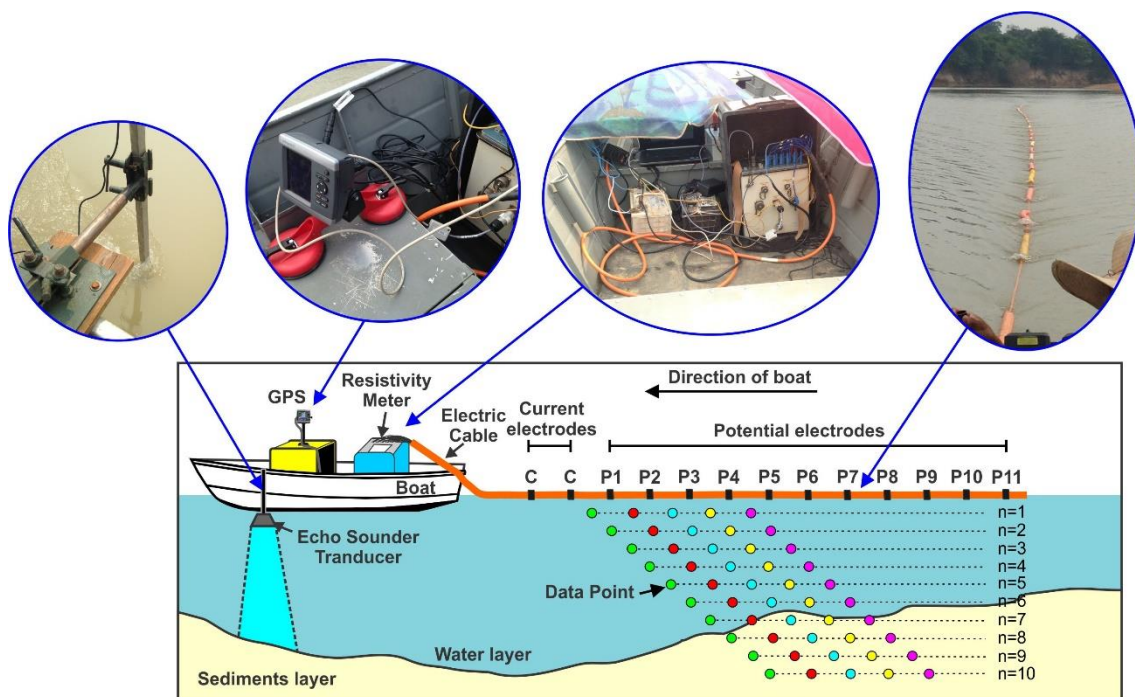


Figura 6.10 Representação esquemática e fotografias do sistema de aquisição de dados de resistividade elétrica e cargabilidade usado na área do rio Peixoto de Azevedo, MT.

Com o objetivo de obter a melhor resposta de resistividade elétrica ao longo da atual calha do rio Peixoto de Azevedo, realizaram-se seções geoeletricas 2D com os arranjos eletródicos dipolo-dipolo, polo-dipolo, Wenner alfa e Wenner modificado (**Figura 6.11**). O uso dos arranjos ocorreu em função da alta sensibilidade lateral dos

arranjos (dipolo-dipolo e Wenner modificado) e maiores razões sinal/ruído (Wenner alfa e polo-dipolo).

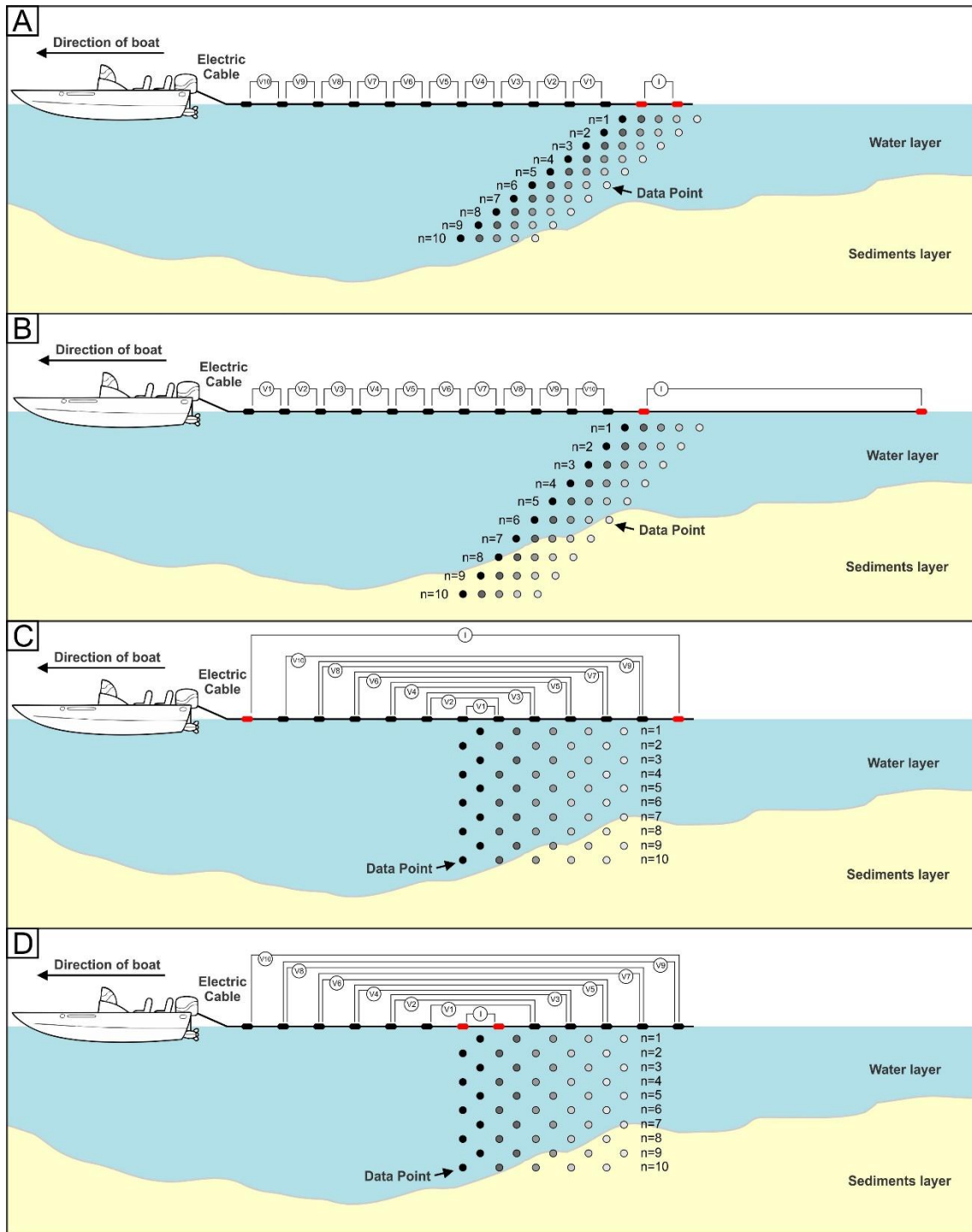


Figura 6.11 Ilustrações das configurações eletródicas usadas neste trabalho e representação espacial dos pontos de amostragem. (A) Arranjo dipolo-dipolo. (B) Arranjo polo-dipolo. (C) Arranjo Wenner alfa. (D) Arranjo Wenner modificado.

Nos testes de arranjos usaram-se as configurações com eletrodos flutuantes, o que é problemático quando o fluxo de corrente elétrica na camada de água é maior nos sedimentos emersos e rochas. Por outro lado, a configuração escolhida tem duas vantagens: 1) maior agilidade no registro de dados e 2) menor risco de prender o cabo em obstáculos no fundo do rio (troncos de árvores e fendas de rochas).

Na aquisição de dados geoeletricos optou-se pelo registro de dados a cada 2 segundos, o que possibilitou o registro da cargabilidade instantânea e a amostragem espacial a cada 1 metro de distância em função da velocidade de deslocamento do barco (Figura 6.12).

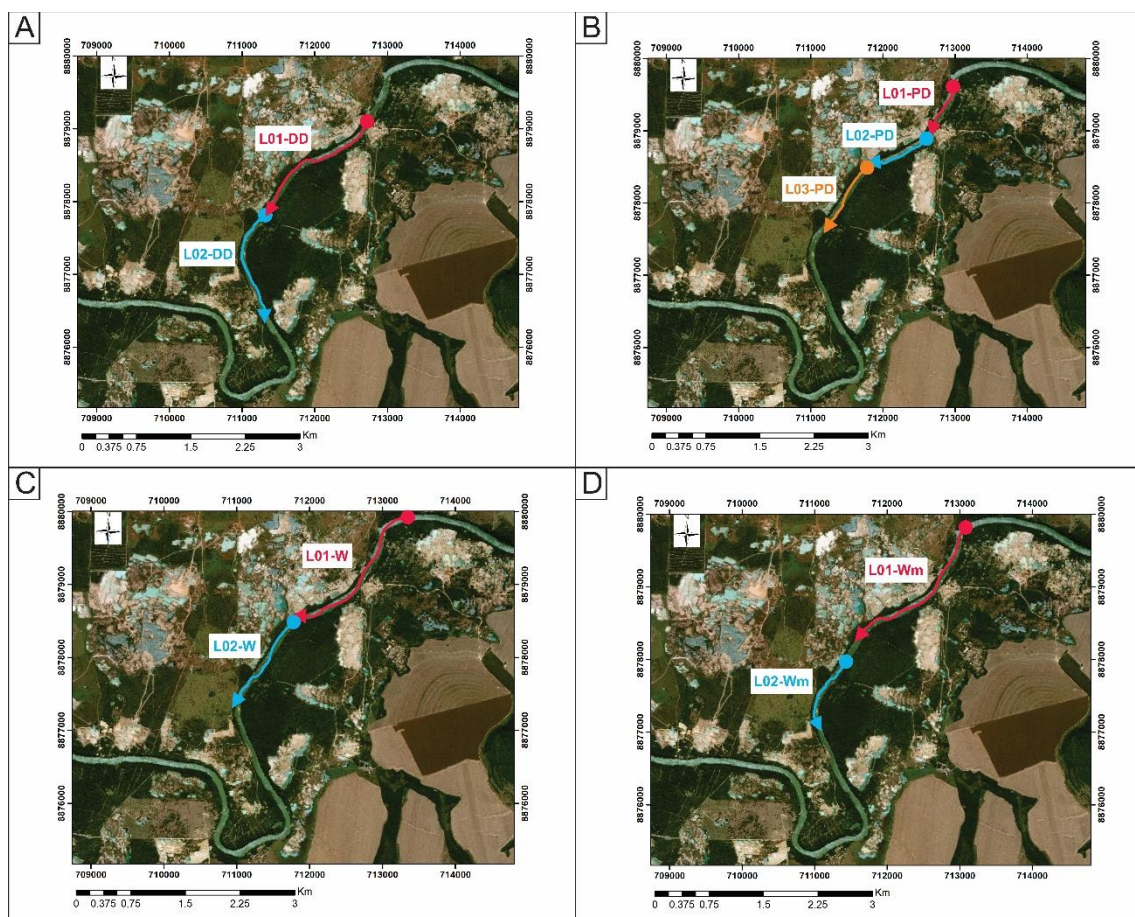


Figura 6.12 Imagens aéreas da área do rio Peixoto com a localização dos perfis de resistividade elétrica e cargabilidade realizadas nestes trabalhos. Localização dos perfis realizados com arranjos (A) dipolo dipolo. (B) polo dipolo. (C) Wenner. (D) Wenner não convencional. Service Layer Credits: Source: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN, and the GIS User Community.

6.4 PROCESSAMENTO E MODELAGEM DOS DADOS

6.4.1 Processamento dos dados de GPR

Nos dados de GPR, adquiridos ao longo da atual calha do rio Peixoto de Azevedo, desenvolveram-se 2 etapas distintas: a primeira consistiu no pré-processamento (conversão, inserção da geometria, georreferenciamento do dado e reamostragem espacial), e a segunda correspondeu ao processamento dos dados (ajuste do tempo zero, remoção e inserção de ganhos, remoção de ruídos coerentes, deconvolução, supressão de múltiplas e conversão tempo x profundidade). Em todas as etapas usou-se o software ReflexW, versão 7.5 (SANDMEIER, 2014).

As etapas de pré-processamento aplicada a todos os dados consistiram em:

Conversão do arquivo – esta etapa consiste em converter o dado de GPR no formato *.dzt para o formato *.dat. que é o formato padrão do software;

Georreferenciamento dos traços – nesta fase há atualização do posicionamento dos traços em função do horário. Na opção *file header* acessa-se o *show trace header* e atualiza-se a posição de cada traço selecionando-se um arquivo texto com as coordenadas planas de traços definidos (as coordenadas provêm do registro do GPS);

Conversão de número de traços para distância – esta etapa consiste em calcular-se os intervalos de distância entre traços a partir dos registros de GPS já inseridos nos dados. Como o barco não consegue manter a mesma velocidade ao longo de todo o percurso, os traços possuem distâncias distintas entre si; e,

Reamostragem espacial entre traços – procedimento realizado no *Trace interpolation/Resorting > make equidistante traces*. A amostragem inserida entre traços foi de 0,05 metro visto que o número de traços possibilitou uma amostragem espacial menor que isto em função da baixa velocidade de deslocamento do barco (menor que 1,5 km/h).

As etapas de processamento aplicada a todos os dados consistiram em:

Remoção do ganho de aquisição – nesta etapa remove-se os ganhos aplicados aos dados durante a aquisição em campo. Para melhor visualizar os traços em campo aplicam-se ganhos lineares em função de pontos ao longo do traço (mínimo 1 e máximo 5 pontos), assim há necessidade de remoção destes ganhos para normalizar a amplitude dos traços;

Ajuste do tempo zero – nos traços do GPR programa-se o início do registro do sinal antes das chegadas dos principais eventos (onda direta no ar, direta no solo e reflexões). Como as antenas são blindadas não há onda direta no ar, assim a primeira chegada é a onda direta na água. Deste modo realizou-se o ajuste do tempo zero na opção *static correction/muting > static correction*;

Aplicação de ganho – procedimento realizado para ressaltar as amplitudes dos traços em função do decaimento do sinal em função do afastamento da fonte e absorção da energia eletromagnética. Neste trabalho optou-se pela aplicação de um ganho de compensação da divergência esférica;

Remoção de ruído coerente – etapa essencial para a remoção de ruídos coerentes ao longo de todos os traços. Estes ruídos, em dados aquáticos, são causados pela reverberação do sinal eletromagnético no assoalho das caixas plásticas, botes de borracha ou de madeira. Neste trabalho utilizou-se um filtro 2D de remoção de ruídos coerentes ao longo de 500 traços (*2d filter > subtracting average*);

Deconvolução – em função da presença de reflexões múltiplas ocasionadas pela alta impedância elétrica entre a água e o fundo do rio, há necessidade de aplicar este filtro para diminuir o comprimento de onda do sinal eletromagnético e tornar a remoção das múltiplas mais eficientes. No trabalho usou-se a deconvolução preditiva (*deconvolution/shap. > predictive*) com autocorrelação em todo o dado, filtro com comprimento de 10ns para a antena de 100MHz, e de 5 ns para a antena de 200MHz.

Supressão de múltiplas – esta etapa é efetuada para remover as reflexões múltiplas comumente identificadas nas seções de GPR. Quanto mais rasa é a profundidade do fundo do rio, maior é o número de múltiplas, o que atrapalha a identificação de refletores geológicos. Na etapa é necessária a geometria do fundo do rio, que é

obtida realizando-se a seleção (*pick*) manual com a ferramenta *pick > contínuos pick*. Para uso do registro do fundo do rio é necessário salvar os *picks* com o mesmo nome do arquivo trabalhado (ex., para o arquivo FILE1.04T salve o arquivo FILE1.PCK);

Conversão tempo para profundidade – etapa essencial para converter os registros do GPR de tempo para a profundidade. Como os sedimentos inconsolidados saturados tem a velocidade muito próxima da água, mediram-se as profundidades de alguns pontos ao longo do rio Peixoto de Azevedo, e calculou-se a velocidade da onda eletromagnética na água. A velocidade obtida foi de $0,035 \pm 0,01$ m/ns. Esta velocidade foi usada em todas as seções de GPR, o que confirmou uma penetração do sinal do GPR até a profundidade máxima de 9,5 metros.

O mesmo fluxo de processamento (**Figura 6.13**) foi utilizado em todas as seções de GPR com o objetivo de normalizar os resultados.

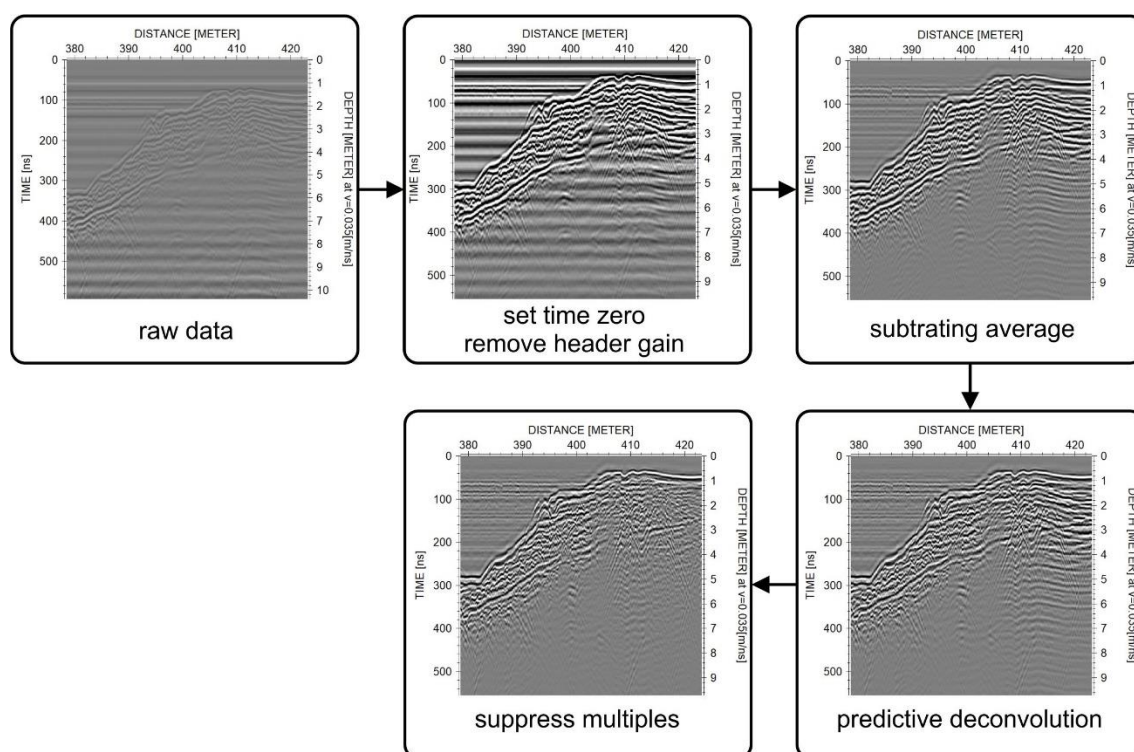


Figura 6.13 Fluxo de processamento de dados de GPR aplicado aos dados registrados com as antenas de 100MHz e 200MHz na atual calha do rio Peixoto de Azevedo, MT.

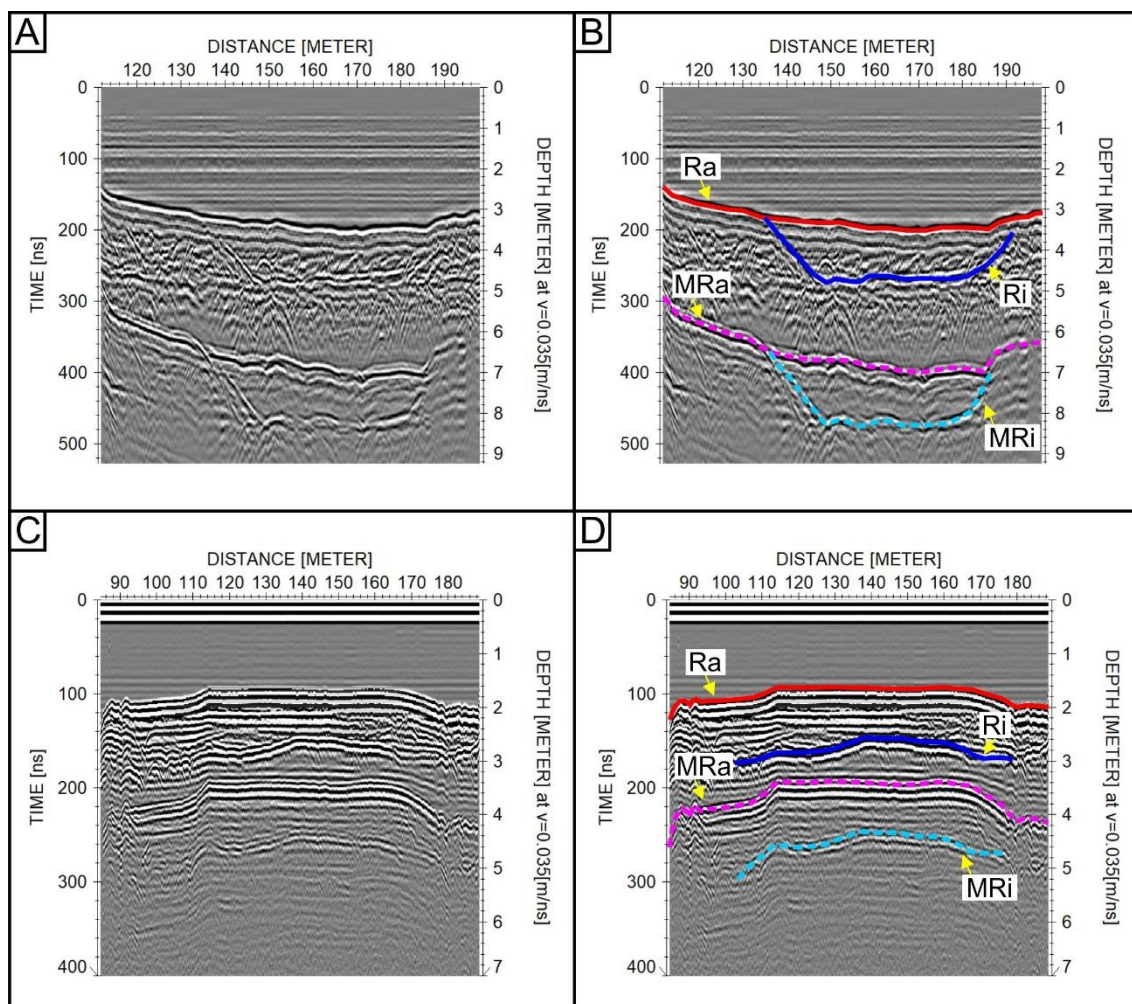
Os principais problemas em dados de GPR adquiridos em ambientes submersos é a elevada atenuação do sinal eletromagnético em função da condutividade elétrica da

água, e a presença de reflexões múltiplas causada pela elevada impedância elétrica entre a água e o assoalho dos rios e lagos de água doce.

A condutividade elétrica da água depende principalmente da salinidade e do conteúdo de colóides presentes. Em rios da Bacia Amazônica, como é o caso do rio Peixoto de Azevedo, a salinidade e o conteúdo de colóides é baixa, o que faz com que a água tenha baixa condutividade elétrica. Neste trabalho coletaram-se amostras de água e mediu-se a condutividade elétrica da água em laboratório, que evidenciaram valores de 2,96 mS/m (337 ohm.m), o que confirma que a condutividade da água não é uma barreira para os registros eletromagnéticos do GPR até a profundidade de 10 metros.

A baixa condutividade elétrica da água por sua vez, favorece a propagação do sinal, e conseqüentemente um maior número de múltiplas. Do mesmo modo, o número de múltiplas aumenta com a redução da profundidade da lâmina d'água. Em alguns trabalhos, em função do desconhecimento do fenômeno de reverberação da onda no assoalho sedimentar/rochoso, as múltiplas do assoalho do rio, bem como as múltiplas internas são interpretadas como interfaces geológicas.

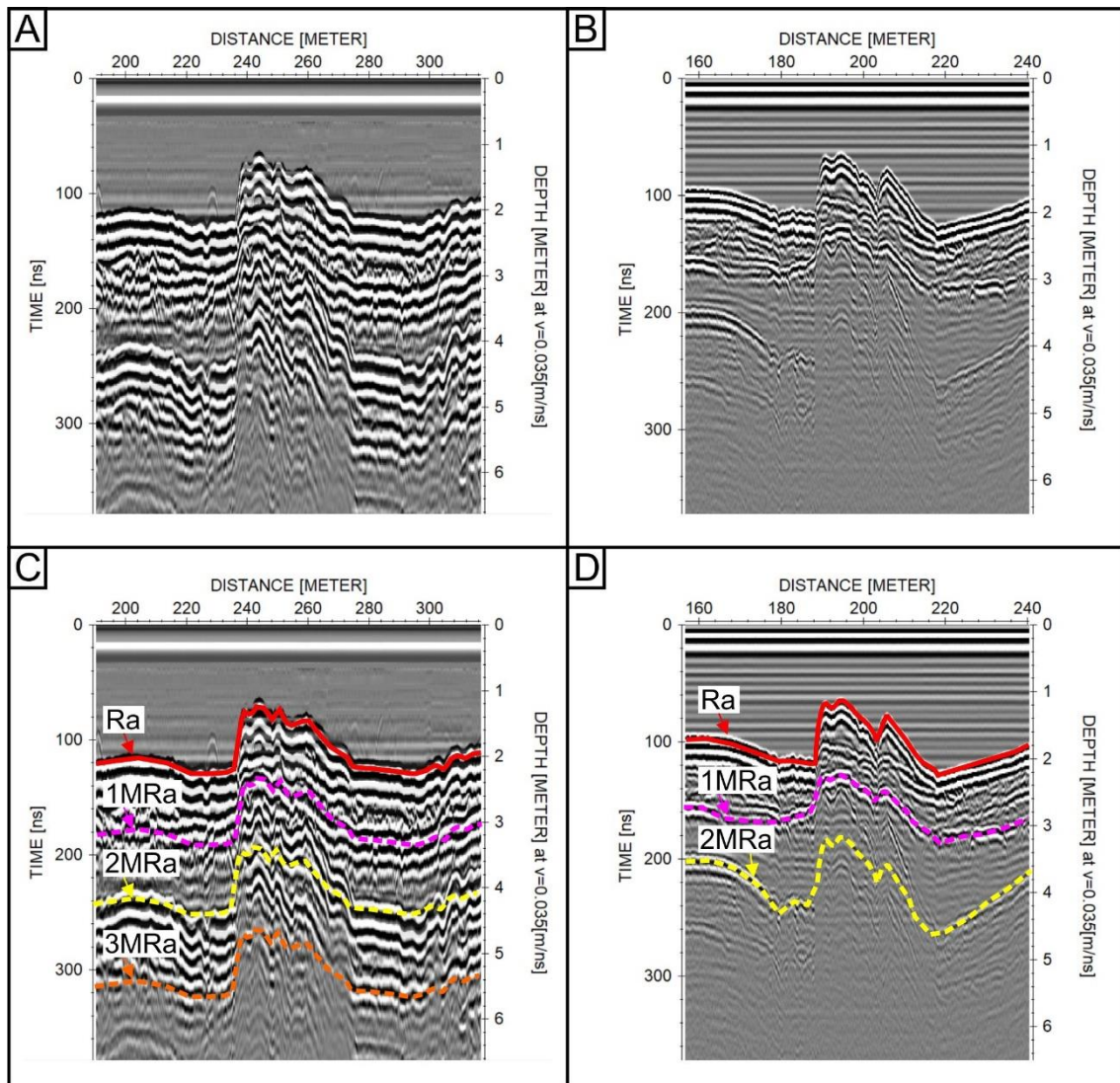
Neste trabalho registram-se a ocorrência de reflexões múltiplas provenientes do assoalho do rio e de reflexões múltiplas internas (**Figura 6.14**). As primeiras múltiplas são removidas com a deconvolução preditiva usando-se o *pick* da batimetria do assoalho, já as segundas múltiplas não foram removidas.



- Ra (Reflexão do assoalho do rio)
- Ri (Reflexão interna de interface geológica)
- - - MRa (1ª Múltipla da reflexão do assoalho do rio)
- - - MRi (1ª Múltipla da reflexão interna)

Figura 6.14 Partes de seções de GPR registradas com antenas blindadas de 100 MHz no trecho investigado do rio Peixoto de Azevedo. A e C seções sem a interpretação. B e D seções com a identificação do assoalho do rio (Ra), reflexão interna (Ri) e reflexões múltiplas provenientes do assoalho (MRa) e múltipla da reflexão interna (MRi).

Conforme esperado, quanto menor a frequência maior é a profundidade de investigação do GPR em função da menor atenuação do sinal eletromagnético no meio, assim o número de reflexões múltiplas nos dados de GPR obtidos com as antenas de 100 MHz é um pouco maior que nos dados coletados com as antenas de 200 MHz (**Figura 6.15**).



- Ra (Reflexão do assoalho do rio)
- - - 1MRa (1ª Múltipla da reflexão do assoalho do rio)
- - - 2MRa (2ª Múltipla da reflexão do assoalho do rio)
- - - 3MRa (3ª Múltipla da reflexão do assoalho do rio)

Figura 6.15 Partes de seções de GPR registradas com antenas blindadas de 100 MHz e de 200 MHz em um segmento do rio Peixoto de Azevedo. (A e B) Seções de GPR obtidas com as antenas de 100 MHz e de 200 MHz, respectivamente, sem a interpretação. (C e D) Seções de 100 MHz e de 200 MHz, respectivamente, com a identificação do refletor relacionado ao assoalho do rio (Ra), e dos refletores relacionados às reflexões múltiplas provenientes do assoalho (1MRa, 2MRa e 3MRa).

6.4.2 Modelagem dos dados de eletrorresistividade e polarização induzida

A boa qualidade dos dados possibilita a obtenção de um modelo geológico coerente. Segundo LOKE, 2004 os erros envolvidos nas medidas de resistividade elétrica e de cargabilidade normalmente são enquadrados em duas categorias genéricas: ruídos sistemáticos e ruídos aleatórios.

Os ruídos sistemáticos são normalmente ocasionados por erros durante o levantamento, de forma que a leitura não representar uma medida verdadeira de resistividade/cargabilidade. Os ruídos sistemáticos relacionam-se a rupturas nos cabos, problemas na conexão dos eletrodos, eletrodos com mal contato elétrico, valores altos de resistividades de contato, entre outros. Esses ruídos são facilmente detectados em um conjunto de dados, uma vez que normalmente estão presentes em uma pequena parcela das leituras com clara distinção dos demais valores onde são representados por picos ou valores de resistividade aparente iguais a zero.

Os ruídos aleatórios são causados por efeitos alheios ao levantamento, como correntes telúricas, e que afetam todo o conjunto de leituras medindo valores maiores ou menores do que estariam livres dos efeitos.

No software Prosys II realizaram-se algumas filtragens e a organização dos dados, conforme descrito nos procedimentos a seguir:

Conversão dos dados em Valor Absoluto – essa etapa consiste em transformar os valores negativos de resistividade elétrica para valores positivos (*Absolute Rho Value*). Na aquisição de dados, o equipamento realiza reversões da corrente elétrica para evitar o registro de valores espúrios de potencial elétrico provenientes de correntes elétricas aleatórias, assim registra valores positivos e negativos de potencial elétrico, o que gera conseqüentemente o cálculo de resistividades negativas. Como não existem resistividades negativas, basta calcular o módulo da resistividade (valor absoluto);

Remoção de valores espúrios – procedimento realizado para remover valores muito diferentes da distribuição estatística dos dados, comumente causados pela falta de corrente elétrica no sistema (eletrodo mal conectado com o sistema);

Remoção de valores negativos de cargabilidade – a ocorrência de cargabilidades negativas em dados aquáticos relaciona-se à falta de corrente elétrica para causar o fenômeno de polarização induzida no meio. Como os valores registrados referem-se aos valores instantâneos, não há registros da curva de decaimento do potencial em função do tempo;

Posicionamento dos eletrodos em referência ao GPS – neste procedimento, ajusta-se a posição dos eletrodos com relação ao GPS de navegação do barco, ou seja, é um processo de georreferenciamento dos dados;

Conversão dos dados para software de inversão – nesta etapa os dados são convertidos para o formato de entrada de um software de inversão.

Neste trabalho optou-se pela realização das rotinas de inversão no software Res2dinv (Geotomosoft) em função da disponibilidade da licença acadêmica no IG/UnB. O programa discretiza o modelo em células, cada qual com um valor de resistividade calculada a partir dos valores de resistividade e cargabilidade aparentes. Os parâmetros do modelo são os valores de resistividade das células. O elo matemático entre o modelo calculado e o inicial para dados de resistividade e cargabilidade são dados pelo método da diferença-finitas (DEY & MORRISON, 1979) ou dos elementos-finitos (LOKE, 2004).

No Res2Dinv, ao selecionar o dado é recomendado fazer a correção das posições dos eletrodos (*Round up positions of electrodes*). Depois selecionar o uso do cálculo rápido da matriz jacobiana para conjuntos de dados densos (*Use fast Jacobian calculation for dense data sets*) fazendo com que o tempo de inversão diminua. Em seguida é recomendado ajustar o espaço dos blocos dos eletrodos no alterar a largura dos blocos do modelo (*change width of model blocks*). Por último: alterar a espessura das camadas (*change thickness of layers*). Este último aproxima o número de níveis do modelo matemático similar ao número de níveis realmente adquiridos. Posteriormente gera-se o modelo a partir da rotina de inversão.

6.5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Após o processamento dos dados de GPR e aplicação da rotina de inversão nos dados de resistividade elétrica e de cargabilidade optou-se pela apresentação de respostas características de cada método para posterior integração dos mesmos e facilitar o entendimento das respostas geofísicas obtidas na área pesquisada.

6.5.1 Resultados de GPR

Neste item destacam-se os principais resultados de GPR obtidos após as etapas de processamento descritas anteriormente, bem como o que interpretaram-se dos resultados obtidos das seções em função das características de cada radarfície.

Neste trabalho, optou-se pelo uso de padrões de reflexão para a diferenciação de radarfácies. Inúmeros autores usam o termo “radarfácies” para individualizar refletores relacionados a sedimentos, rochas sedimentares e estruturas associadas (VAN HETEREN *et al*, 1998). Como as fácies em sísmica, a maioria dos padrões de reflexão em GPR não se associam unicamente a uma litofácie em particular, criando-se a necessidade de se interpretar o conjunto de radarfácies do perfil observando-se o ambiente deposicional associado (VAN HETEREN *et al*, 1998).

A análise de um dado de GPR deve se basear em uma abordagem similar a estratigrafia sísmica, na qual, além de um bom conhecimento do comportamento das ondas acústicas na crosta terrestre se faz necessário, como também um conjunto de padrões de reflexão bem definidos e suas respectivas interpretações (MITCHUM *et al.*, 1977).

O objetivo da interpretação dos dados foi, a partir da análise dos diferentes padrões de radarfácies encontrados nas seções, identificar as principais estruturas relacionadas aos sedimentos depositados ao longo do trecho investigado do rio Peixoto de Azevedo, bem como delinear o topo do embasamento rochoso e localizar estruturas antrópicas desenvolvidas pelo processo de dragagem dos sedimentos (cavas emersas e pilhas de rejeitos).

A interpretação consistiu na identificação dos principais refletores que se apresentaram em todas as linhas do levantamento, e a segunda em distinguir as diferentes camadas e/ou estruturas a partir das diferenças entre o comportamento da onda eletromagnética.

Nas seções de GPR identificaram-se padrões de reflexão característicos de blocos de rochas (**Figura 6.16A**), estruturas sedimentares fluviais, tais como dunas métricas (**Figura 6.16B**) a decamétricas (**Figura 6.16C**). Nos registros de GPR verificaram-se também estruturas primárias de sedimentação, como estratificações cruzadas tabulares, canais, e estratificações plano-paralelas (**Figura 6.17**). Em alguns pontos de investigação com o GPR registraram-se padrões de reflexão relacionados à áreas de escavação (dragagem) e de deposição do material da atividade de mineração (rejeitos; **Figura 6.18**).

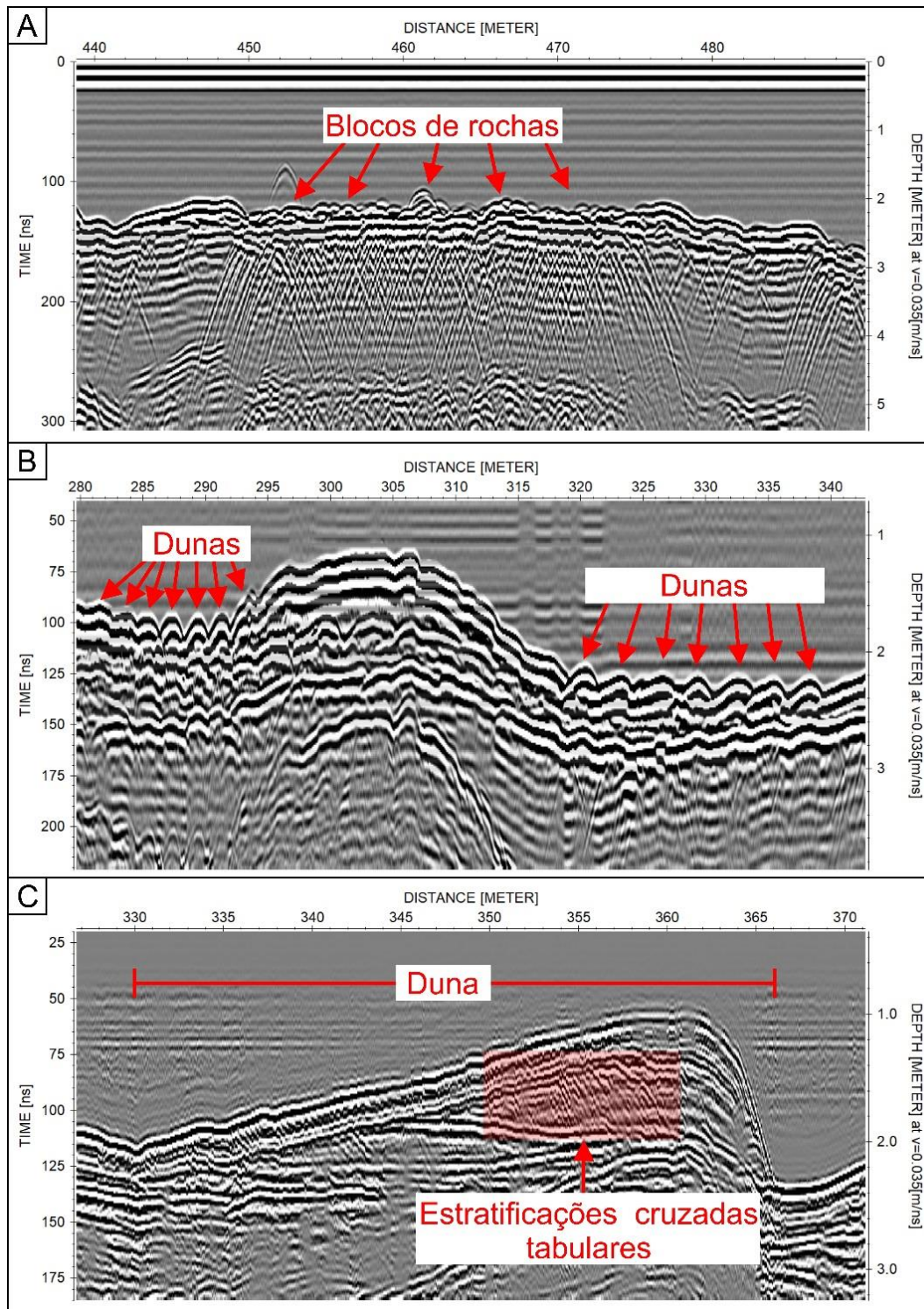


Figura 6.16 Parte de seções de GPR realizadas em um trecho do rio Peixoto de Azevedo com alguns padrões de reflexão característicos de blocos de rochas (A), dunas métricas (B) e dunas decamétricas com estratificações cruzadas tabulares (C).

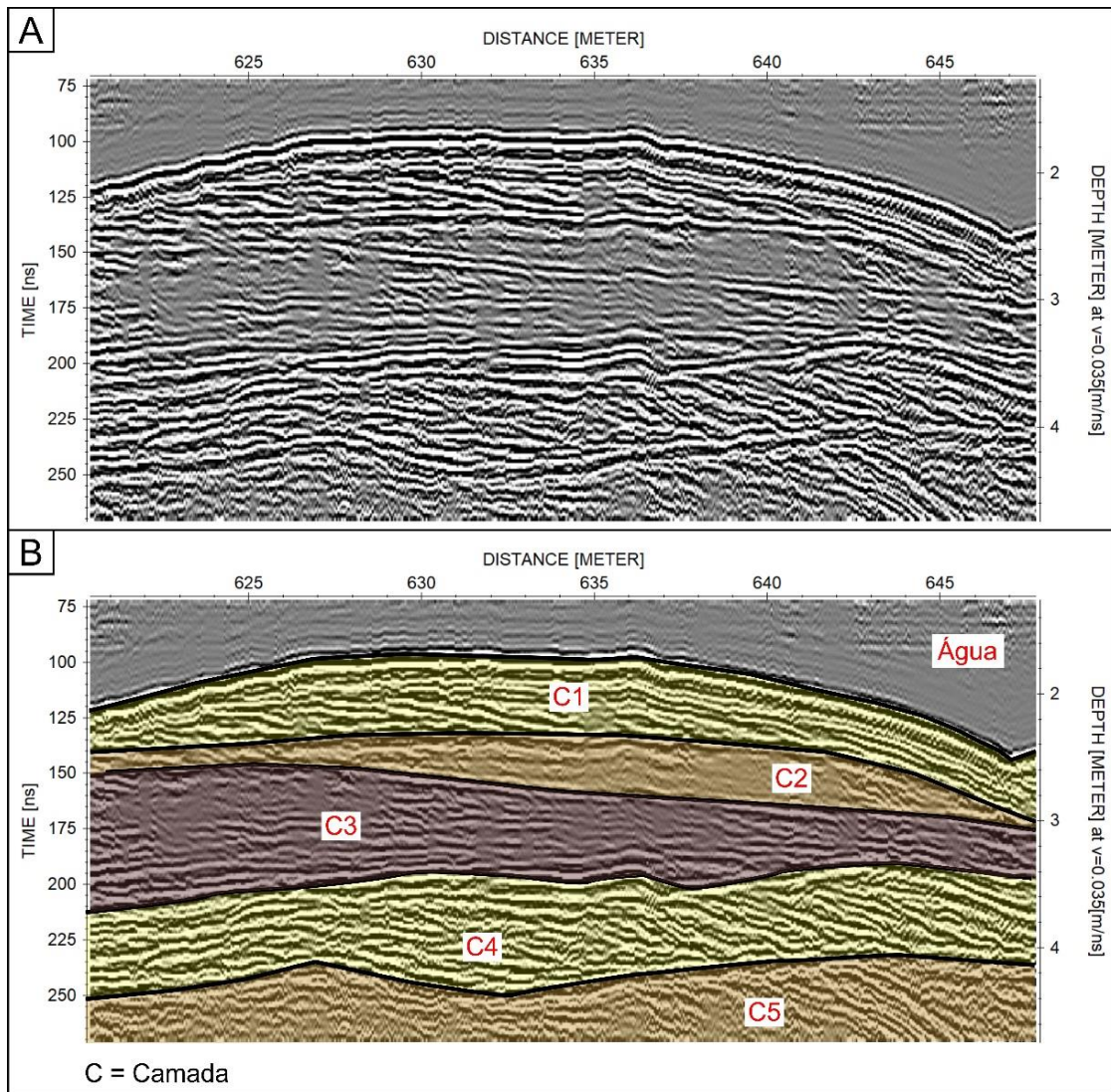


Figura 6.17 Parte de uma seção de GPR realizada em um trecho do rio Peixoto de Azevedo com alguns padrões de reflexão característicos de camadas sedimentares. Além do forte refletor que marca o limite entre os padrões de reflexão, os mesmos possuem refletores característicos de estruturas sedimentares (estratificações cruzadas tabulares).

O principal objetivo do GPR é verificar a eficiência da localização das camadas de cascalho aurífero que depositam-se nas depressões do embasamento. Assim, o mapeamento de armadilhas estruturais com o GPR é uma forma indireta de localizar os eventuais depósitos de cascalho. Nas seções de GPR o embasamento rochoso é evidente em função da sua geometria característica (morfologia irregular; **Figura 6.19**) com quebras causadas pela presença de fraturas ou discontinuidades causadas por foliações metamórficas (**Figura 6.19C e D**). Dentro da rocha não existem refletores relacionados à interfaces ou estruturas geológicas associadas, somente refletores provenientes de reflexões múltiplas ou de difrações no topo da rocha (quinas).

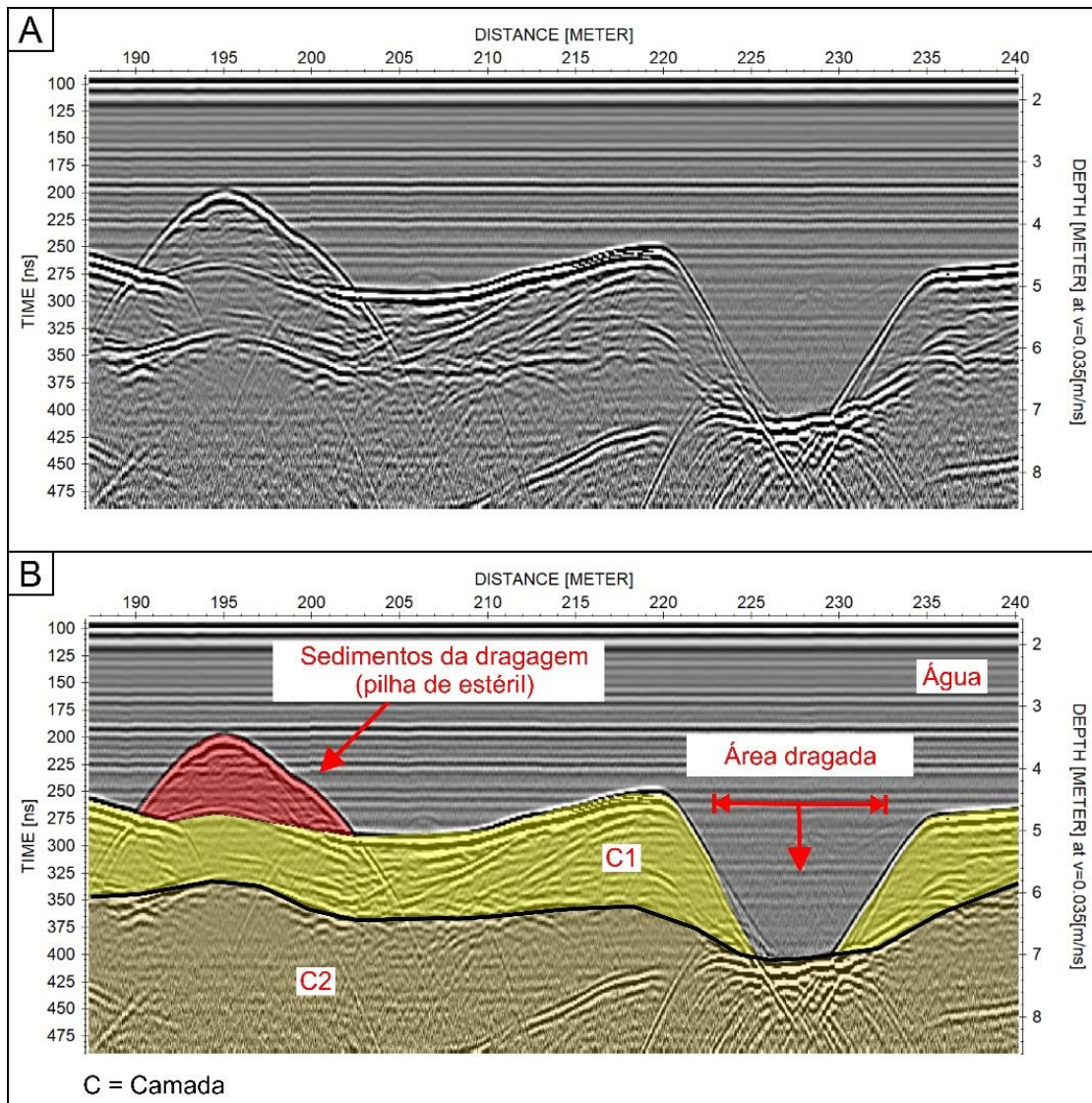


Figura 6.18 Parte de uma seção de GPR que evidencia os padrões de reflexão relacionados a uma área escavada e a uma pilha de sedimentos relacionada ao acúmulo do material causados pelo processo de extração mineral de dragas. Além dos padrões de reflexão relacionados a estruturas antrópicas, registram-se refletores relacionados a padrões sedimentares (C1) e possivelmente ao topo rochoso (C2).

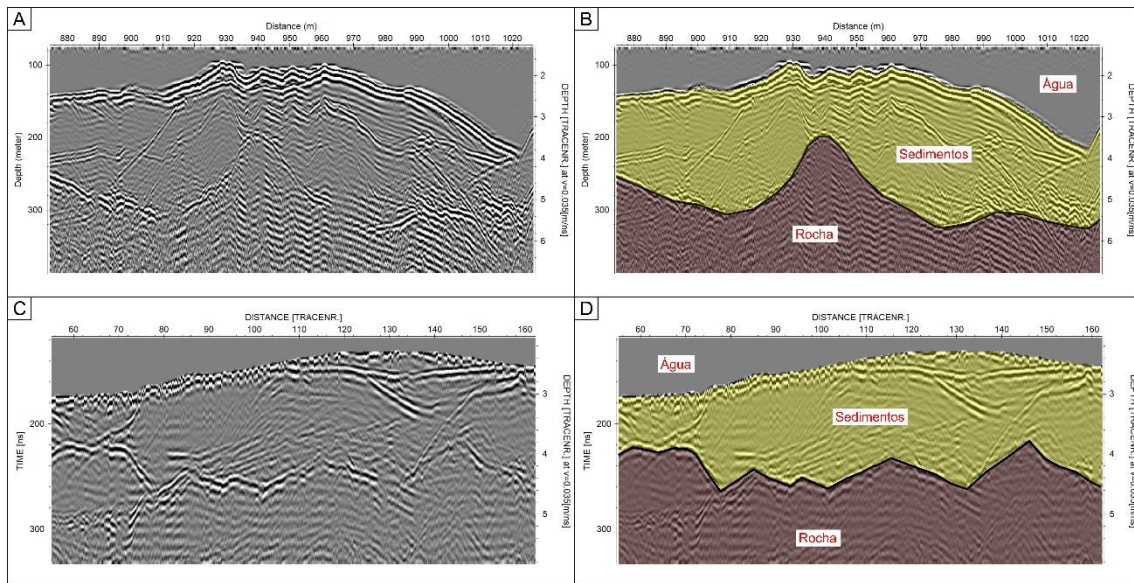


Figura 6.19 Segmentos de seções de GPR com os padrões de reflexão relacionados aos depósitos sedimentares e ao embasamento rochoso. No topo da rocha ocorre um refletor contínuo, irregular, de alta amplitude. Abaixo do topo da rocha ocorrem apenas reflexões relacionadas a interferências.

Os padrões de reflexão identificados nas seções de GPR possibilitaram definir a interface entre os depósitos sedimentares e o embasamento rochoso (**Figura 6.20**).

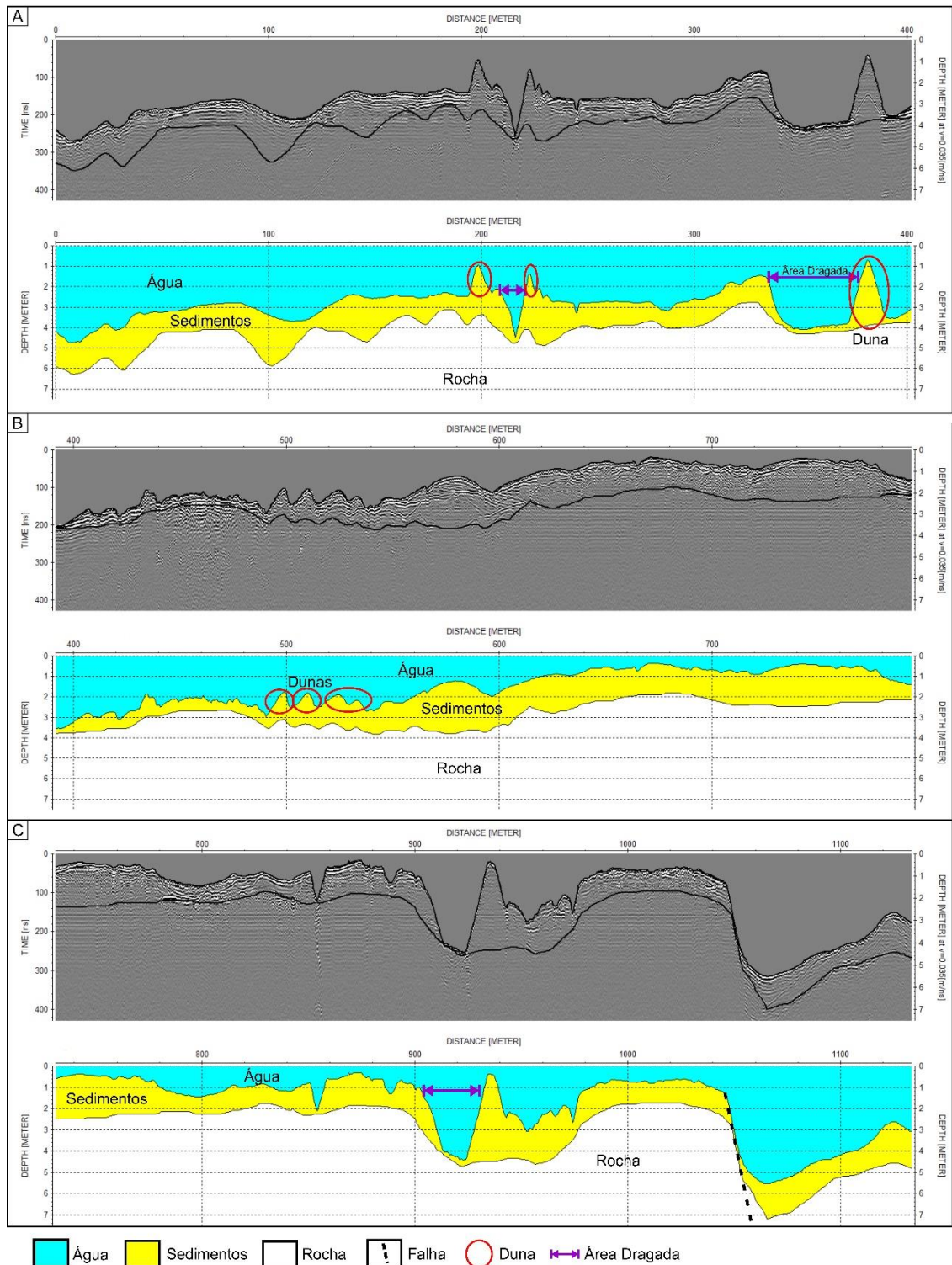


Figura 6.20 – Seção de GPR L01-200 segmentada em 3 trechos para melhor visualização dos resultados. Trechos com as respectivas interpretações das espessuras dos sedimentos e morfologia do topo rochoso: (A) Segmento entre 0 e 400 metros. (B) Segmento entre 400 e 750 metros. (C) Segmento entre 750 e 1150 metros.

6.5.2 Resultados de Eletrorresistividade e Polarização Induzida

Os resultados obtidos com os diferentes arranjos eletródicos mostram valores distintos em função da sua geometria e do fluxo de corrente elétrica.

6.5.2.1 Arranjo Dipolo-Dipolo

Como o arranjo Dipolo-Dipolo (DD) é muito sensível a mudanças horizontais, mas relativamente insensível a mudanças verticais, significa que é bom no mapeamento de estruturas verticais. Porém relativamente ruim para mapeamento de estruturas horizontais, como soleiras ou camadas sedimentares (LOKE, 2004).

A seção de resistividade com arranjo dipolo-dipolo permitiu identificar padrões de resistividade com característica de sedimento, rocha intemperizada, rocha e falhas geológicas (Figura 6.21 a 6.23). O arranjo DD mostra nas seções (Figuras 6.21A e C, 6.22A e C, 6.23A e C) a suavidade das camadas horizontais e algumas estruturas verticais. Na seção de IP não foi possível identificar as camadas e indicar locais como possível zona de mineralização (Figuras 6.21B, 6.22B e 6.23B).

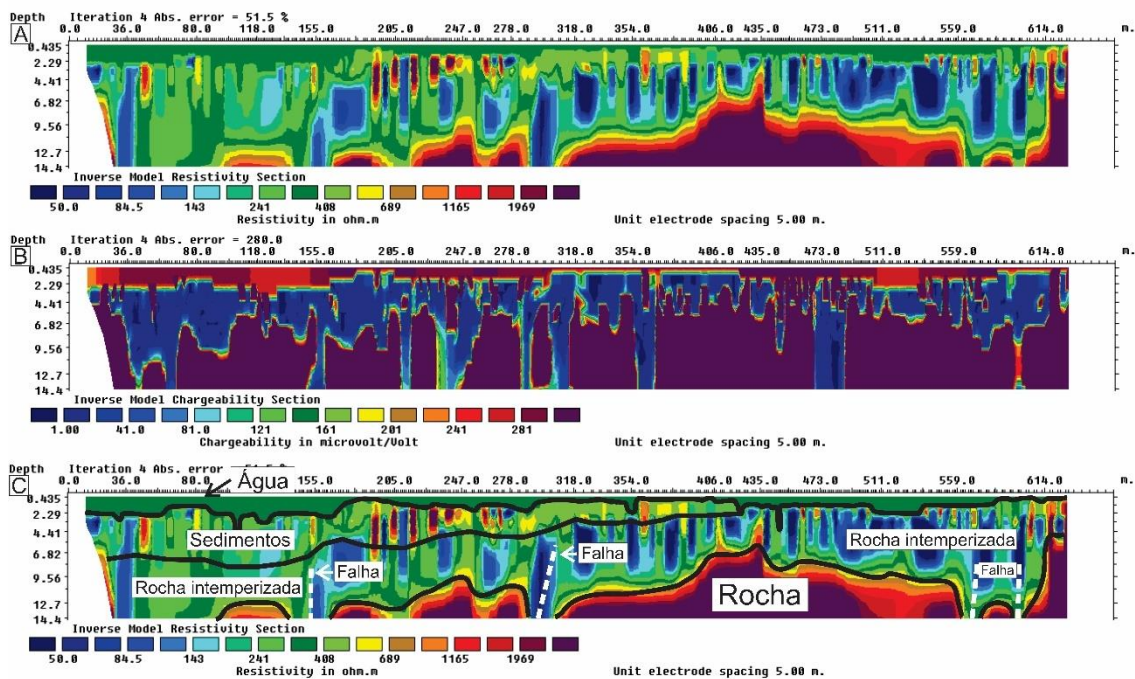


Figura 6.21 Seção de resistividade e IP linha L01-DD posição 0 a 614 m. (A) mostra a seção de resistividade. (B) mostra a seção de IP. (C) Seção interpretada: camada de sedimento, rocha intemperizada e quatro valões associados a zona de falhamentos.

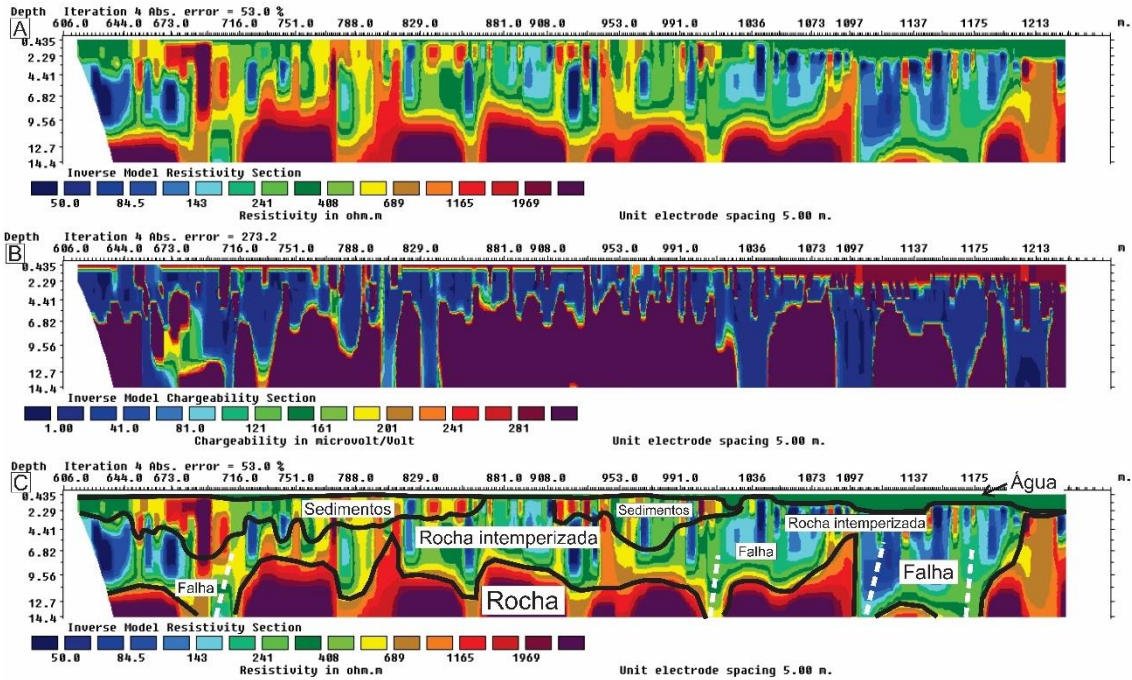


Figura 6.22 Seção de resistividade e IP linha L01-DD posição 606 a 1213 m. (A) mostra a seção de resistividade. (B) mostra a seção de IP. (C) Seção interpretada: camada de sedimento, rocha intemperizada e quatro valões associados a zona de falhamentos.

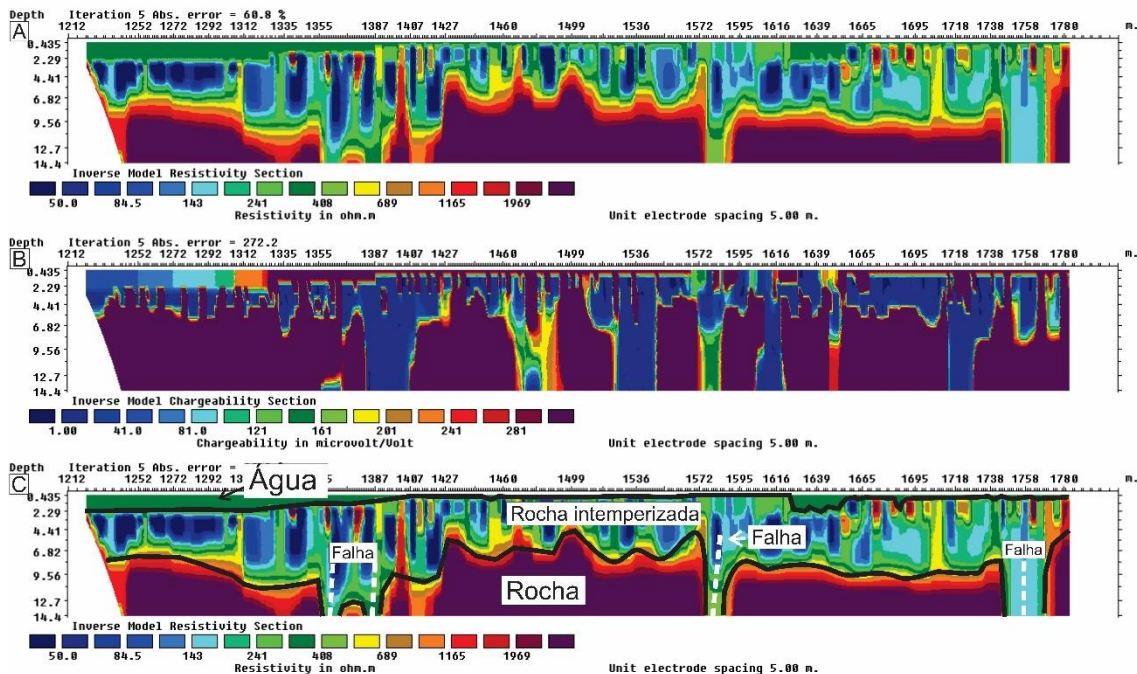


Figura 6.23 Seção de resistividade e IP linha L01-DD posição 1212 a 1780 m. (A) mostra a seção de resistividade. (B) mostra a seção de IP. (C) Seção interpretada: camada de sedimento, rocha intemperizada e quatro valões associados a zona de falhamentos.

6.5.2.2 Polo-Dipolo

O arranjo Polo-Dipolo (PD) tem uma cobertura horizontal relativamente boa, mas a intensidade do sinal é significativamente maior em comparação com o arranjo dipolo-dipolo e não é tão sensível ao ruído telúrico como o arranjo pólo-pólo (LOKE, 2004).

A seção de resistividade com arranjo polo-dipolo permitiu identificar padrões de resistividade caracterizando sedimento, rocha intemperizada, rocha, falhas geológicas, áreas dragadas e a presença de uma pequena bacia preenchida com sedimentos (canoão) (Figura 6.25). O arranjo PD mostra nas seções (Figuras 6.24A e C, 6.25A e C) a variação das suavidades das camadas horizontais. Na seção de IP não foi possível identificar as camadas e indicar locais como possível zona de mineralização (Figuras 6.24B e 6.25B).

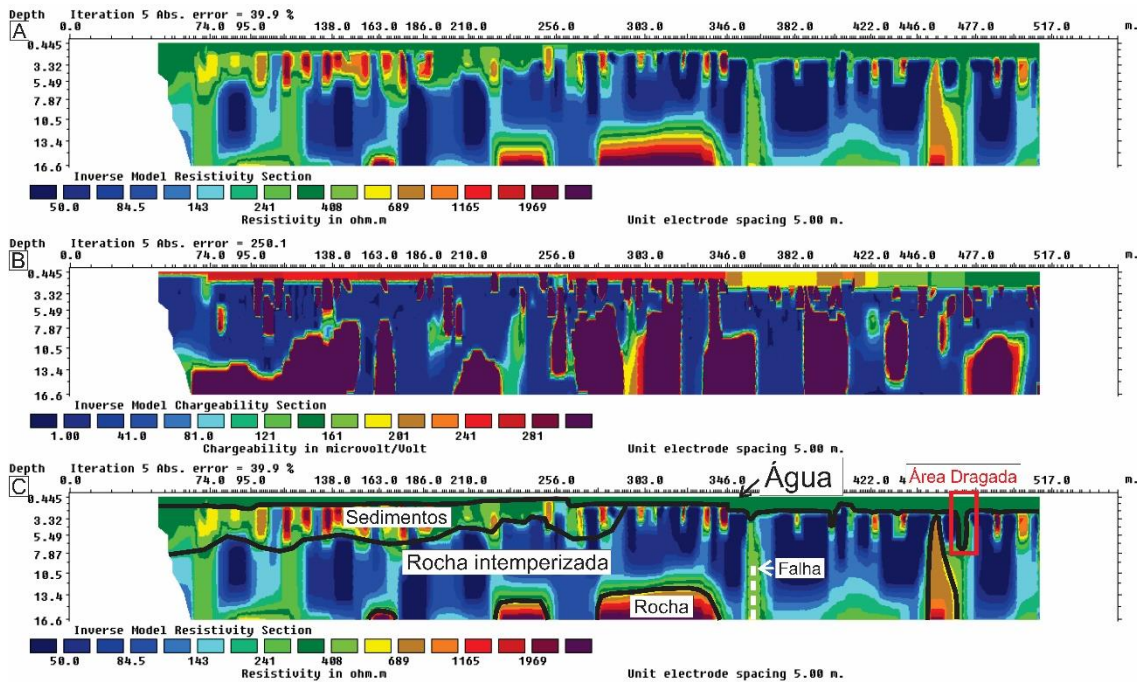


Figura 6.24 Seção de resistividade e IP linha L02-PD posição 0 a 517m. (A) mostra a seção de resistividade. (B) mostra a seção de IP. (C) Seção interpretada: camada de sedimento, rocha intemperizada, um vão associado a zona de falhamento, uma área dragada.

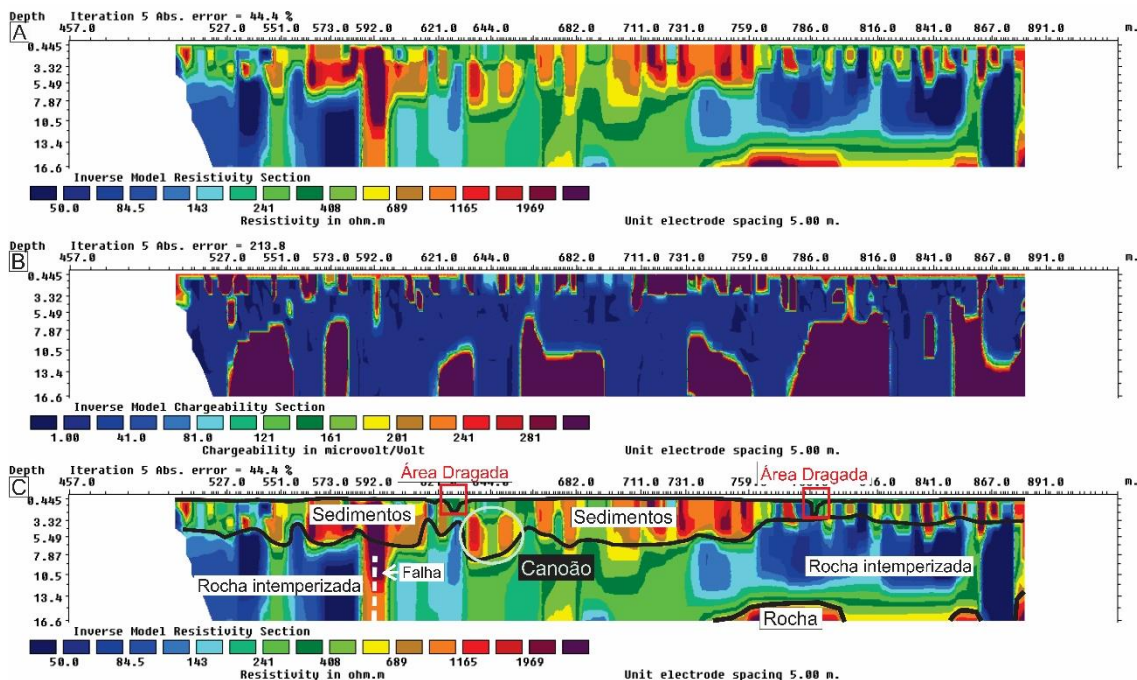


Figura 6.25 Seção de resistividade e IP linha L02-PD posição 517 a 880m. (A) mostra a seção de resistividade. (B) mostra a seção de IP. (C) Seção interpretada: camada de sedimento, rocha intemperizada, um vão associado a zona de falhamento, duas áreas dragada e a presença de uma pequena bacia preenchida com sedimentos (canoão).

6.5.2.3 Wenner

O arranjo Wenner (W) é relativamente sensível a mudanças identificar estruturas horizontais, no entanto relativamente fraco para localizar estruturas verticais (LOKE, 2004).

A seção de resistividade com arranjo wenner permitiu identificar padrões de resistividade caracterizando sedimento, rocha intemperizada, falhas geológicas e áreas dragadas (**Figuras 6.26 a 6.29**). A interpretação das camadas horizontais nas **Figuras 6.26C, 6.27C, 6.28C e 6.29C**. Na seção de IP não foi possível identificar as camadas e indicar locais como possível zona de mineralização (**Figuras 6.26B, 6.27B, 6.28B e 6.29B**).

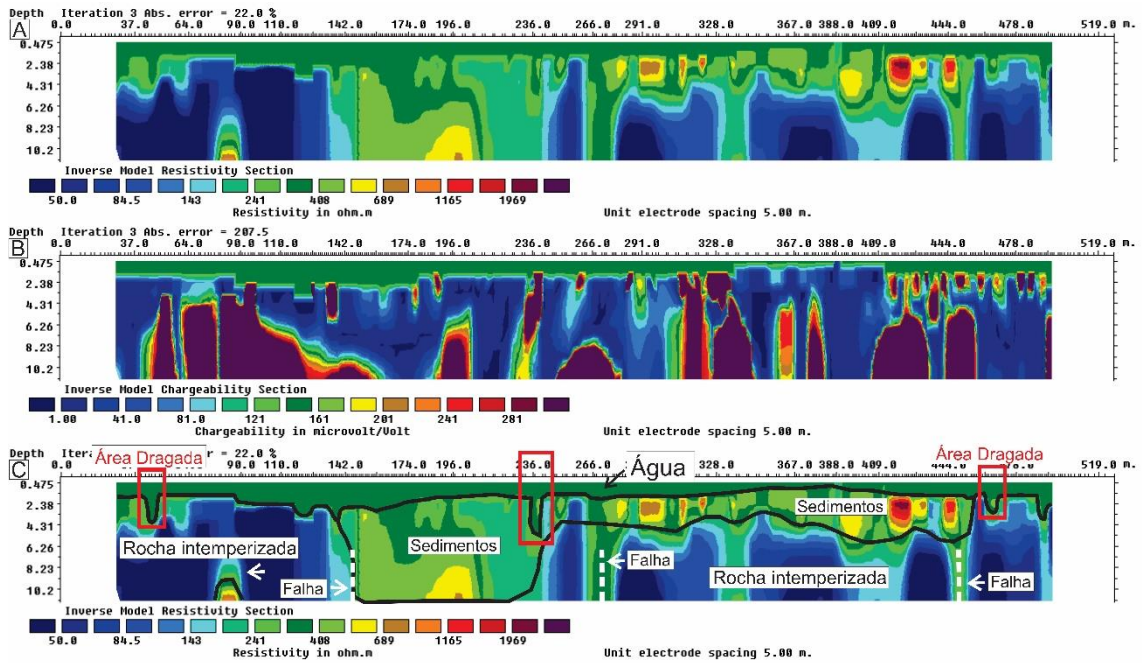


Figura 6.26 Seção de resistividade e IP linha L01-W. (A) mostra a seção de resistividade. (B) mostra a seção de IP. (C) Seção interpretada: camada de sedimento, rocha intemperizada, três falhas geológicas e três áreas dragada.

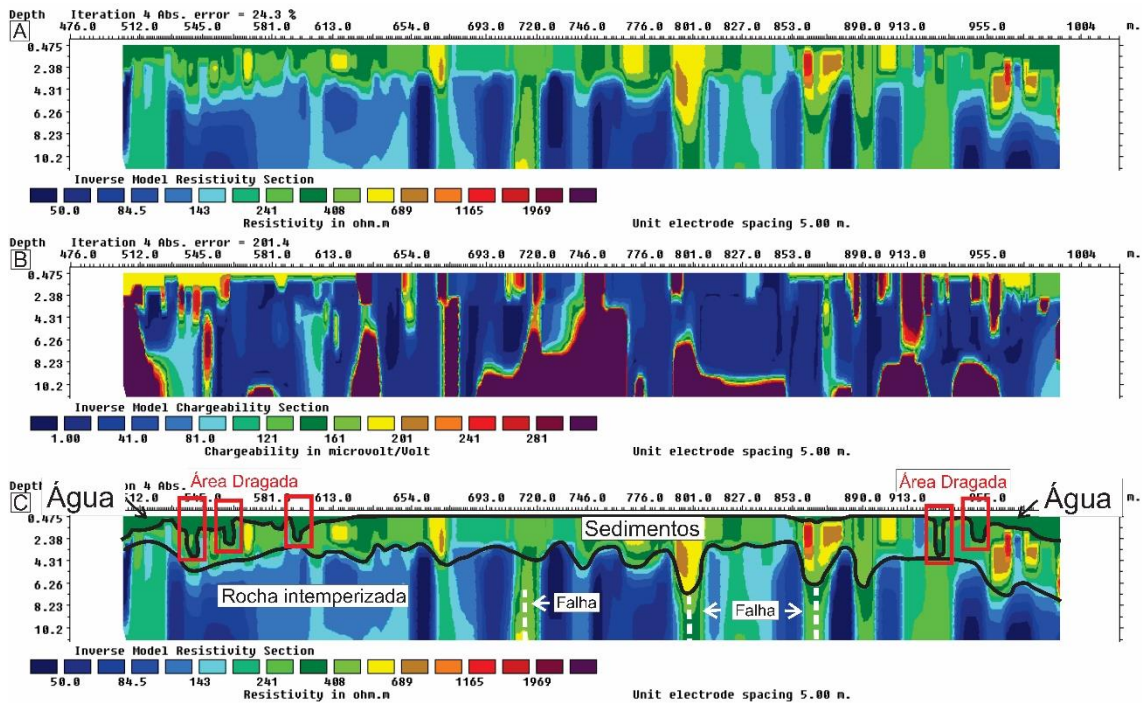


Figura 6.27 Seção de resistividade e IP linha L01-W. (A) mostra a seção de resistividade. (B) mostra a seção de IP. (C) Seção interpretada: camada de sedimento, rocha intemperizada, três falhas geológicas e cinco áreas dragada.

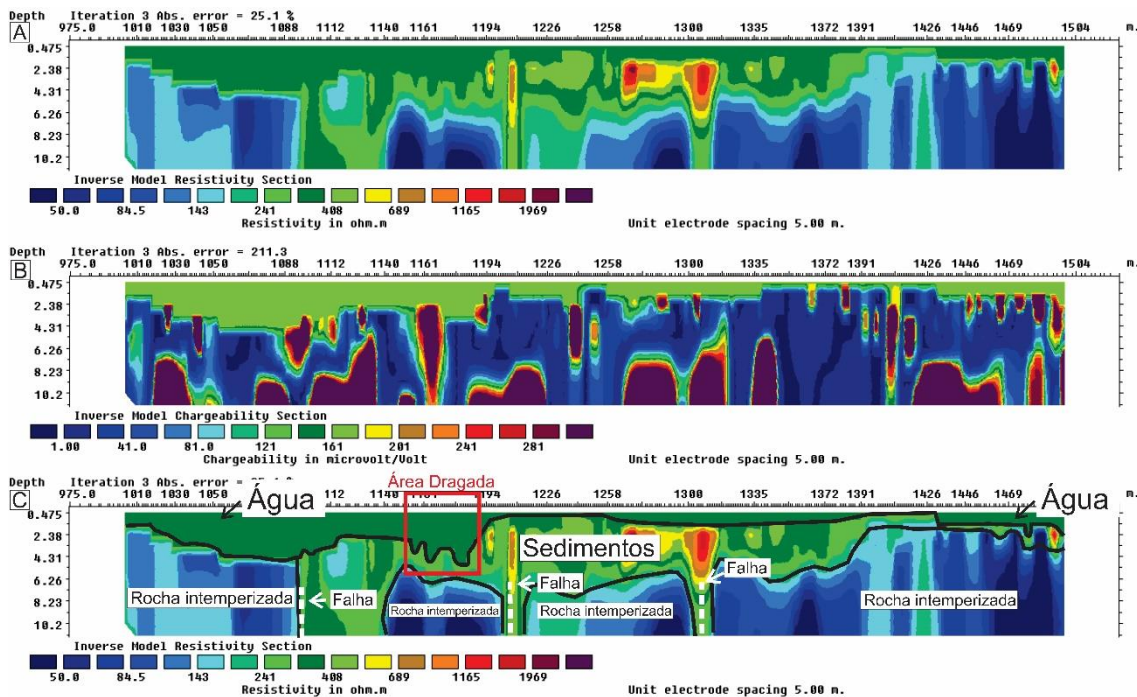


Figura 6.28 Seção de resistividade e IP linha L01-W. (A) mostra a seção de resistividade. (B) mostra a seção de IP. (C) Seção interpretada: camada de sedimento, rocha intemperizada, três falhas geológicas e uma área dragada.

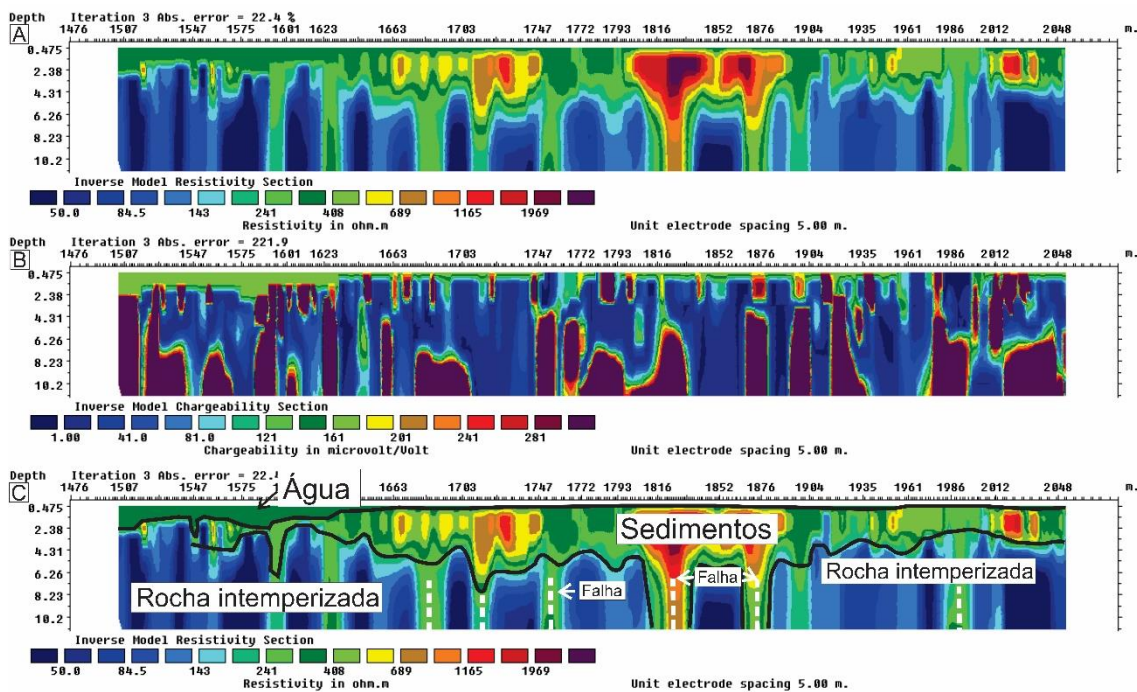


Figura 6.29 Seção de resistividade e IP linha L01-W. (A) mostra a seção de resistividade. (B) mostra a seção de IP. (C) Seção interpretada: camada de sedimento, rocha intemperizada, seis falhas geológicas.

6.5.2.4 Wenner modificado

A seção de resistividade com arranjo Wenner modificado (Wm) permitiu identificar padrões de resistividade caracterizando sedimento, rocha intemperizada, rocha, falhas geológicas e área dragada (Figura 6.30 a 6.33). O arranjo Wm mostra nas seções (Figuras 6.30A e C, 6.31A e C, 6.32A e C, 6.33A e C) a suavidade das camadas horizontais e algumas estruturas verticais. Na seção de IP não foi possível identificar as camadas e indicar locais como possível zona de mineralização (Figuras 6.30B, 6.31B, 6.32 C e 6.33 C).

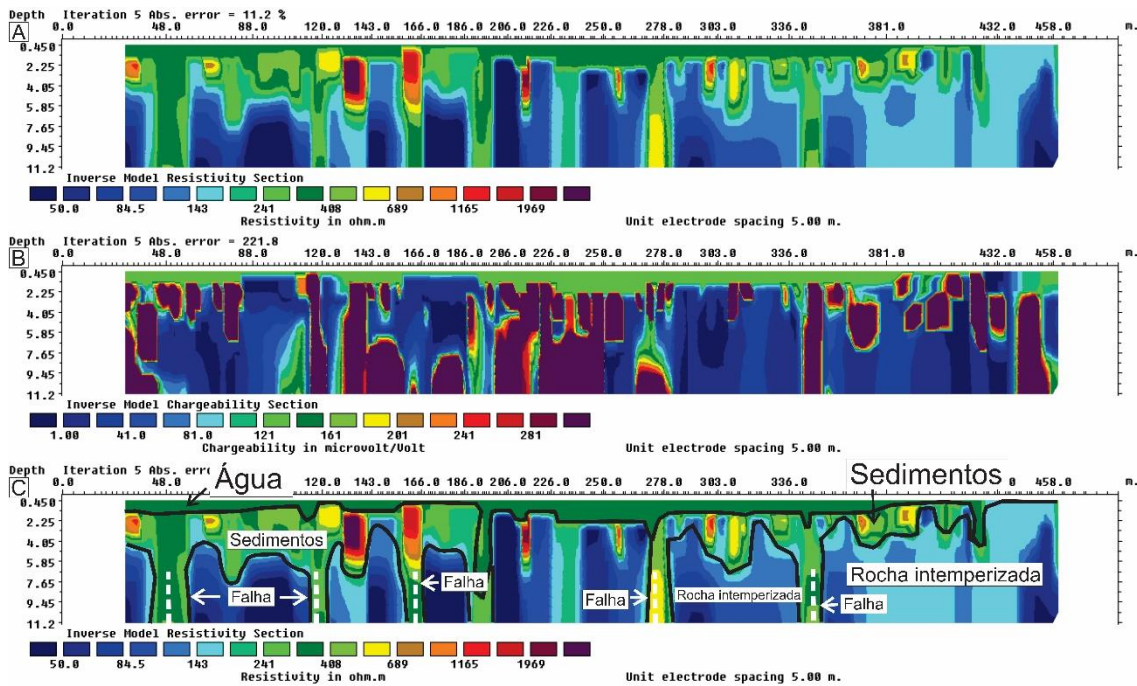


Figura 6.30 Seção de resistividade e IP linha L01-Wm. (A) mostra a seção de resistividade. (B) mostra a seção de IP. (C) Seção interpretada: camada de sedimento, rocha intemperizada e cinco falhas geológicas.

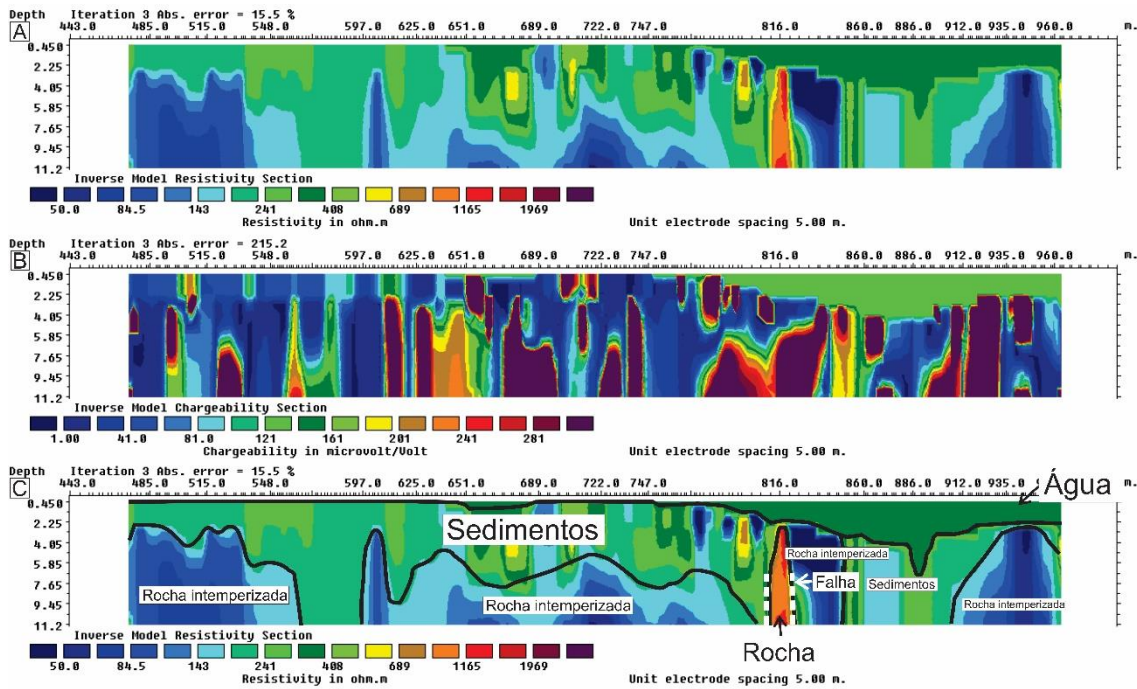


Figura 6.30 Seção de resistividade e IP linha L01-Wm. (A) mostra a seção de resistividade. (B) mostra a seção de IP. (C) Seção interpretada: camada de sedimento, rocha intemperizada e duas falhas geológicas.

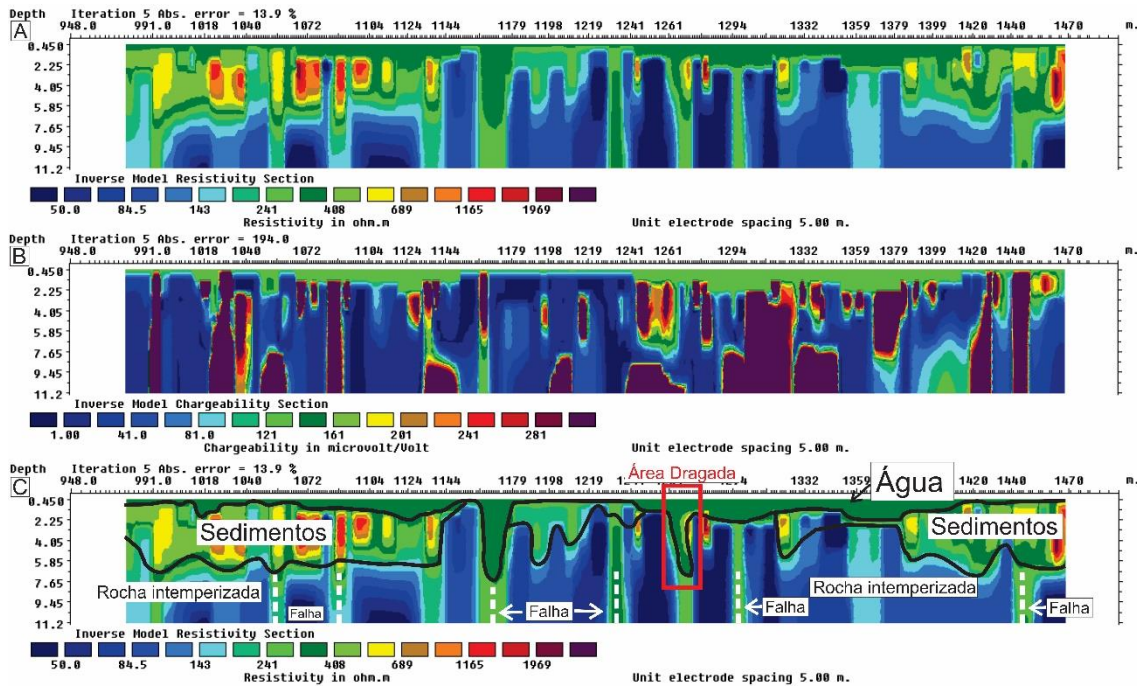


Figura 6.312 Seção de resistividade e IP linha L01-Wm. (A) mostra a seção de resistividade. (B) mostra a seção de IP. (C) Seção interpretada: camada de sedimento, rocha intemperizada, três falhas geológicas e área dragada.

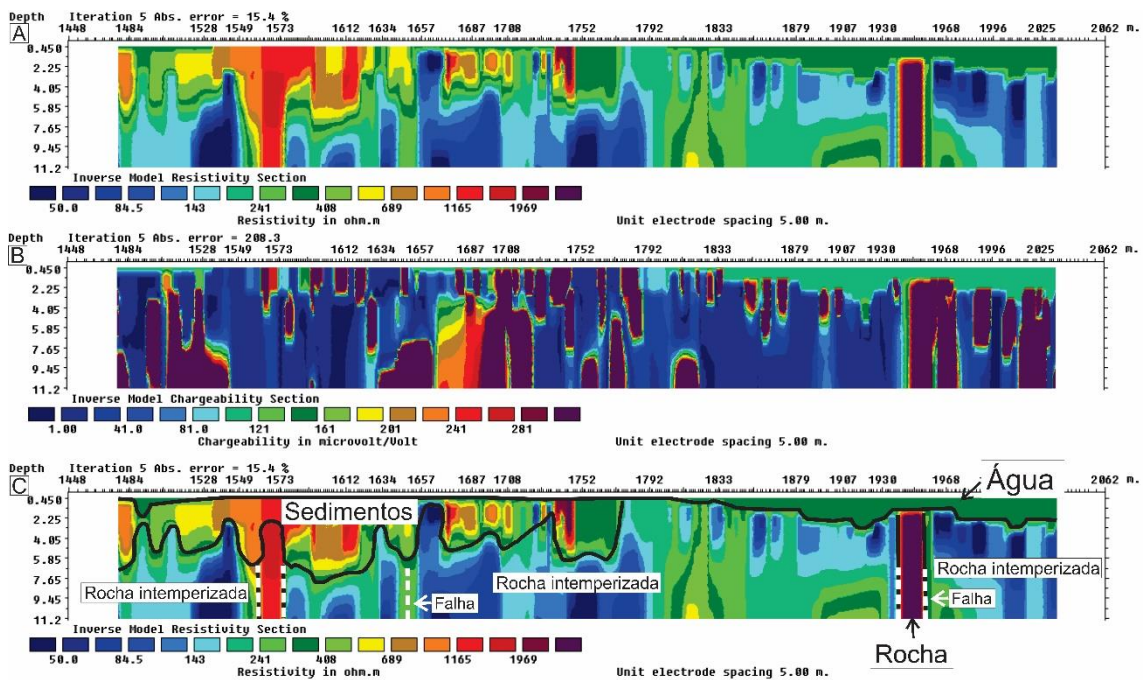


Figura 6.323 Seção de resistividade e IP linha L01-Wm. (A) mostra a seção de resistividade. (B) mostra a seção de IP. (C) Seção interpretada: camada de sedimento, rocha intemperizada e cinco falhas geológicas.

O principal objetivo da resistividade e IP é verificar a eficiência de identificar as camadas de sedimento e embasamento. A camada de cascalho aurífero não foi possível distinguir. Nas **Figuras 6.34 e 6.35(A e B)** é possível distinguir as camadas, já mencionadas, falhas geológicas, e áreas dragadas com arranjos dipolo-dipolo e polo-dipolo. Os arranjos Wenner e Wenner modificado apresentaram dificuldade de distinguir as camadas verticais (**Figuras 6.34 e 6.35(C e D)**).

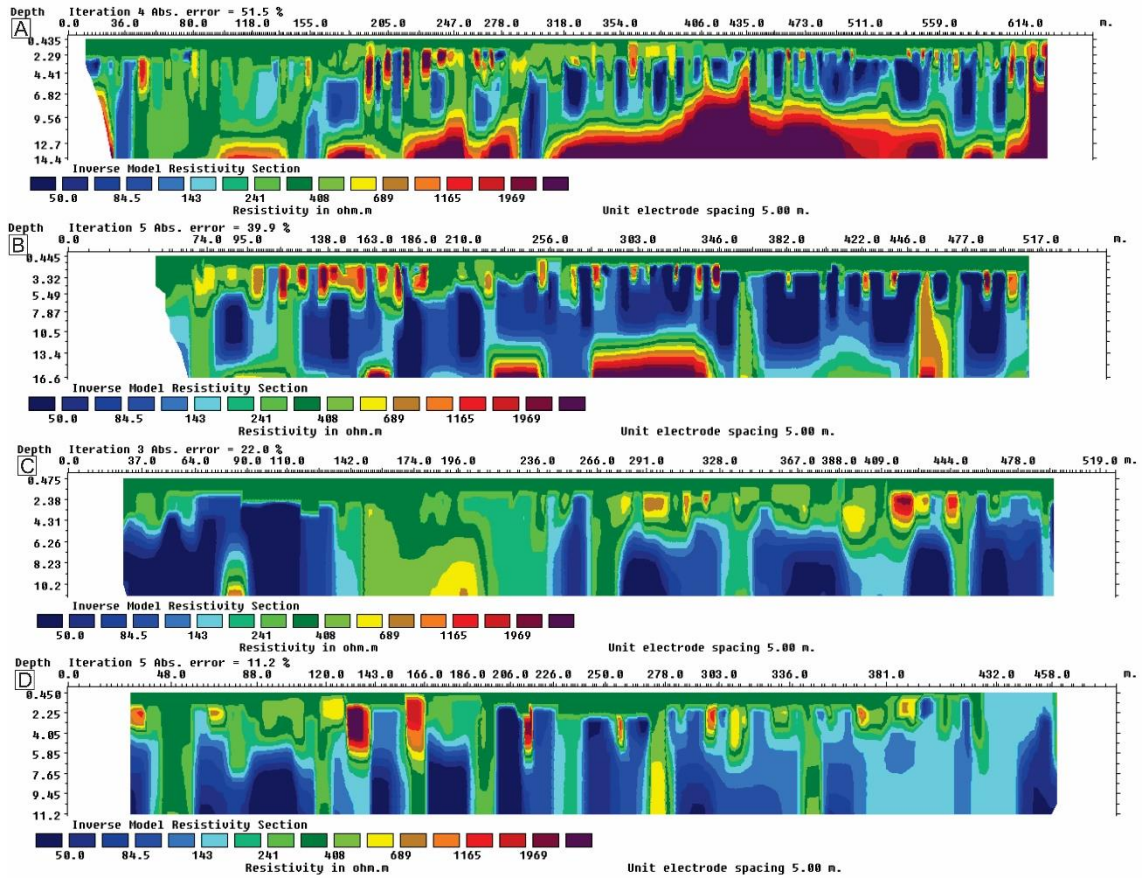


Figura 6.334 Comparação das seções de resistividade. (A) Arranjo dipolo-dipolo linha L01-DD. (B) Arranjo pipolo-dipolo linha L02-PD. (C) Arranjo wenner linha L01-W. (D) Arranjo wenner modificado linha L01-Wm.

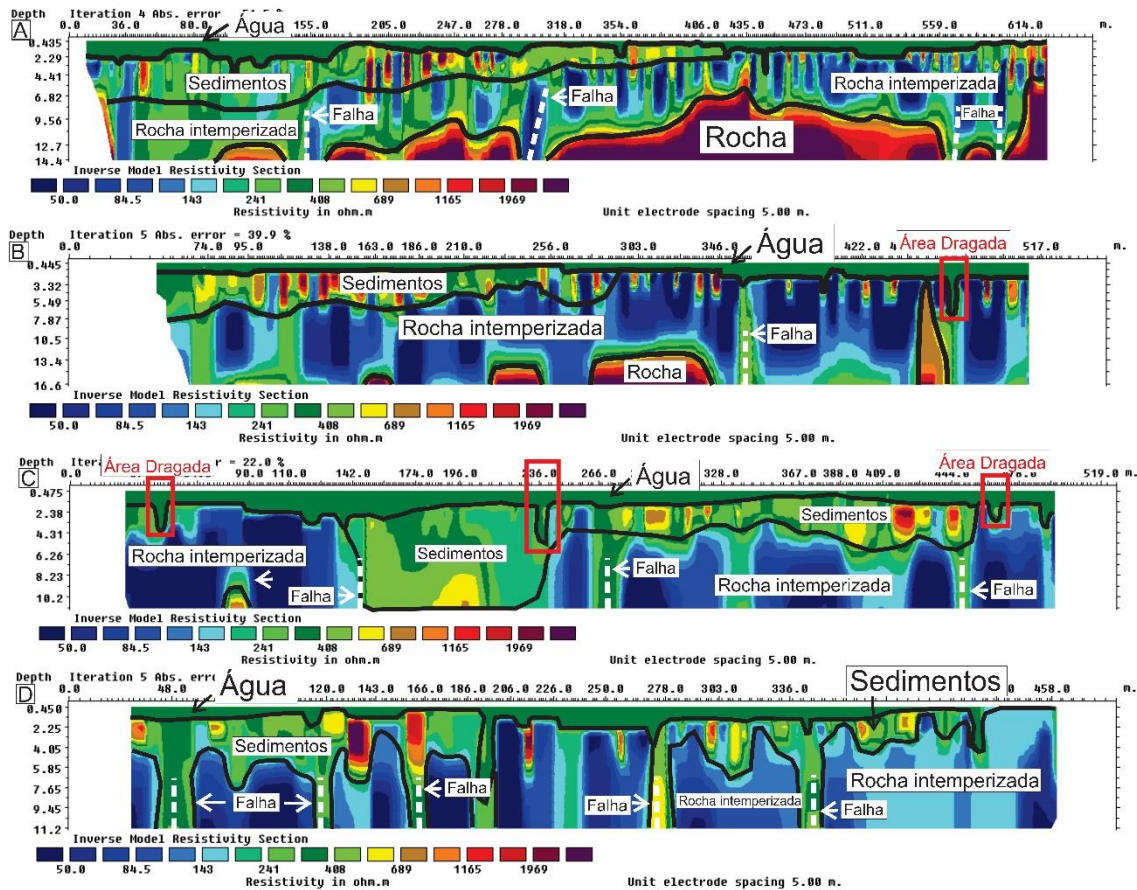


Figura 6.345 Comparação das seções de resistividade interpretadas. (A) Arranjo dipolo-dipolo linha L01-DD. (B) Arranjo pipolo-dipolo linha L02-PD. (C) Arranjo wenner linha L01-W. (D) Arranjo wenner modificado linha L01-Wm.

6.5.3 Correlação dos resultados geofísicos

As informações obtidas com os métodos geofísicos mostram resoluções distintas e os contrastes relacionam-se com as mudanças nas propriedades elétricas dos meios.

Na seção de GPR da Linha L01-200 identifica-se a espessura dos sedimentos ao longo de toda a seção. Nota-se que a camada de sedimentos tem uma espessura média de 2 metros, entretanto no intervalo entre 400 e 500 metros da seção de GPR, a espessura chega até 4 metros, o que indica a presença de uma estrutura que condicionou um maior acúmulo de sedimentos (na linguagem garimpeira, um “canoão”; **Figura 6.36A**). No mesmo local no modelo de resistividade elétrica verificou-se esta estrutura (**Figura 6.36B**). O canoão tem uma dimensão aproximada de 110 metros de largura por 4 metros de profundidade, o que pode refletir uma área de acúmulo de sedimentos com grande possibilidade de conter ouro associado. Neste mesmo perfil, notam-se dois vales na seção

de GPR, o primeiro com 5,5 metros de profundidade na posição de 1180 metros, já o segundo está na posição de 1220 metros com uma profundidade máxima de 8 metros. Entre estes dois vales há um alto estrutural, que no modelo de resistividade elétrica coincide com uma zona vertical de alta resistividade, o que sugere a presença de uma zona de cisalhamento no embasamento.

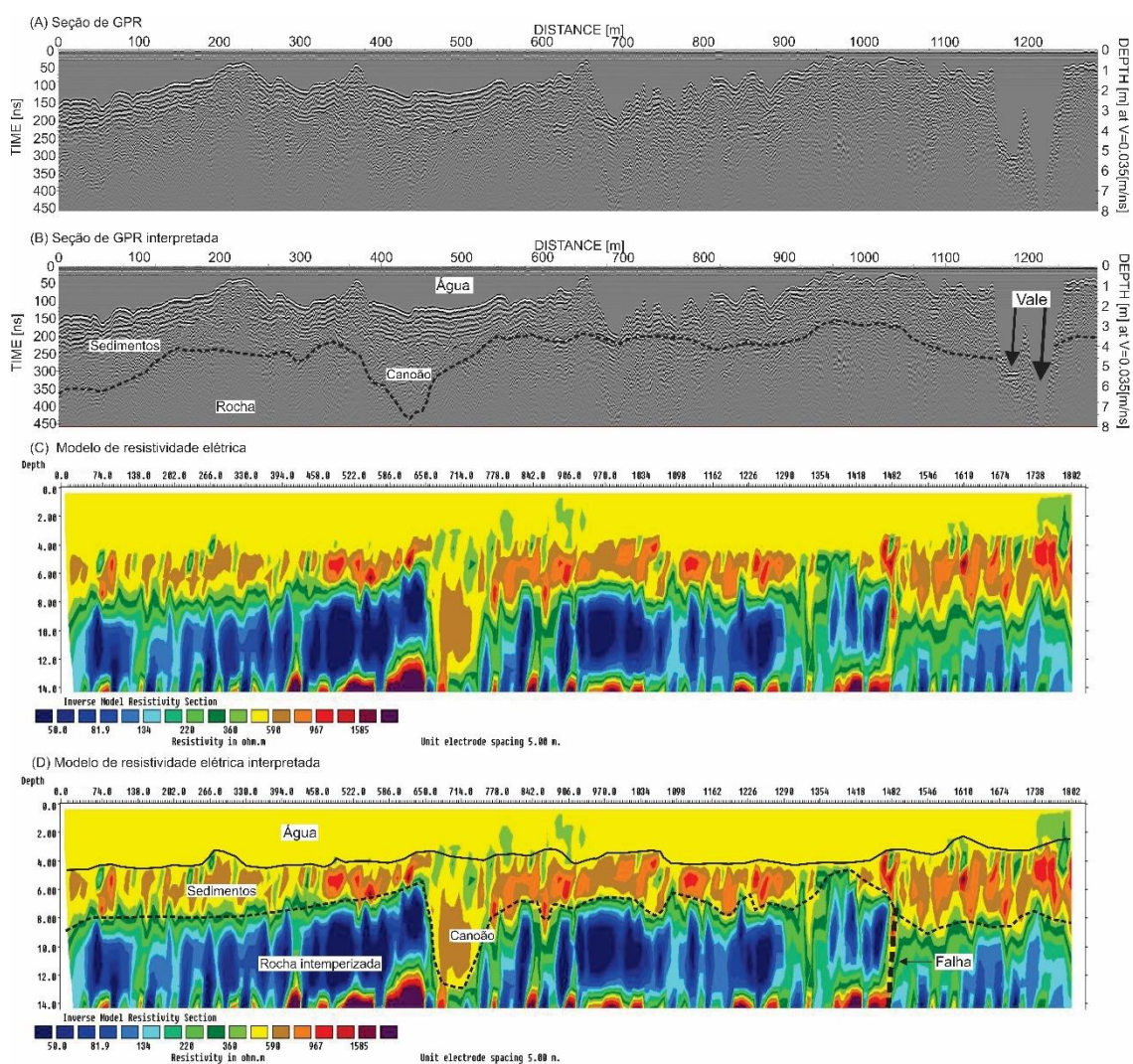


Figura 6.36 Seção de GPR L01-200 e modelo de resistividade elétrica L02-DD. Nas seções interpretam-se as camadas de sedimentos e o topo da rocha intemperizada. Nos modelos verificam-se ainda a presença de uma pequena bacia preenchida com sedimentos (canoão), e dois vales associados a uma zona de falhamentos.

Na seção de GPR da Linha L02-200 identifica-se a espessura dos sedimentos ao longo de toda a seção. Nota-se que a camada de sedimentos tem uma espessura média de 3,5 metros. Na posição 550 metros na seção de GPR, a menor espessura é de 2 metros (Figura 6.37A). Ainda na seção de GPR tem quatro áreas dragadas e uma camada de

sedimento entre os intervalos 530 a 800 metros. No modelo de resistividade elétrica (**Figura 6.37B**), a camada de sedimento se estende ao longo toda seção. Nas distâncias 213, 380 e 800 metros apresentam falhas geológicas.

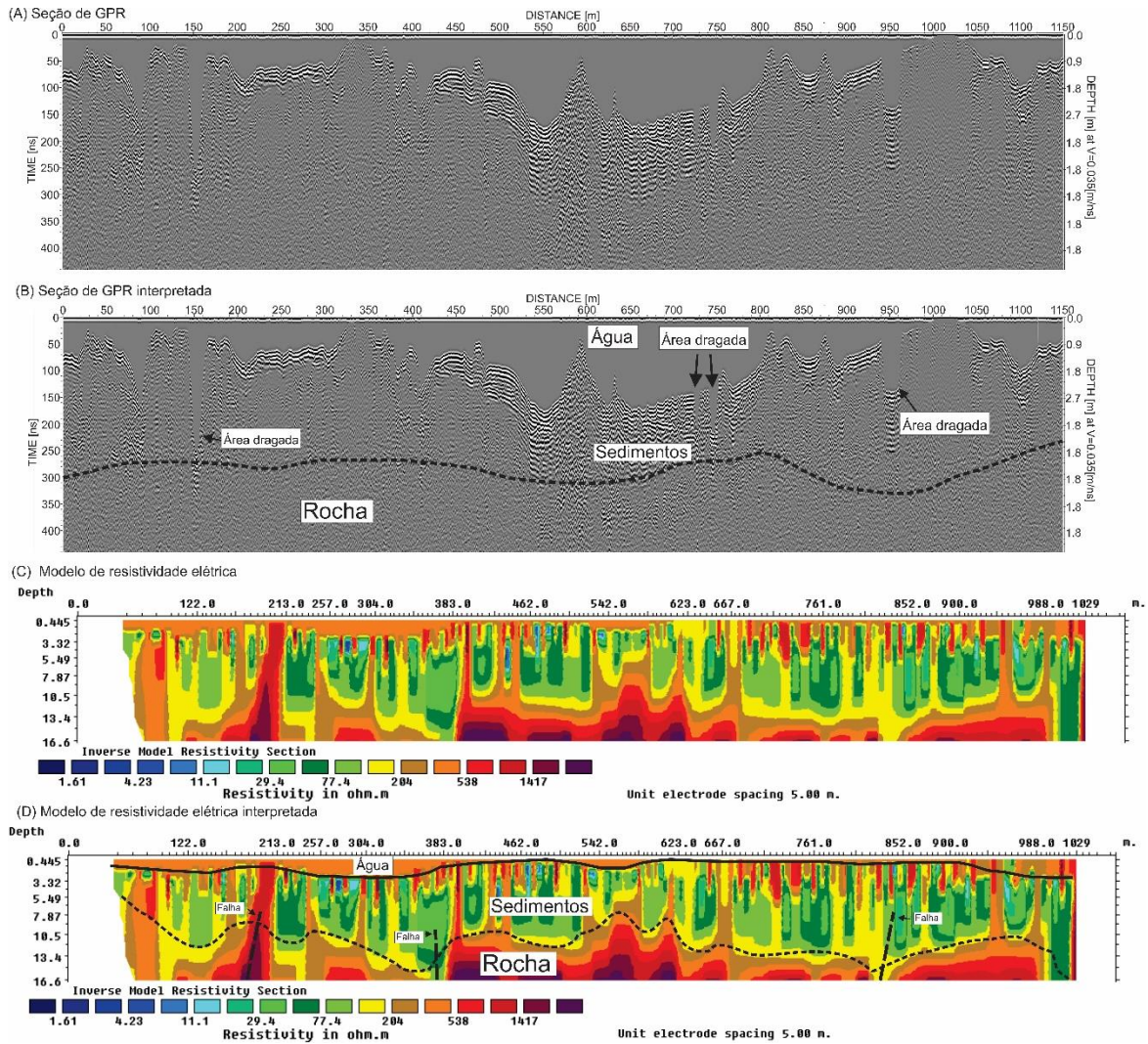


Figura 6.357 Seção de GPR L02-200 e modelo de resistividade elétrica L02-PD. Nas seções interpretam-se as camadas de sedimentos e o topo da rocha.

6.6 CONCLUSÕES

Os dados geofísicos coletados no trecho do rio Peixoto de Azevedo possibilitaram a identificação das camadas sedimentares e da topografia do embasamento rochoso.

Os resultados obtidos com as antenas de 100 MHz possibilitaram uma maior profundidade de investigação, entretanto com um maior número de reflexões múltiplas, o que dificultou na diferenciação das camadas sedimentares. Já os resultados obtidos com

as antenas de 200 MHz possibilitaram a identificação de camadas sedimentares com estruturas deposicionais do tipo estratificação cruzada tabular, plano-paralelas e maciças. Os resultados encontrados com as duas antenas possibilitaram identificar a morfologia do embasamento rochoso, e assim localizar alguns pontos mais favoráveis para o acúmulo de cascalhos auríferos (armadilhas estruturais).

Nos modelos de resistividade elétrica identificaram-se 3 padrões geoeletricos, o primeiro relacionado aos sedimentos, com resistividade elétrica entre 300 a 1000 ohm.m; o segundo padrão relacionada às rochas intemperizadas com resistividade elétrica abaixo de 100 ohm.m; e um última padrão, mais profundo, relacionado ao embasamento rochoso sem intemperismo com alta resistividade (acima de 1000 ohm.m). As seções de IP foram inconclusivas.

6.7 AGRADECIMENTOS

Agradecimentos à Companhia Matogrossense de Mineração - METAMAT pelo apoio logístico e a Cooperativa dos Garimpeiros do Vale do Rio Peixoto - COOGAVEPE pelo apoio financeiro, logístico e operacional nas etapas de campo. Ao Laboratórios de Geofísica Aplicada da Universidade de Brasília (UnB), ao técnico de laboratório Péricles e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES.

6.8 REFERÊNCIAS

- Dey, A; Morrison, HF. 1979. Resistivity modeling for arbitrarily shaped three-dimensional structures. *Exploration Geophysics*, 44(4), 753-780.
- Fuchs, M; Beres, M; Anselmetti, FS. 2004. Sedimentological studies of western Swiss lakes with high-resolution reflection seismic and amphibious GPR profiling, in *Proceedings of the 10th International Conference on Ground Penetrating Radar, GPR 2004*, Delft, The Netherlands, v. II, p. 577–580.
- Galli, VL; Souza, LAP. 1999. GPR - Exemplos de aplicação. in *Proceedings of the 6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, Rio de Janeiro, Brazil, p. 1–4.
- Jol, H.M., Albrecht, A., 2004, Searching for submerged lumber with ground penetrating radar: Rib lake, Wisconsin, USA, in *Proceedings of the 10th International Conference on Ground Penetrating Radar, GPR'2004*, Delft, The Netherlands, v. II, p. 601–604.
- LOKE, MH. 2004. Tutorial: 2D and 3D electrical imaging surveys. 129p. Disponível em: <http://www.geotomosoft.com>, acessado em 03/09/2018.

Mitchum R.M, Vail PR & Sangree JB. 1977. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: PAYTON CE (Ed.). Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 26: p.117–133.

Moreton, LC; Martins, EG. 2005. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Guarita. SC-21-Z-B. Relatório do Projeto Província Mineral de Alta Floresta, CPRM/MME, 86p.

Moutinho, L., Porsani, J. L., Porsani, M. J. 2005. Deconvolução preditiva de dados GPR adquiridos sobre lâmina d'água: exemplo do rio Taquiri, Pantanal Matogrossense. Revista Brasileira de Geofísica 23(1): 61-74p.

Pipan, M; Baradello, L; Forte, E; Gasperini, L; Bonatti, E; Longo, G. 2000. Ground Penetrating Radar study of the Cheko Lake area (Siberia), in Proceedings of the 8th International Conference on Ground Penetrating Radar, Gold Coast, Australia, p. 329-334.

Sandmeier, J., 2014. REFLEXW Version 7.5. **Technical manual**. 272pp.

Santos, JOS; Groves, DI; Hartmann, LA; Moura, MA; MC Naughton, NJ. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. Mineralium Deposita, 36: 278-299p.

Souza, JO; Frasca, AAS; Oliveira, CC. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 164p.

Paes de Barros, A.J. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. Dissertação (Mestrado em Geologia Econômica e Hidrogeologia), 145p.

Porto, CG; Palermo, N; Pires, F.R.M., 2002. Panorama da exploração e produção do ouro no Brasil. In.: TRINDADE, R. B. E.; BARBOSA FILHO, O. eds. Extração de ouro: princípios, tecnologia e meio ambiente. Rio de Janeiro: CETEM/MCT. 344p.

Van Heteren, S., Fitzgerald, D.M., Mckinlay, P.A. & Buynevich, I.V., 1998. Radar facies of paraglacial barrier systems: coastal New England, USA. Sedimentology, 45:181-200p.

CAPÍTULO 7

7. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos e apresentados neste trabalho, possibilitaram o mapeamento geofísico das interfaces geológicas terrestre e aquáticos da porção leste da Província Aurífera de Alta Floresta (setor leste do PAAF) nas províncias de Peixoto de Azevedo, Matupá e Novo Mundo.

No **Capítulo 4**, os resultados dos levantamentos terrestres de eletrorresistividade e polarização induzida tiveram correlação com os furos de sondagens. Permitindo a criação de modelos geofísicos litológicos e a indicação de possíveis novos alvos mineralizados e as suas continuidades ao longo da rocha hospedeira.

O modelo geofísico do garimpo Raimunda condiz com a descrição litológica do furo de sondagem (BH1R) com três camadas litológicas. Três anomalias de cargabilidade indicam possíveis zonas de mineralização com valores de cargabilidade de 14, 34 e 38 mV/V. O modelo 3D exhibe a projeção da continuidade de duas zonas mineralizadas paralelas que interceptam as linhas 01 (L1RM), 02 (L2RM) e 04 (L4RM) e provavelmente estão estruturados na direção E-W mergulhando para E. Os corpos mineralizados encontram-se em profundidades de 20 e 30 m na linha L1RM e ao se estenderem na direção E (L2RM e L4RM) localizam-se em profundidades maiores entorno de 40 a 60 m.

No garimpo do Truílio o modelo geofísico condiz com a descrição litológica do furo de sondagem (BH1T) com duas camadas litológicas. Três anomalias de cargabilidade indicam possíveis zonas de mineralização com valores de cargabilidade de 18, 22 e 31 mV/V. O modelo 3D mostra a projeção dos corpos mineralizados que interceptam as anomalias nas linhas 01 (L1TR), 2 (L2TR), e 3 (L3TR). Os corpos mineralizados estão na direção N-S, localizados a uma profundidade de 70 a 90 m.

No garimpo Porteiro os modelos geofísicos das linhas 02 e 03 não condiz com a descrição dos furos de sondagem (BH1P, BH2P e BH3P). Na Linha 02 (L2PR) uma anomalia de cargabilidade é indicada como possível zona de mineralização com valor de cargabilidade 16 mV/V. Na Linha 03 (L3PR) duas anomalias de cargabilidade são indicadas como possíveis zonas de mineralização com valores de cargabilidade 34 e 40 mV/V.

As escalas de cores definidas após análise estatística de todos os pontos coletados, no valor de 6.500 ohm.m, foram aplicadas para alguns garimpos onde o valor máximo de resistividade era próximo ao valor determinado. Para a cargabilidade o valor máximo determinado foi de 40 mV/V. Em alguns garimpos, como garimpo Porteira, linhas L2PR e L3PR, apresentaram valores de resistividade máximos inferiores ao valor determinado, fazendo que certas estruturas/camadas no perfil de resistividade tornassem uma só. O mesmo efeito ocorreu quando valores de cargabilidade eram menores que o valor máximo determinado, mascarando anomalias potenciais com valores de 20 mV/V.

As aquisições de dados geofísicos de resistividade e IP com arranjo dipolo-dipolo, utilizando os equipamentos VIP e ELREC PRO da IRIS *Instruments* nos garimpos quais estão inseridos na porção leste da Província Aurífera de Alta Floresta permitiram diferenciar as estruturas litológicas e inferir possíveis alvos como zona de mineralização.

No **Capítulo 5**, os resultados de sísmica de alta resolução obtidos com o *sub bottom profiler* (SBP) possibilitaram a identificação de sismofácies e superfícies que representam os sedimentos atuais (Sf1) da calha do rio Peixoto de Azevedo, os paleosedimentos (Sf2) e o embasamento rochoso ígneo (Sf3), bem como as interfaces de sedimentos atuais/paleosedimentos (Ss) e paleosedimentos/rocha ígnea (Sr).

Os registros sísmicos mapeiam que Sr é a superfície mais importante para identificar as trapas estruturais de cascalhos auríferos ao longo do rio. Esta superfície indica que o embasamento rochoso tem um forte controle estrutural visto a inúmera presença de refletores relacionados à cisalhamentos. A erosão diferenciada nestas áreas de falhas/fraturas favorece a geração de depressões no embasamento que concomitantemente são possíveis locais de deposição de sedimentos mais grossos (cascalhos).

Os resultados confirmam a aplicabilidade da sísmica de alta resolução na prospecção de trapas estruturais de depósitos detríticos grossos ao longo do rio Peixoto de Azevedo, MT. Estes resultados podem auxiliar no posicionamento correto das balsas que extraem o minério na calha do rio Peixoto, o que minimizará o impacto ambiental causado pela exploração em áreas estéreis, diminuirá custos e aumento de sucesso na prospecção mineral.

No **Capítulo 6**, os resultados dos dados geofísicos coletados no trecho do rio Peixoto de Azevedo possibilitaram a identificação das camadas sedimentares e da topografia do embasamento rochoso.

Os resultados obtidos com as antenas de 100 MHz possibilitaram uma maior profundidade de investigação, entretanto com um maior número de reflexões múltiplas, o que dificultou na diferenciação das camadas sedimentares. Já os resultados obtidos com as antenas de 200 MHz possibilitaram a identificação de camadas sedimentares com estruturas deposicionais do tipo estratificação cruzada tabular, plano-paralelas e maciças. Os resultados encontrados com as duas antenas possibilitaram identificar a morfologia do embasamento rochoso, e assim localizar alguns pontos mais favoráveis para o acúmulo de cascalhos auríferos (armadilhas estruturais).

Nos modelos de resistividade elétrica identificaram-se 3 padrões geoeletricos, o primeiro relacionado aos sedimentos, com resistividade elétrica entre 300 a 1000 ohm.m; o segundo padrão relacionada às rochas intemperizadas com resistividade elétrica abaixo de 100 ohm.m; e um último padrão, mais profundo, relacionado ao embasamento rochoso sem intemperismo com alta resistividade (acima de 1000 ohm.m). As seções de IP foram inconclusivas.

A realização de testes de arranjos de eletrodos para definir os melhores parâmetros para aquisição aquática, mostraram ser fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho. Nos arranjos testados não foi possível distinguir a camada de cascalho aurífero. Os arranjos Dipolo-Dipolo e Polo-Dipolo atingiram profundidade de 14.5m e 16.6m. Os arranjos Wenner e Wenner modificado atingiram profundidade de 10.5m e 11.6m.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AAI - Avaliação Ambiental Integrada,. 2009. Avaliação Ambiental Integrada da Bacia Hidrográfica do Rio Teles Pires – Relatório Final – Sumário Executivo, dezembro 2009.

Annan, A.P., Davis, J.L., 1992. Design and development of a digital ground penetrating radar system. In: Pilon, J. (Ed.), Ground Penetrating Radar. Geol. Surv. Can. Pap. 90-4, 15–23.

Annan, A.P., 1996. Transmission dispersion and GPR. Journal of Environmental and Engineering Geophysics, Vol. 0(2): 125 – 136.

Annan, A.P., 2002. GPR – History, Trends, and Future Developments. Subsurface Sensing Technologies and Applications. Vol 3 (4): 253 – 270.

Assis, R.R., 2008. Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Trabalho de Conclusão de Curso, 81 p.

Assis, R.R., 2011. Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 428p.

Assis, R. R., 2015. Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 363 p.

Assis, R.R., Xavier, R.P., Paes de Barros, A.J., Barbuena, D., Trevisan, V.G., Ramos, G.S., Teixeira, R.V., Miguel-Jr, E., Rodrigues, R.M., Stabile-JR, A., Santos, T.J.S., Miranda, G.M.T., Barros, M.A.S.A., Pinho, F., 2014. Depósitos de Au e Au + metais de base associados a sistemas graníticos paleoproterozóicos do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. In: Silva, M.G., Neto, M.B.R., Jost, H., Kuyumjian, R.M. (Eds.), Metalogenia das Províncias Tectônicas Brasileiras. CPRM, Belo Horizonte, pp. 305-340.

Ayres Neto, A. 2000. Uso da sísmica de reflexão de alta resolução e da sonografia na exploração mineral submarina. Revista Brasileira de Geofísica, V. 18, 241-256p.

Bittencourt, J. S.; Juliani, C; Xavier, R, P; Monteiro, L. V. S.; Bastos Neto, A, C; Klein, E, L; Assis, R. R.; Leite Junior, W, B; Moreto, C. P. N.; Fernandes, C, M, D.; Pereira, V P; 2015. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: an overview of the present level of understanding and exploration significance, *Journal of South American Earth Sciences*. pp.1-28.

Borges, W.R. 2007 .Caracterização Geofísica de Alvos Rasos com Aplicações no Planejamento Urbano e Meio Ambiente : Estudo sobre o Sítio Controlado do IAG / USP. Tese de doutorado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. 260pp. 2

Cavalcanti, M.M. 2017. Estudo da Resposta Geofísica em Diferentes Cenários de Sepultamento Clandestino. 2017. 197p. Tese (doutorado) – Instituto de Geociências Aplicadas, Universidade de Brasília – UnB. Brasília, 2017.

Cordani U.G & Teixeira W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In:Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H., and Martínez-Catalán, J.R. (eds.), 4-D, Framework of Continental Crust: Geological Society of America Memoir 2000, 297-320.

CPRM. 2005. geologia e recursos minerais da província mineral de alta floresta - Ilha 24 de Maio Escala: 1:250.000. Folha SC.21-Z-A. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil Projeto Província Mineral de Alta Floresta. 143p.

Corwin, R.F. 1990. The self-potential method for environmental and engineering applications. In: S.H. Ward (ed). *Geotechnical and environmental geophysics*. Vol. I: Review and tutorial. Soc. of Exploration Geophysics. Tulsa, OH.

Daniels, J. J., 1989. Fundamentals of ground penetrating radar. *in: symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems*, 2, 1989, Golden. *in. proceedings...*, Golden: Sageep'89, p.62 -142.

Daniels, J. J., 1996. *Surface Penetrating Radar*. The Institution of Electrical Engineers, London, United Kingdom, 300p.

Dardene, M. A.; Schobbenhaus, C., 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Ed. Universidade de Brasília, p. 392.

Fachin, S. J. S. 2007. Ensaio geoeletricos 2D no antigo lixão de Ribeirão Preto - SP: avaliação de parâmetros de aquisição e monitoramento ambiental do problema. Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo, Ribeirão Preto - SP, Brasil.

França, P.H.P., 2015. Caracterização Geoeletrica de Zonas Mineralizadas Próximo ao Município de Poconé – MT. Monografia de trabalho de conclusão de curso. Graduação em Geofísica do Instituto de Geociências-IG da Universidade de Brasília-UnB Área de Concentração: Geofísica Aplicada. 62p.

Flood, R. D., 1980. Deep sea sedimentary morphology: modelling and interpretation of echosounding profiles. *Marine Geology*, 38: 77-92.

Gandolfo, O. C. B.; Gallas, J.D.F., 2007. O arranjo polo-dipolo como alternativa ao dipole-dipolo em levantamento 2D de eletroresistividade. *Revista Brasileira de Geofísica*, Vol. 25(3), 227-235.

Griffiths, D. H.; Turnbull, J., 1985. A multi-electrode array for resistivity surveying. *First Break* 3 (No. 7), 16-20.

Griffiths, D. H.; Turnbull, J.; Olayinka, A.I., 1990. Two-dimensional resistivity mapping with a computer controlled array. *First Break* 8, 121-129.

Habberjam, G. M., 1979. Apparent resistivity observations and the use of square array techniques. Gebrüder Borntraeger, Berlin. 152p.

JICA/MMAJ. 2000. Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil. Final report. 137p.

Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I., 2009. Geofísica de exploração. Tradução Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo: Oficina do Texto, 438p

Keller, G.V., 1987. Rock and mineral properties. Investigations in Geophysics, n° 3. Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Society of Exploration Geophysicists, Ed. Misac N. Nabighian, Vol.1, p.13-51.

Lago, A.P., 2009. Investigação geofísica 2D e 3D com aplicação em meio ambiente: estudo sobre uma área de disposição de resíduos de óleo lubrificante no município de Ribeirão Preto – SP. Dissertação de Doutorado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 194p.

Loke M. H.; Barker R. D., 1996. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. *Geophysical Prospecting*, Vol. 44: p.499-523

Loke M. H.; Barker R. D., 1996. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. *Geophysical Prospecting*, Vol. 44: p.499-523

Loke, M.H., 2010. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. 145p. Disponível em: <http://www.geoelectrical.com/downloads.php> (acessado em 02/05/2016).

MALÅ GEOSCIENCE. 1997. RAMAC/GPR. Version 2.28. Software Manual, August, 66p.

McNeill, J.D. 1990. Use of Electromagnetic Methods for Groundwater Studies. In: WARD, S.H. Investigations in Geophysics No. 5, Geotechnical and Environmental Geophysics, Vol. I: Review and Tutorial. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists. p.147-189.

Miguel, Jr, E., 2011. Controle estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 86p.

Milson, J., 2003. Field Geophysics: The Geological Field Guide Series. Third Edition. Wiley, University College London, England, 232p.

Moreton L.C. & Martins E.G., 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.

Moura, M. A., 1998. O maciço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): Petrologia, alteração hidrotermal e metalogénia, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências (Doutorado), Brasília, 294p

Moura, M.A., Botelho, N.F., 2006. Granite-Related Paleoproterozoic, Serrinha Gold Deposit, Southern Amazonia, Brazil: Hydrothermal Alteration, Fluid Inclusion and Stable Isotope Constraints on Genesis and Evolution, Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology, 101, 585-605.

Oliveira, D. R. P., 2017. O depósito de Au Porteira, Peixoto de Azevedo (MT): Geologia, petrologia, geocronologia U-Pb e metalogénese. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências – IG. Pós-Graduação em Geologia, UnB, 93p.

Orellana, E., 1972. Prospeccion geolectrica em corriente continua. Madrid, Ed. Paraninfo, Biblioteca Técnica Philips, 523p.

Paes de Barros, A.J. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. Dissertação (Mestrado em Geologia Econômica e Hidrogeologia), 145p.

Paes de Barros, A. J., 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.

Parasnis, D.S., 1966 Mining Geophysics. Amsterdam: Elsevier.

Pimentel, M., 2001. Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. Internal Report. Brasília, UnB.

Pinho, M.A.S.B., Lima, E.F., Fetter, A., Van Schmus W.R., Chemele-Fr F. 2001. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri – porção Centro-Sul do Cráton Amazônico, Arupuanã, Mato Grosso. Revista Brasileira de Geociências, 31:1-5.

Porsani, J.L. 1999. Ground penetrating radar (GPR): proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado-SP. Universidade Estadual Paulista.

Prado, R.L., 2000. A sísmica de reflexão e o radar de penetração no solo na investigação geológico-geotécnica em ambientes urbanos: Um estudo na cidade de São Paulo – SP, Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Campus de Rio Claro - SP, 174p.

Quaresma, V.S., Dias, G.T.M, Baptista Neto, J.A., 2001. Caracterização da ocorrência de padrões de sonar de varredura lateral e sísmica de alta frequência (3,5 e 7,0 khz) na porção sul da Baía de Guanabara – RJ. Brazilian Journal of Geophysics, Vol. 18(2), 202 – 214.

Quispe, P. E. C., 2016. Geologia, geoquímica e geocronologia dos granitoides foliados e rochas subvolcânicas da região de Peixoto de Azevedo Setor Leste da Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. 124p.

Rocha, M. L. B. P, 2016. Estudos geoquímicos e geocronológicos aplicados às rochas graníticas do garimpo Trairão –MT. Tese (doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, DF.

Ramos G.S. 2011. Características geoquímicas de plútons graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 82p.

Reynolds, J.M., 1997. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. John Wiley & Sons Ltd, Baffins Lane, Chichester, England, 796p.

Rodrigues, S.I., 2004. Caracterização GPR de tambores metálicos e plásticos: Estudo sobre o Sítio Controlado do IAG/USP. Dissertação de Mestrado (Departamento de Geofísica), IAG/USP, São Paulo, SP, 89p.

Rodrigues, R.M., 2012. Caracterização geológica e metalogenética do Depósito X1 e Província Aurífera de Alta Floresta, Região de Matupá (MT) (Dissertação de Mestrado). Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 70 p.

Saes G.S. & Leite J.A.D. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. Geologia USP Série Científica, Revista do Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 3:113-127.

Santos, J.O.S.; Groves, D.I.; Hartmann, L.A.; Moura, M.A.; MC Naughton, N.J., 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. Mineralium Deposita, 36: 278-299p.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. Gondwana Research, 3, 453-486p.

Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil- Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. CPRM. Brasília. CD-ROM.

Santos, J. O. S., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker, S. R., Souza, M.M., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9. Seção Temática III, Belém, Pará. CD-ROOM

Serrato, A.A.A., 2014. Geocronologia e evolução do sistema hidrotermal do depósito aurífero de Juruena, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Brasil (Tese de Doutorado). Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 83 p.

- Silva, F.R. 2014. Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos da região de Peixoto de Azevedo – Província Aurífera de Alta Floresta – MT. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Brasil, 82p.
- Silva, M. G., Abram, M. B., 2008. Projeto Metalogênia da Província Aurífera Juruena – Teles Pires, Mato Grosso, Goiânia, CPRM, 212 p.
- Silva, M. L. T., 2017. Geologia, petrologia e metalogenia do depósito de ouro Santa Helena, Mato Grosso. Universidade de Brasília – UnB. Instituto de Geociências – IG. Programa de Pós-Graduação em Geologia. Dissertação de Mestrado. 104p.
- Souza, J.O., Frasca, A.A.S., Oliveira, C.C., 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 164p.
- Souza, L.A.P., 2008. A investigação sísmica de áreas submersas rasas: Parte 1- Fundamentos e Demandas - Artigo técnico – in: Boletim SBGf n 2. p. 11-19.
- Souza, L.A.P., 2006. Revisão crítica da aplicação de métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas. Tese Doutorado. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, USP. Área de Oceanografia Química e Geológica. 311p.
- Sumner, J.S., 1976. Principle of Induced Polarization for Geophysical Exploration. Amsterdam: Elsevier. 277p.
- Tassinari, C.C.G., 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 257 p.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. Episodes, 22(3):174-182p.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazônico. In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá, Minas Gerais, Anais, SBG-Núcleo Minas Gerais, CDRom.
- Teixeira R.V. 2015. Rochas hospedeiras e controle estrutural da mineralização aurífera do depósito Peteca, região de Flor da Serra - MT, na Província Aurífera de Alta Floresta. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Estadual de Campinas.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P., Sheriff R, E., 1990. Applied Geophysics. Cambridge University Press, 770p.
- Topp, G.C; Davis, J. L; Annan, A. P. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. Water Resources Research, Vol. 16 (3): 574-582. 1980.
- Trevisan, V.G., 2015. Estudo comparativo entre mineralizações filonares de Au ± Cu e Au + metais de base do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico (Dissertação de Mestrado). Universidade Estadual de Campinas, 129 p.
- Urlick, R.J. 1983. Principles of underwater sound. New York, McGraw-Hill Book Company, 423p

Vitório J.A. 2010. A suíte granítica Teles Pires da Província Aurífera de Alta Floresta: Características petrográficas, geoquímicas e implicações metalogenéticas. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório PIBIC/ CNPq; 20p.

Vasquez, M. L.; Rosa-Costa, L.T., 2008. Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: sistema de informações geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1. 000.000. VASQUEZ, M. L.; ROSACOSTA, L. T. da (Eds.). Belém: CPRM.

Ward, S. H., Hohmann, G. W., 1987. Electromagnetic theory for geophysical applications: Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, ed. Misac N. Nabighian, Vol.1, p.131-311. (Investigations in Geophysics, n.3).

Ward, O. S. H., 1990. Resistivity and Induced Polarization Methods. Geotechnical and Environmental Geophysics, Volume 1: Review and Tutorial. Society of Exploration Geophysics, Tulsa, OK, p. 147-189.

Apêndice A

Garimpo Raimunda

Raimunda Gold Mine - Line 01(L1RM)

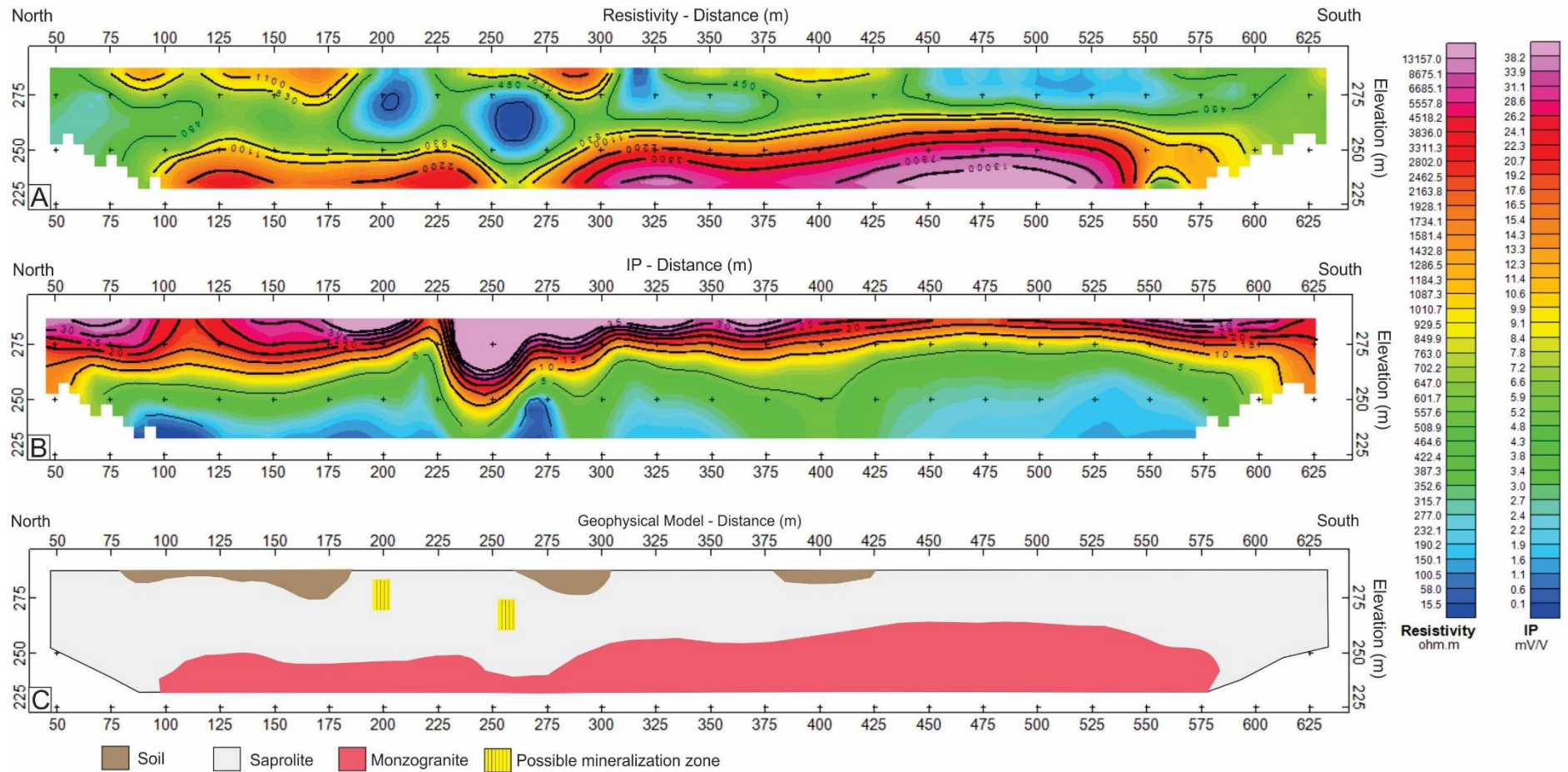


Figura A.1 Resultado do garimpo Raimunda linha 01 (L1RM). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geofísico.

Raimunda Gold Mine - Line 02 (L2RM)

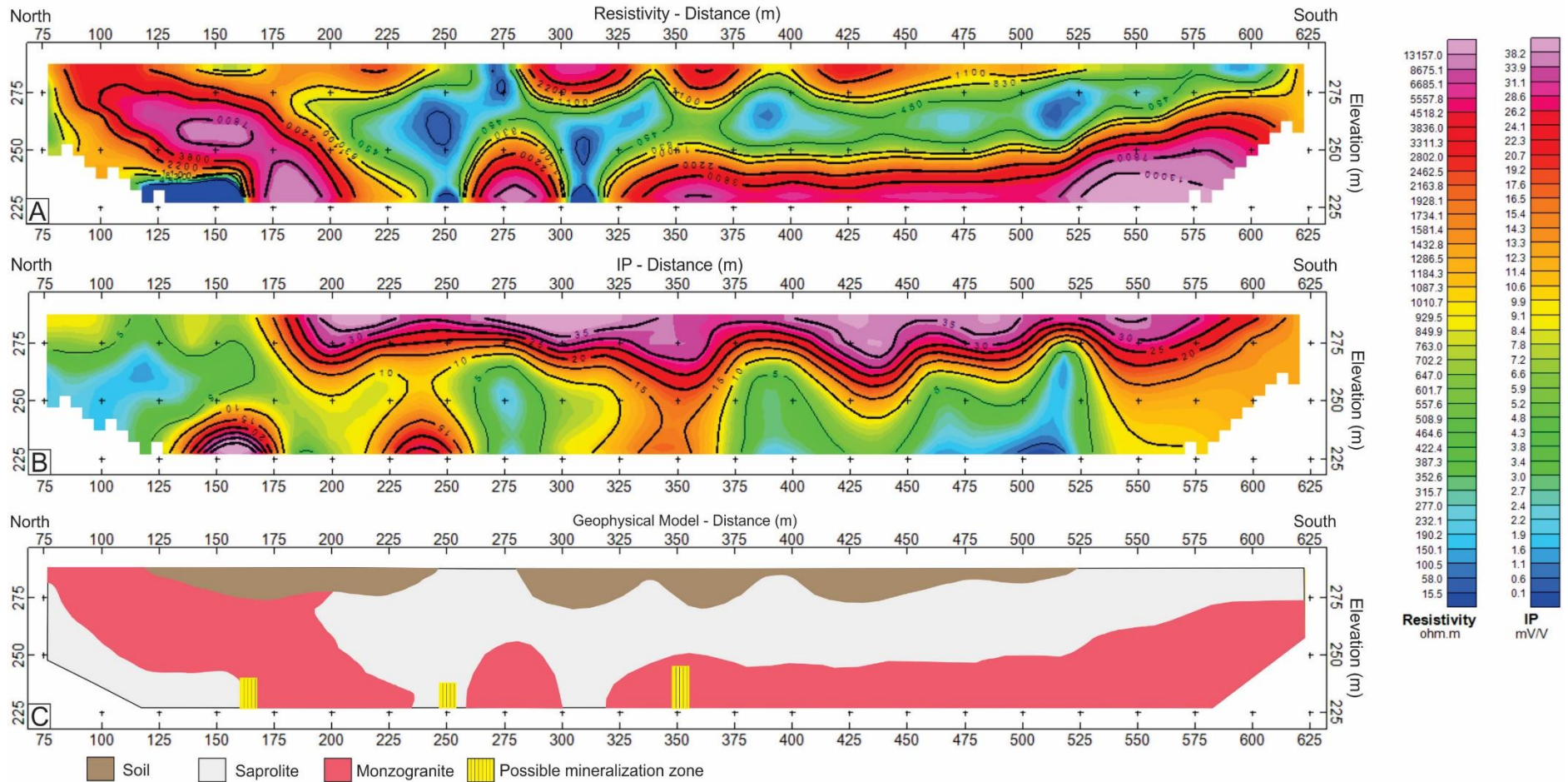


Figura A.2 Resultado do garimpo Raimunda linha 02 (L2RM). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geofísico.

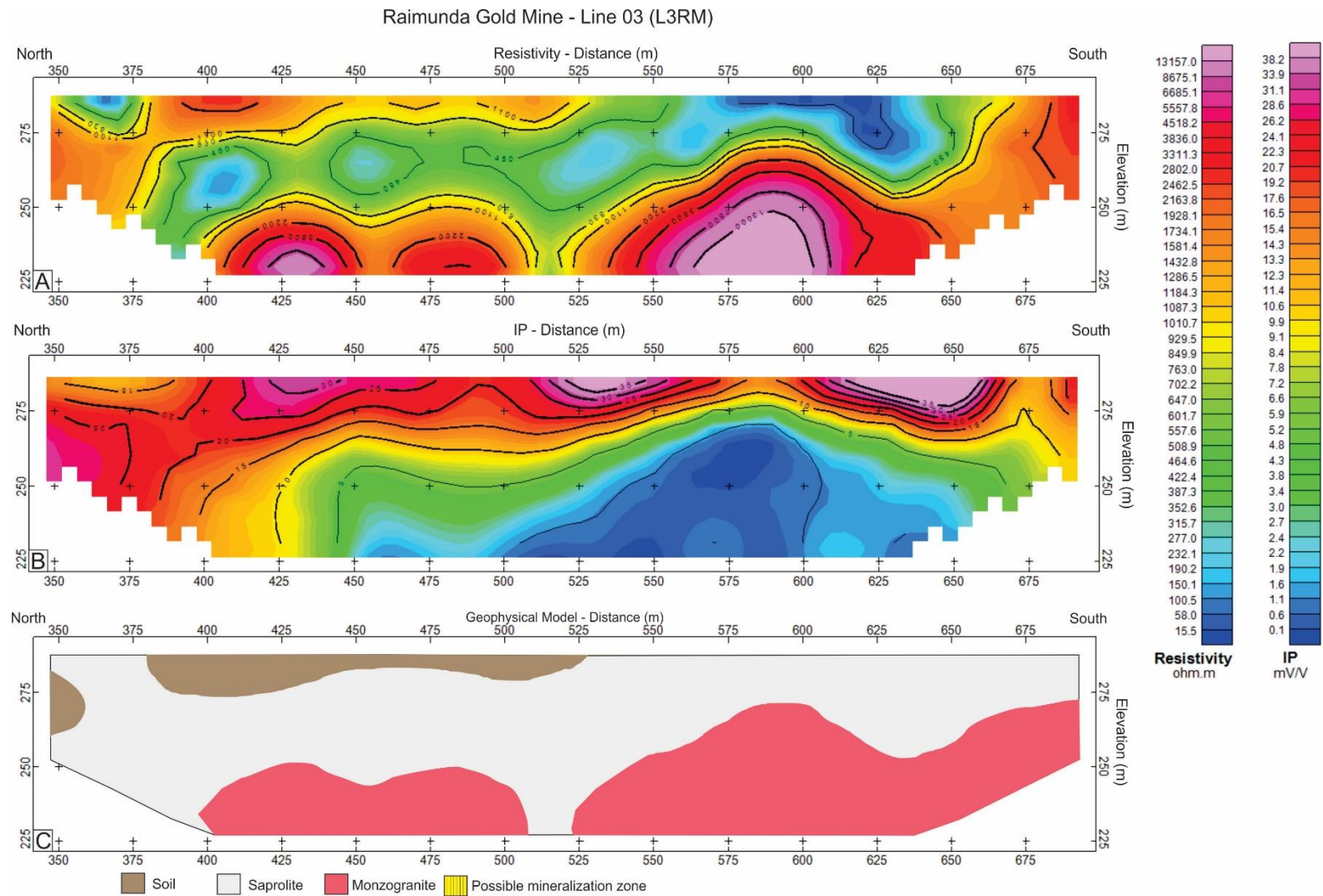


Figura A.3 Resultado do garimpo Raimunda linha 03 (L3RM). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geofísico.

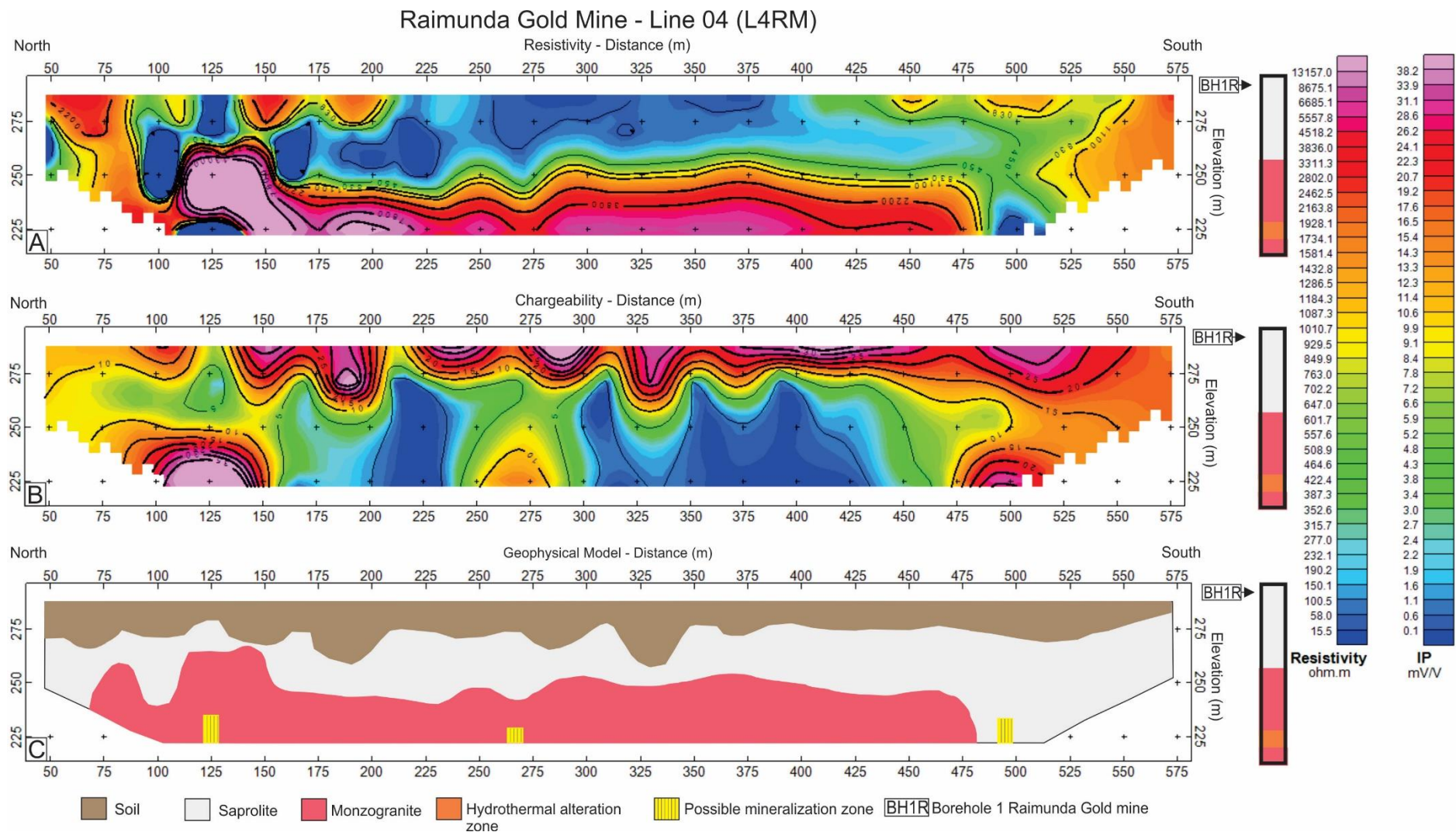


Figura A.4 Resultado do garimpo Raimunda linha 04 (L4RM). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geofísico com furo de sondagem.

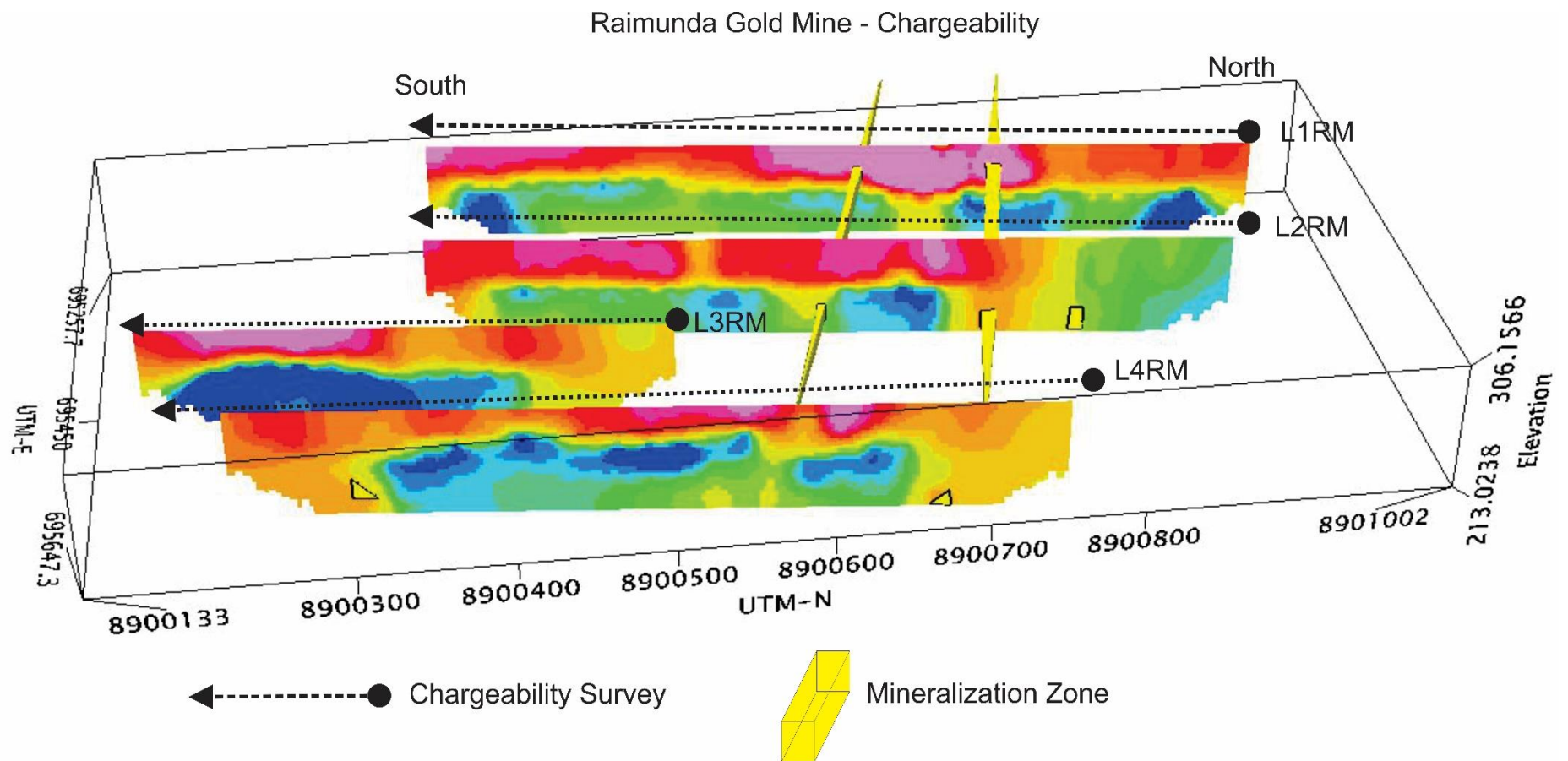


Figura A.5 Resultado do garimpo Raimunda, perfil de IP e projeção de continuidade de zona mineralizada.

Garimpo Marcelo Fidelis

Marcelo Fidelis Gold Mine - Line 01 (L1MF)

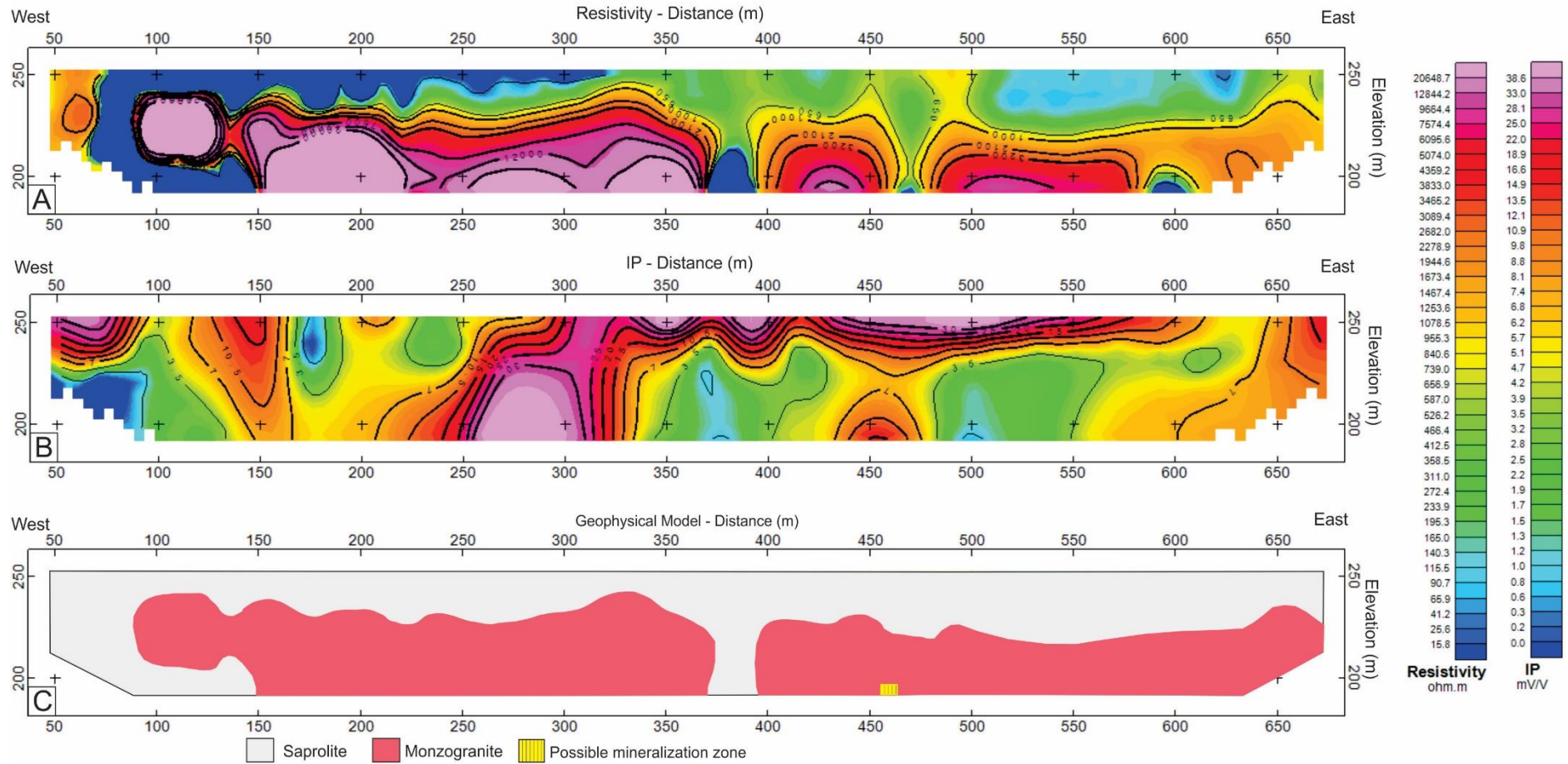


Figura A.6 Resultado do garimpo Marcelo Fidelis linha 01 (L1MF). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geofísico.

Marcelo Fidelis Gold Mine - Line 02 (L2MF)

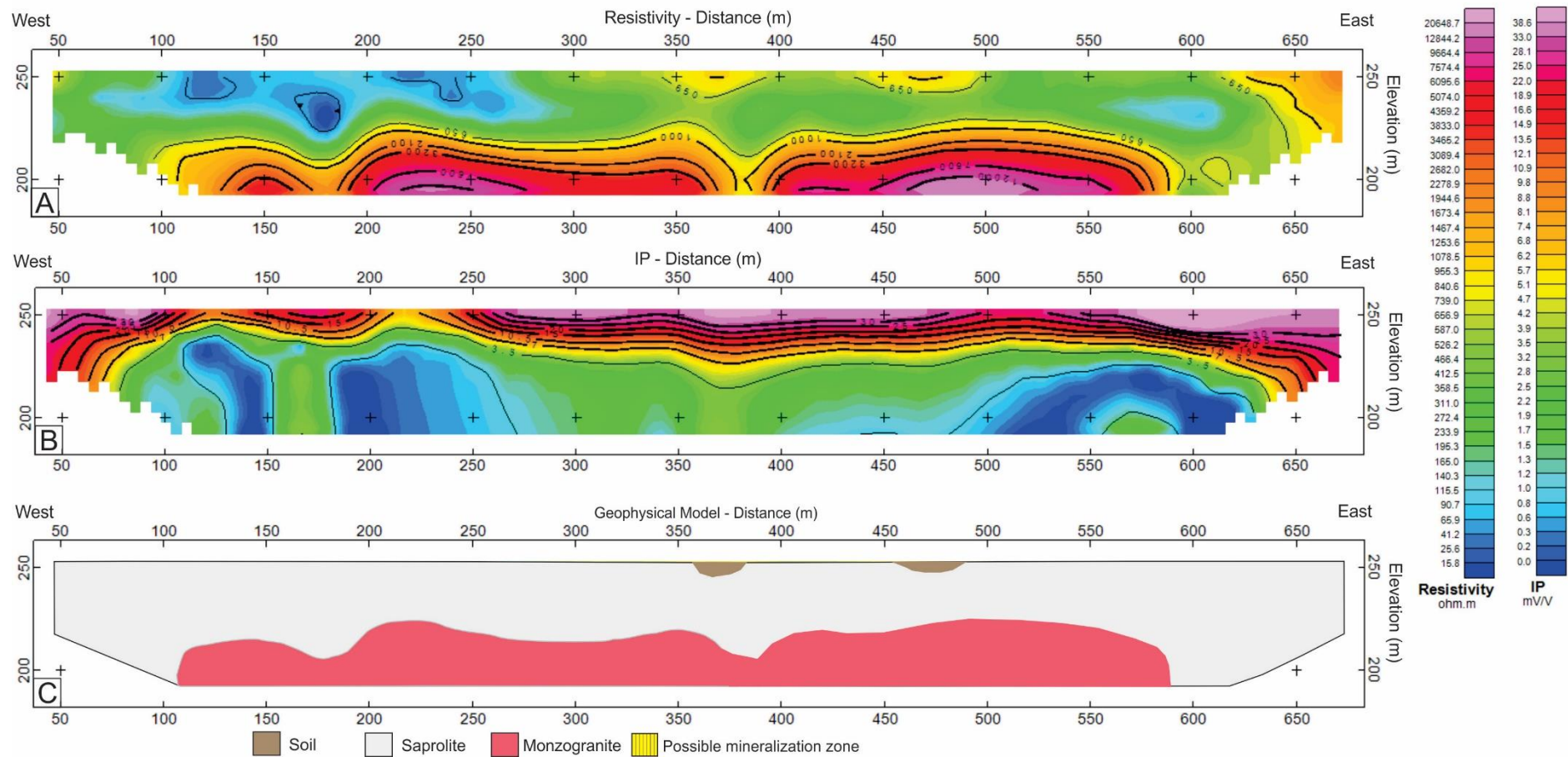


Figura A.7 Resultado do garimpo Marcelo Fidelis linha 02 (L2MF). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geofísico.

Marcelo Fidelis Gold Mine - Line 03 (L3MF)

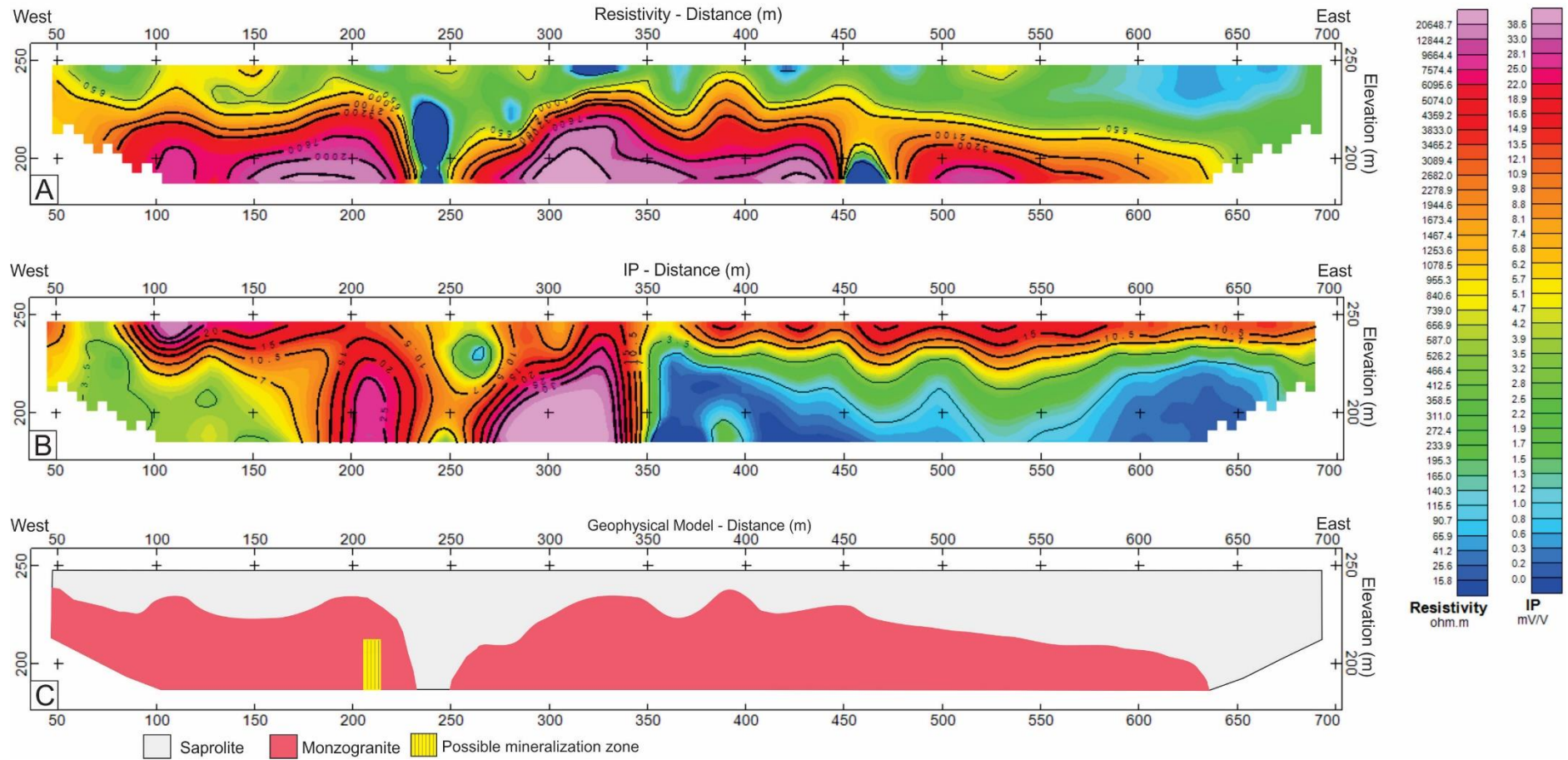


Figura A.8 Resultado do garimpo Marcelo Fidelis linha 03 (L3MF). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geofísico.

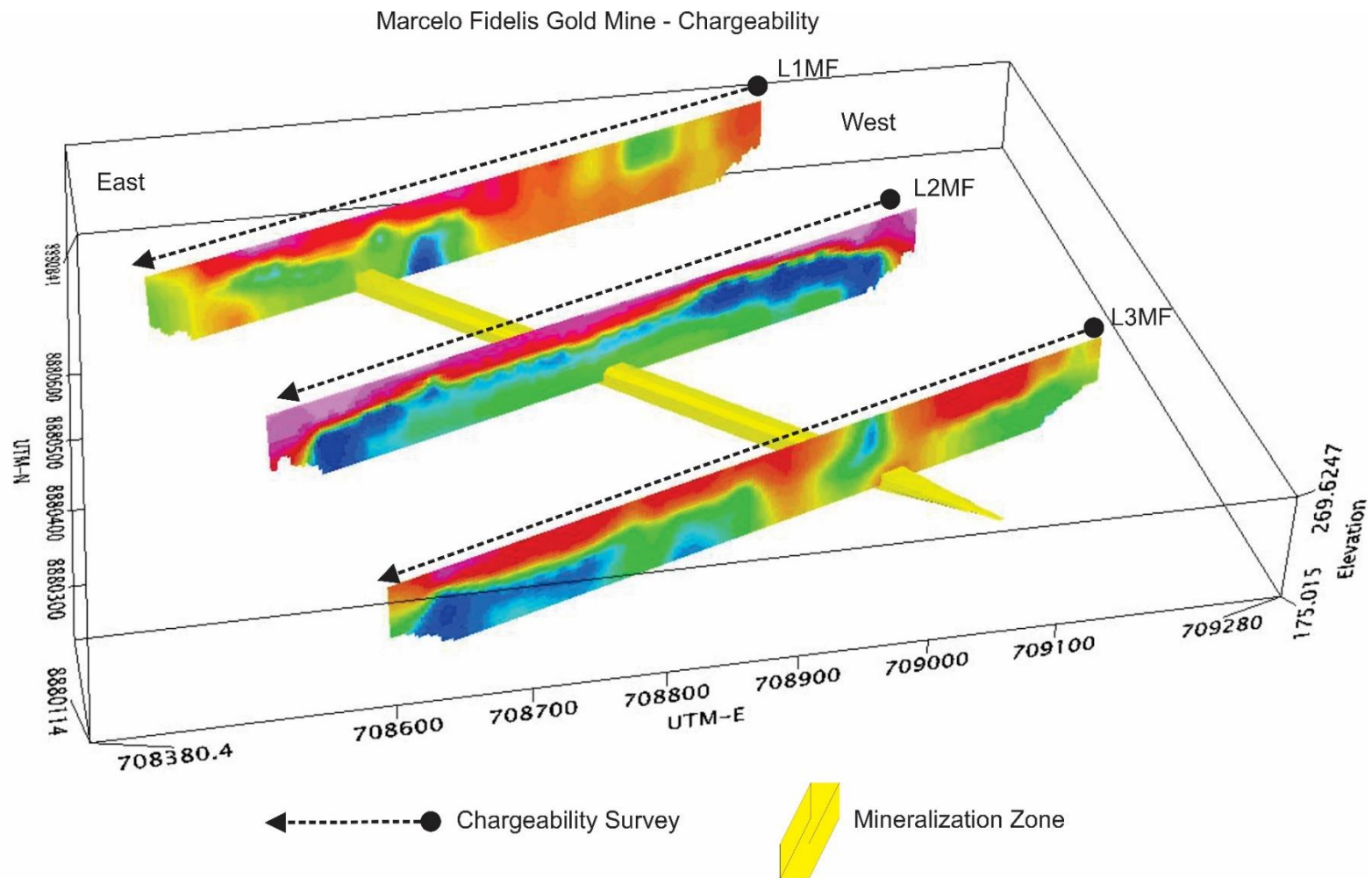


Figura A.10 Resultado do garimpo Marcelo Fidelis, perfil de IP e projeção de continuidade de zona mineralizada.

Garimpo Polaco

Polaco Gold Mine - Line 01 (L1PL)

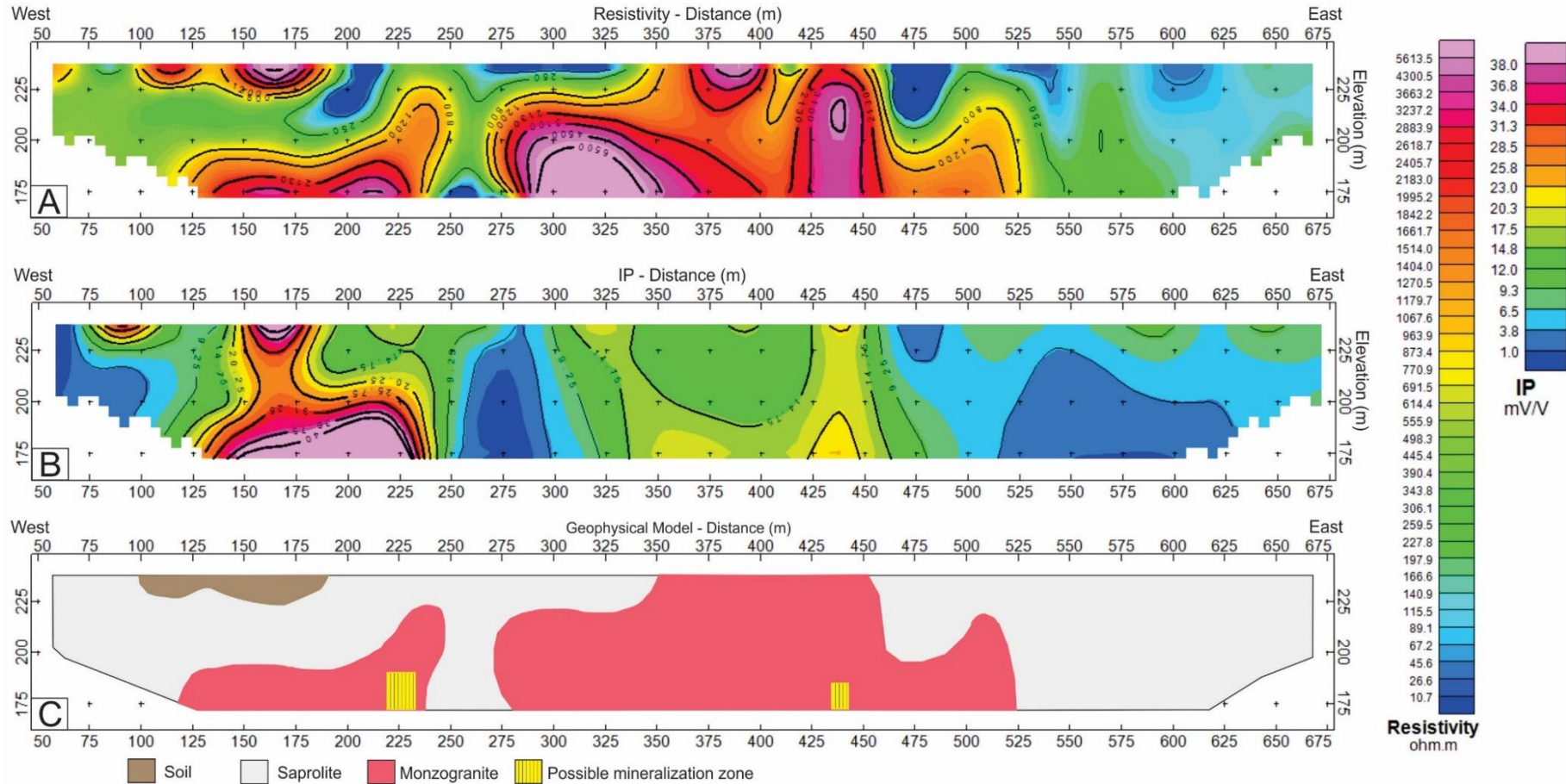


Figura A.11 Resultado do garimpo Polaco linha 01 (L1PL). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geofísico.

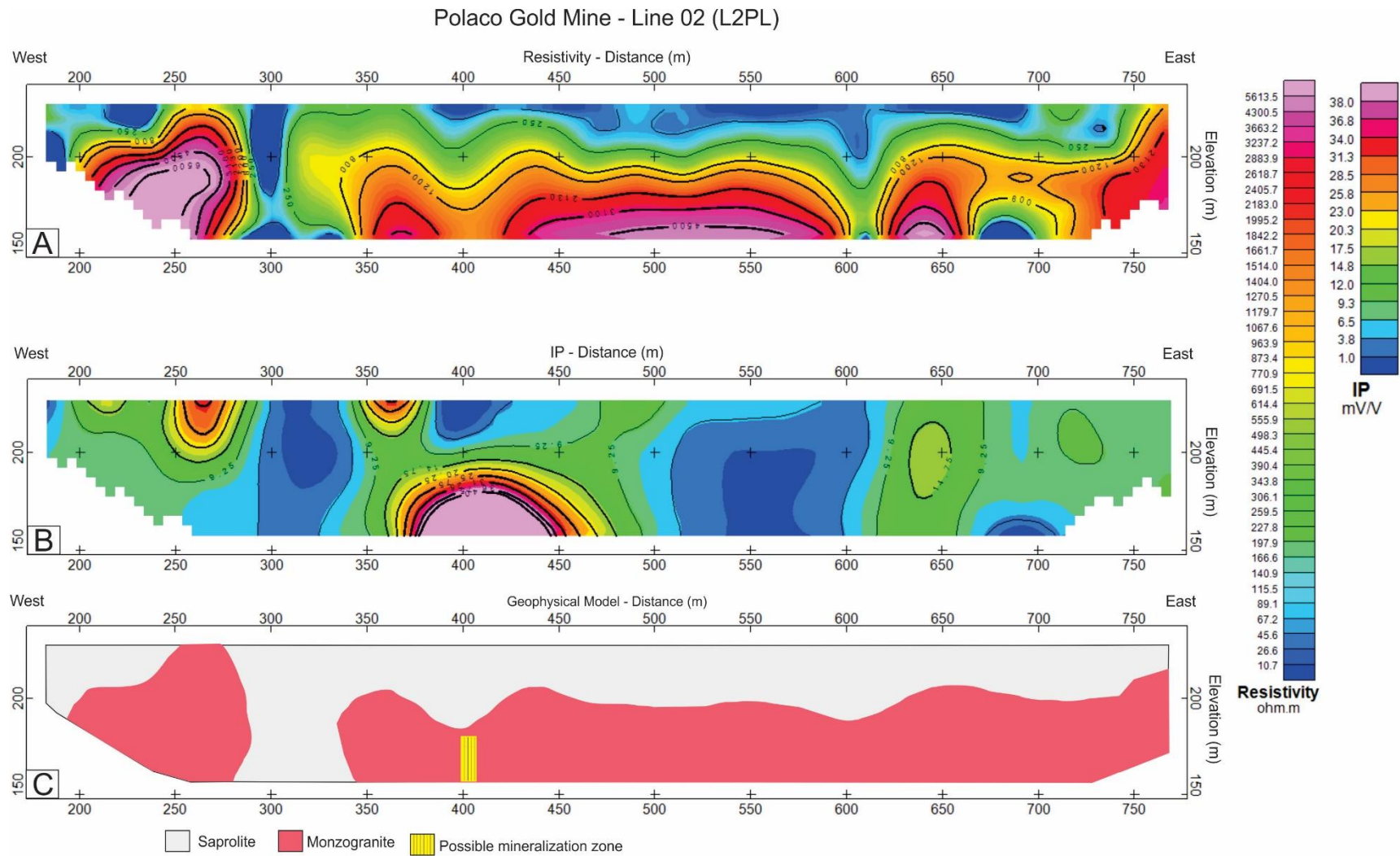


Figura A.12 Resultado do garimpo Polaco linha 02 (L2PL). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geofísico.

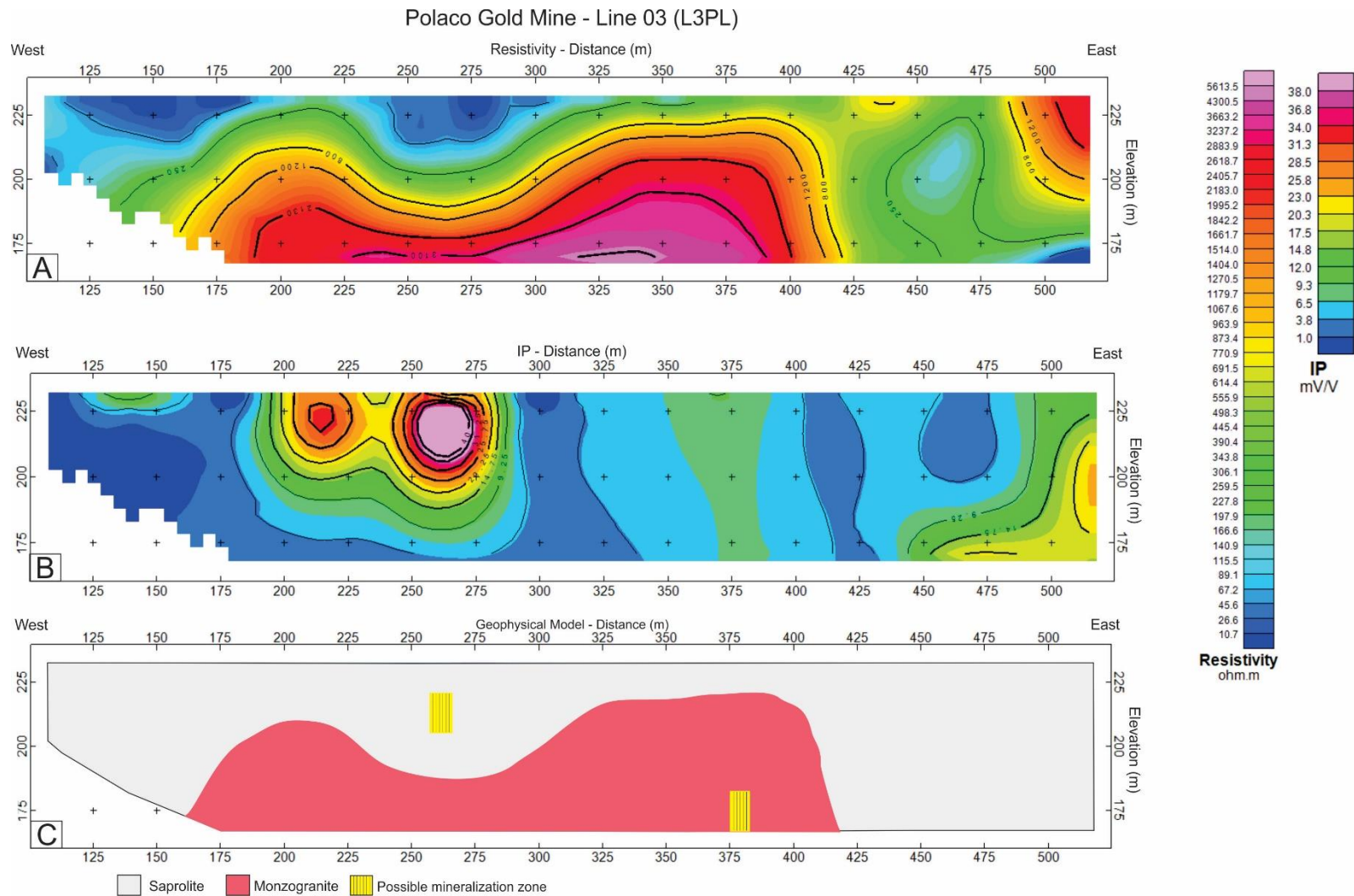


Figura A.13 Resultado do garimpo Polaco linha 03 (L3PL). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geofísico

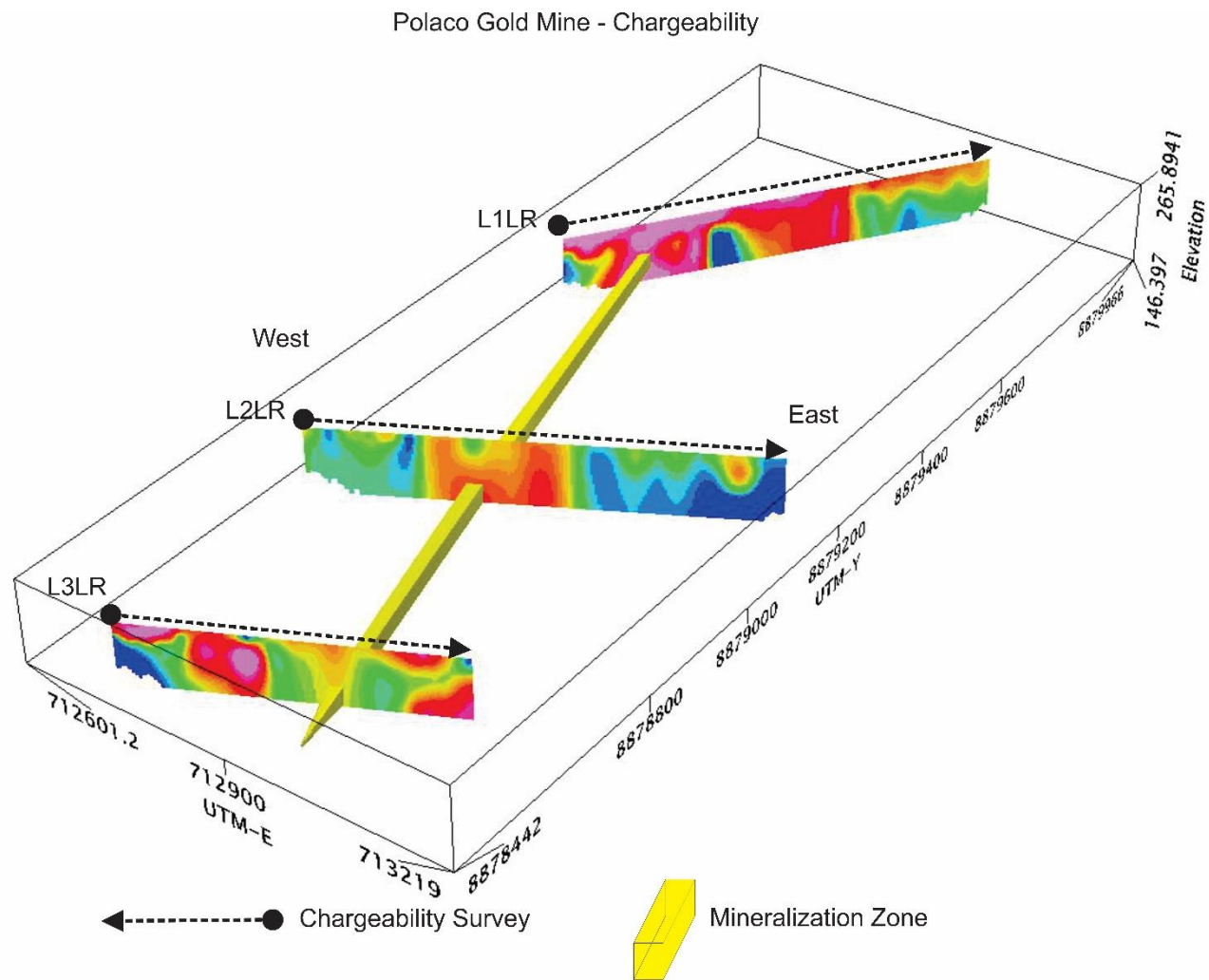


Figura A.14 Resultado do garimpo Polaco perfil de IP e projeção de continuidade de zona mineralizada.

Garimpo Lauro

Lauro Gold Mine - Line 01 (L1LR)

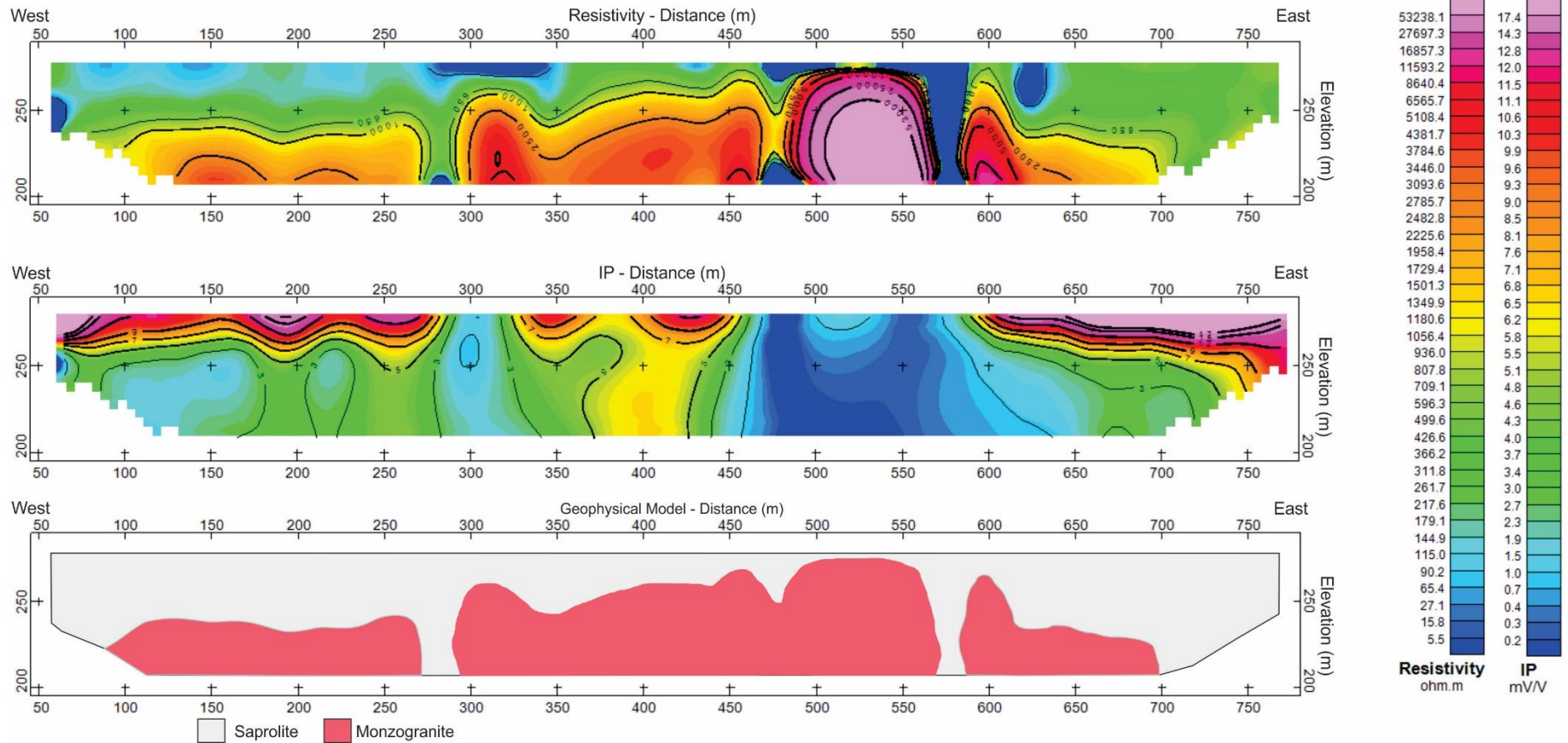


Figura A.15 Resultado do garimpo Lauro linha 01 (L1LR). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geoffísico.

Lauro Gold Mine - Line 02 (L2LR)

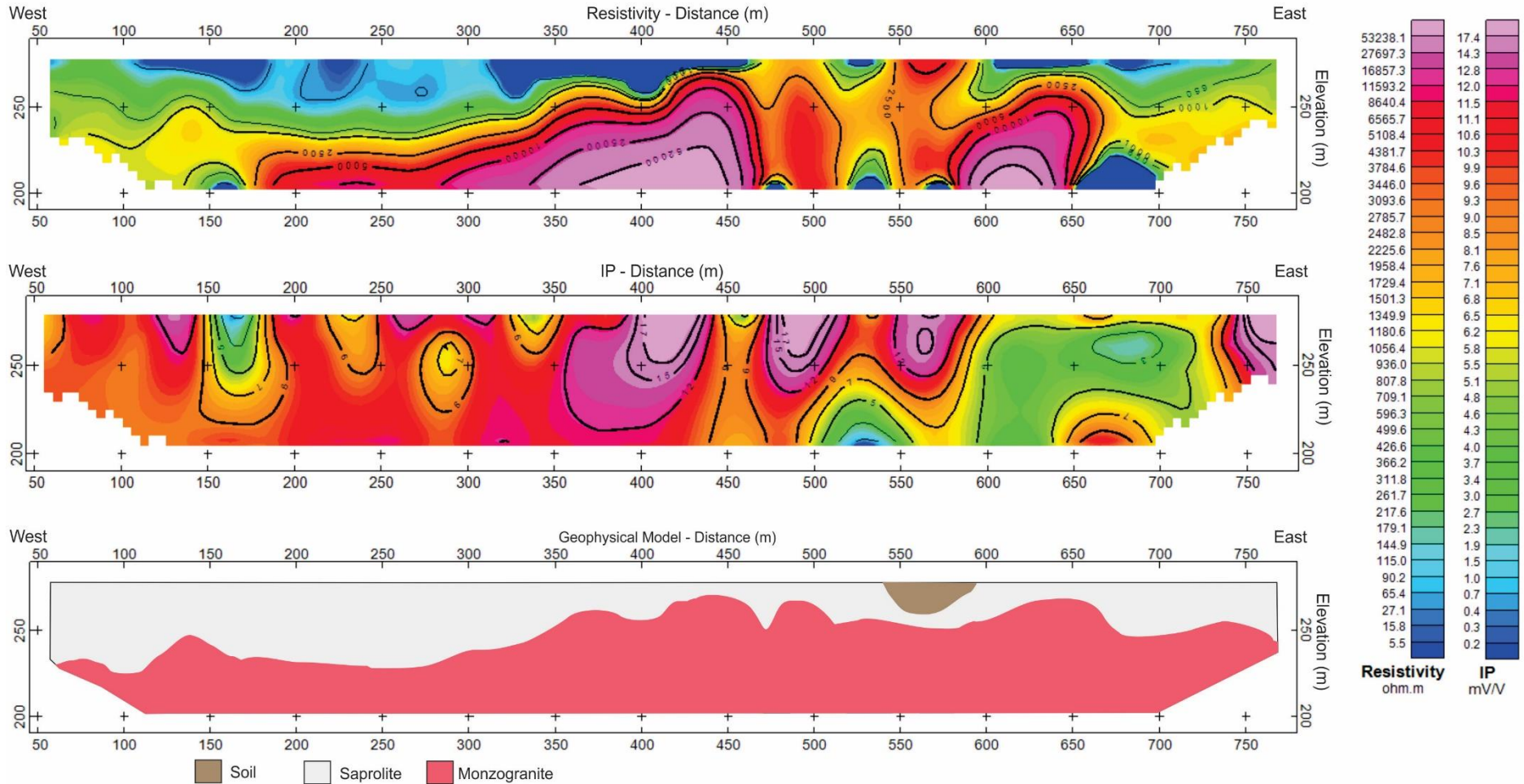


Figura A.16 Resultado do garimpo Lauro linha 02 (L2LR). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geofísico.

Lauro Gold Mine - Line 03 (L3LR)

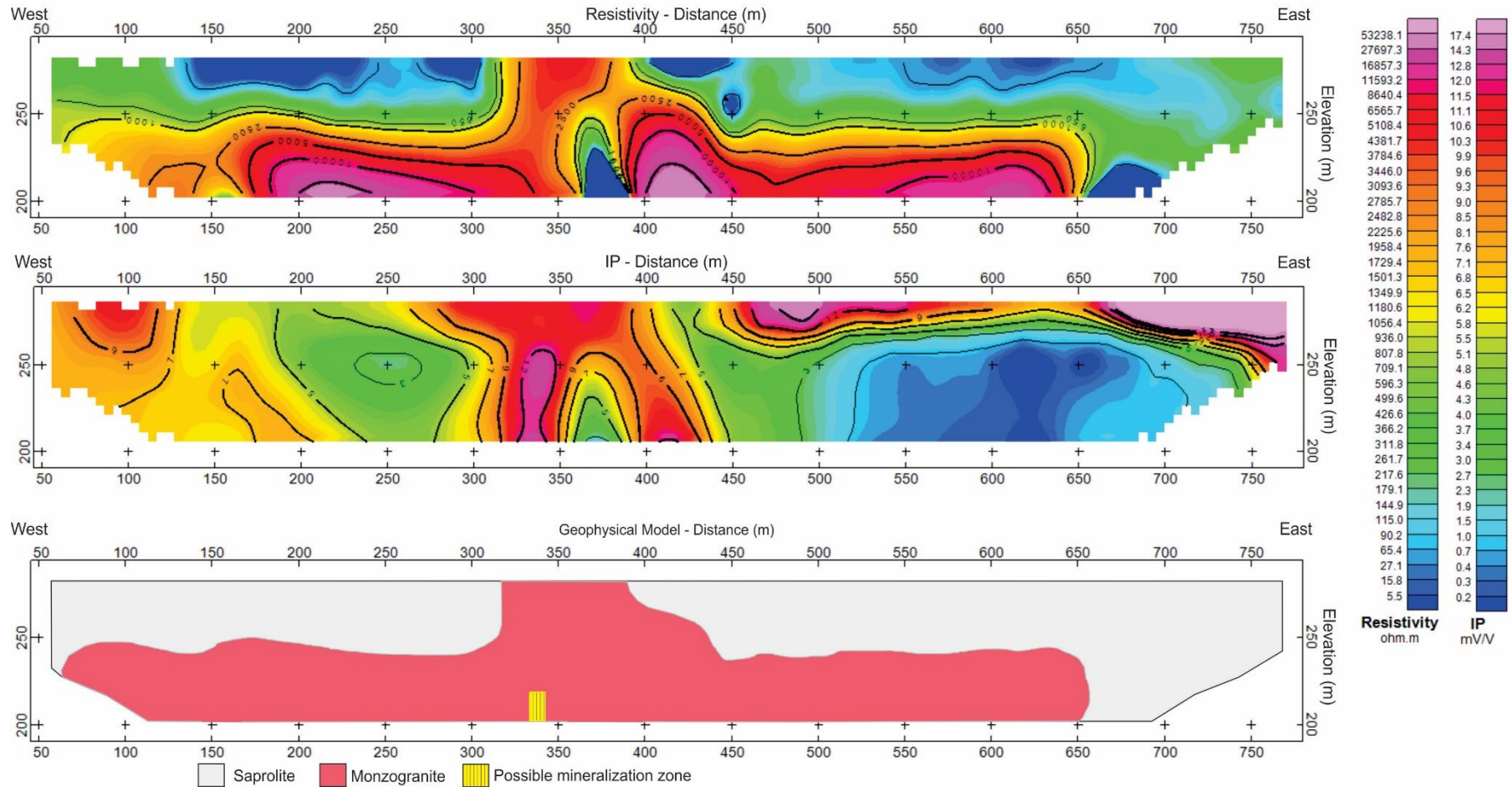
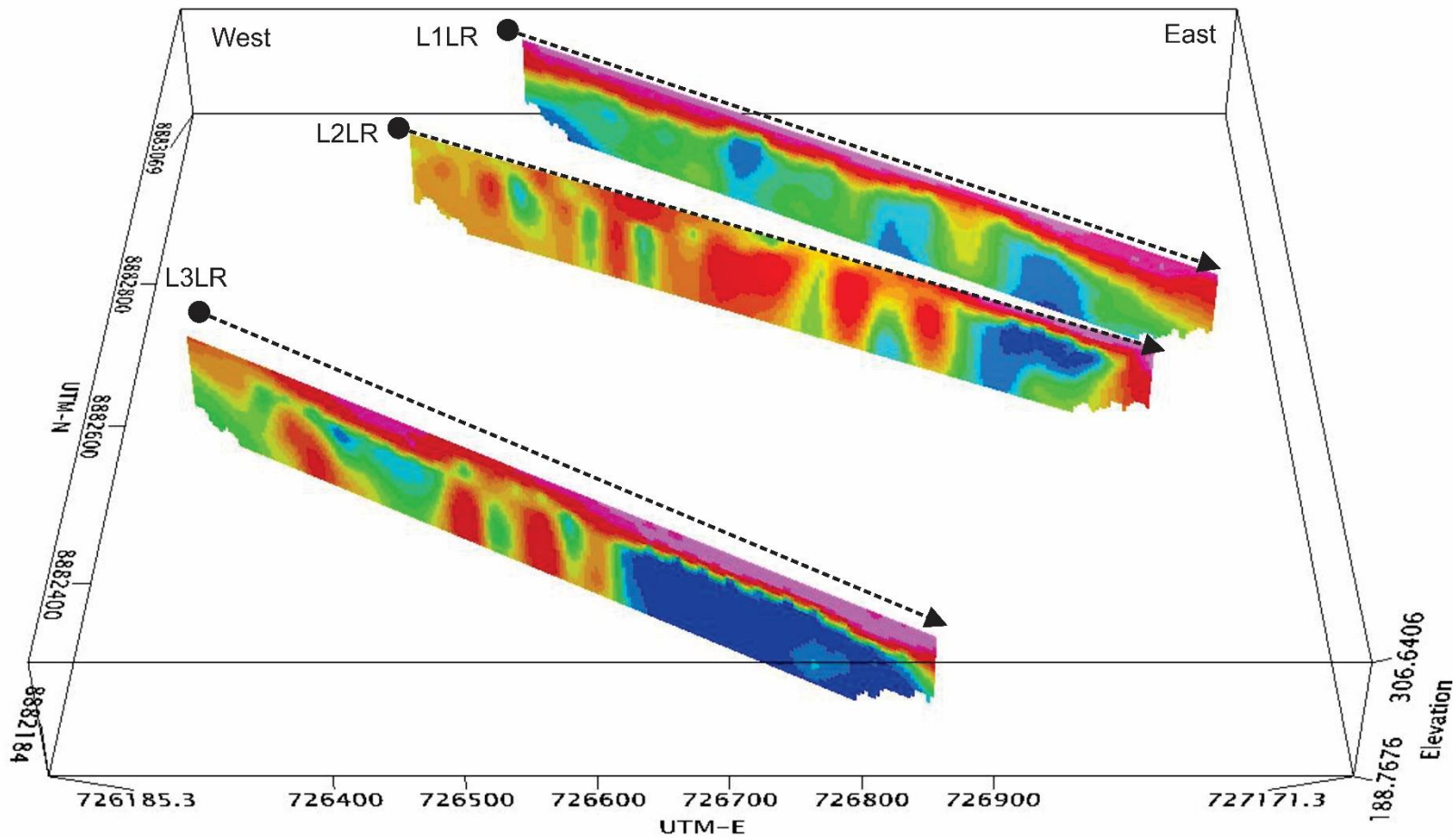


Figura A.17 Resultado do garimpo Lauro linha 03 (L3LR). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geofísico.

Lauro Gold Mine - Chargeability



←● Chargeability Survey

Figura A.18 Resultado do garimpo Lauro perfil de IP e projeção de continuidade de zona mineralizada.

Garimpo Gauchinho

Gauchinho Gold Mine - Line 01 (L1GA)

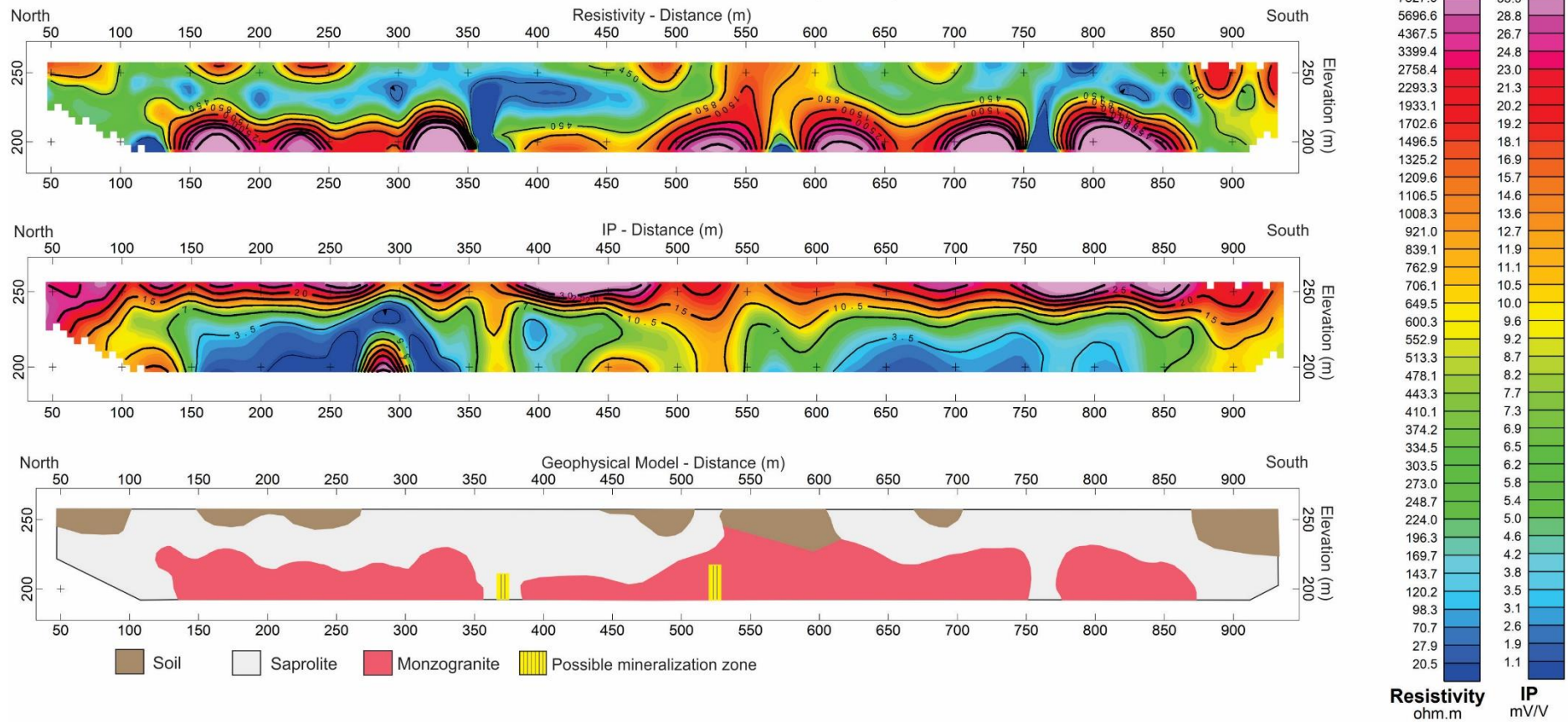


Figura A. 19 Resultado do garimpo Gauchinho linha 01 (L1GA). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geofísico.

Gauchinho Gold Mine - Line 02 (L2GA)

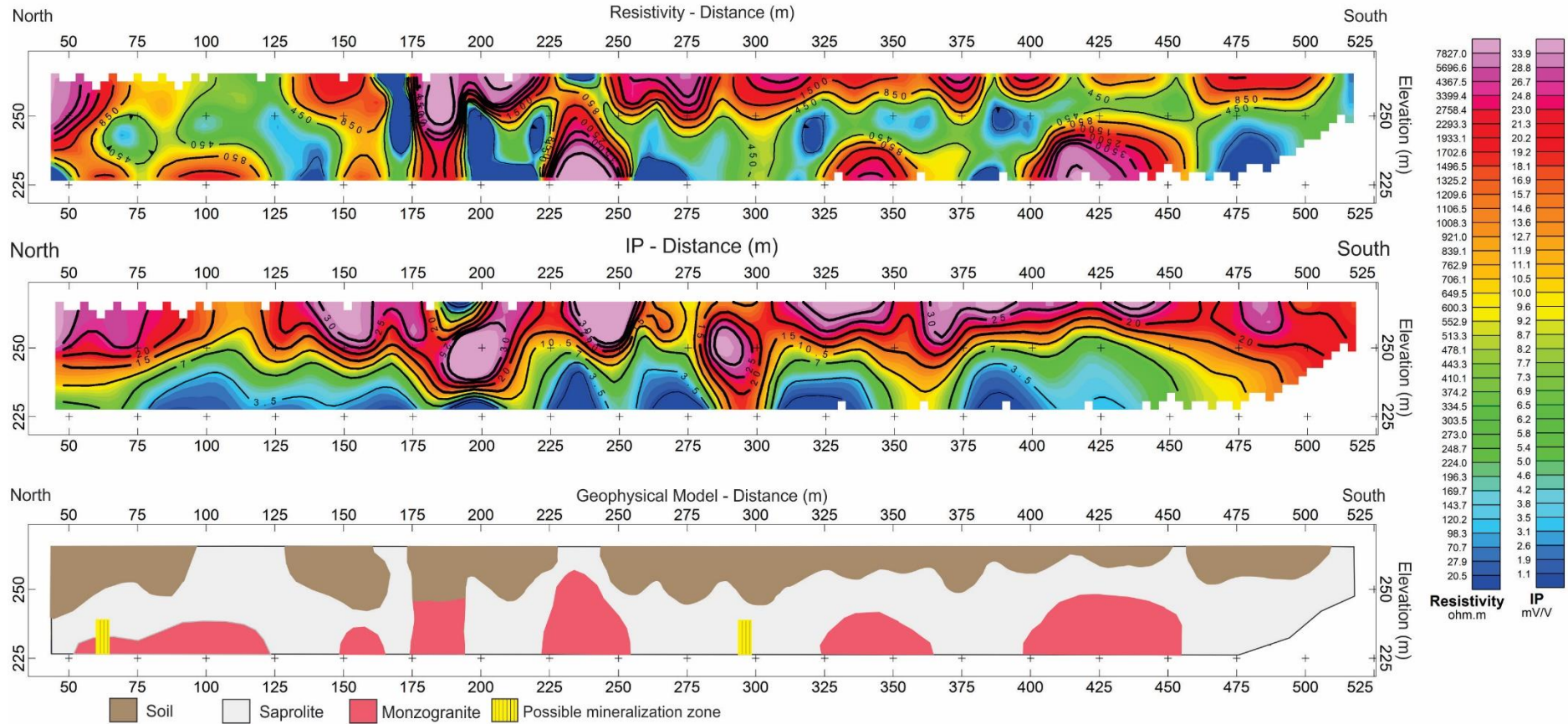


Figura A.20 Resultado do garimpo Gauchinho linha 02 (L2GA). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geofísico.

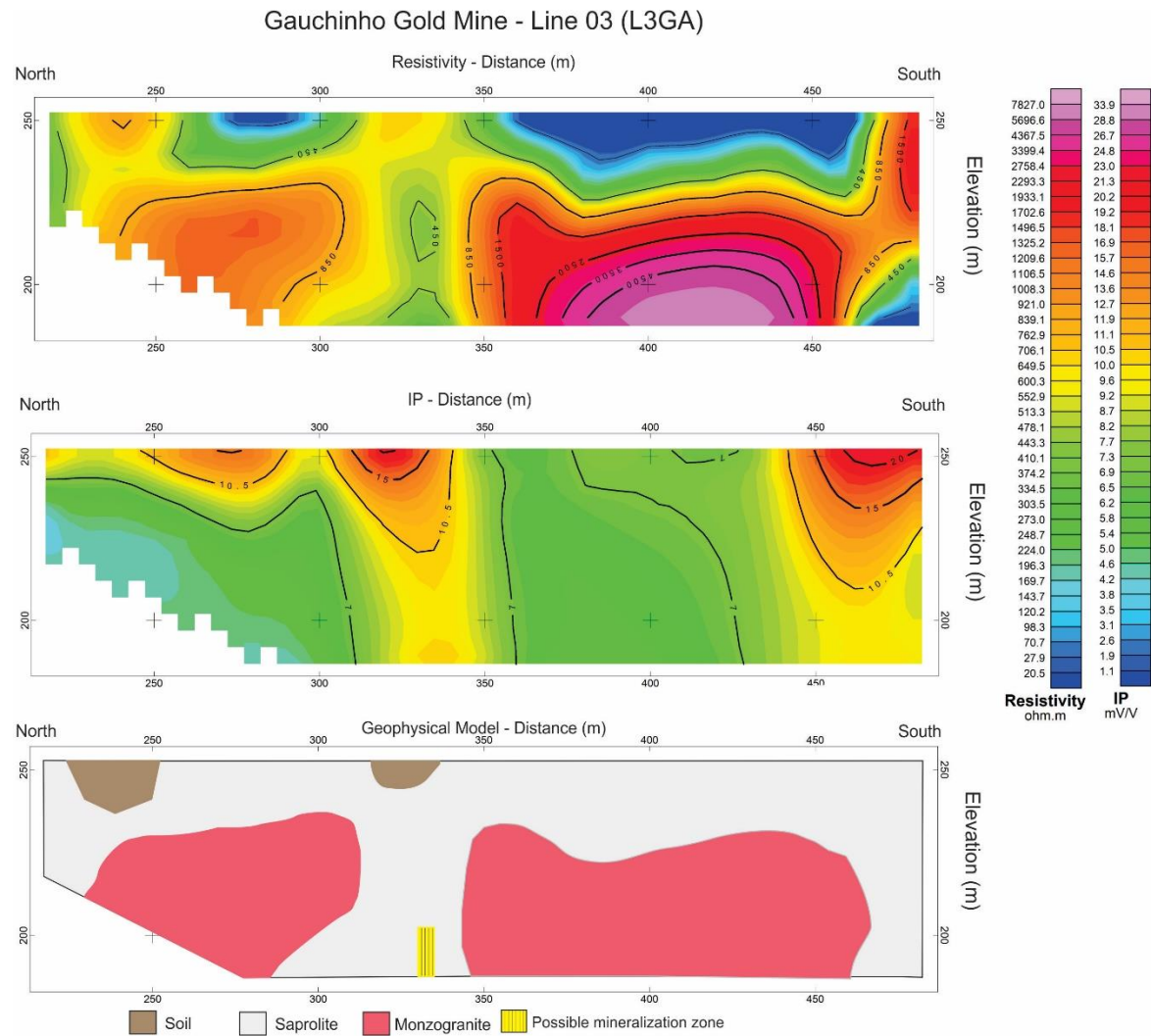


Figura A.21 Resultado do garimpo Gauchinho linha 03 (L3GA). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geofísico.

Gauchinho Gold Mine - Chargeability

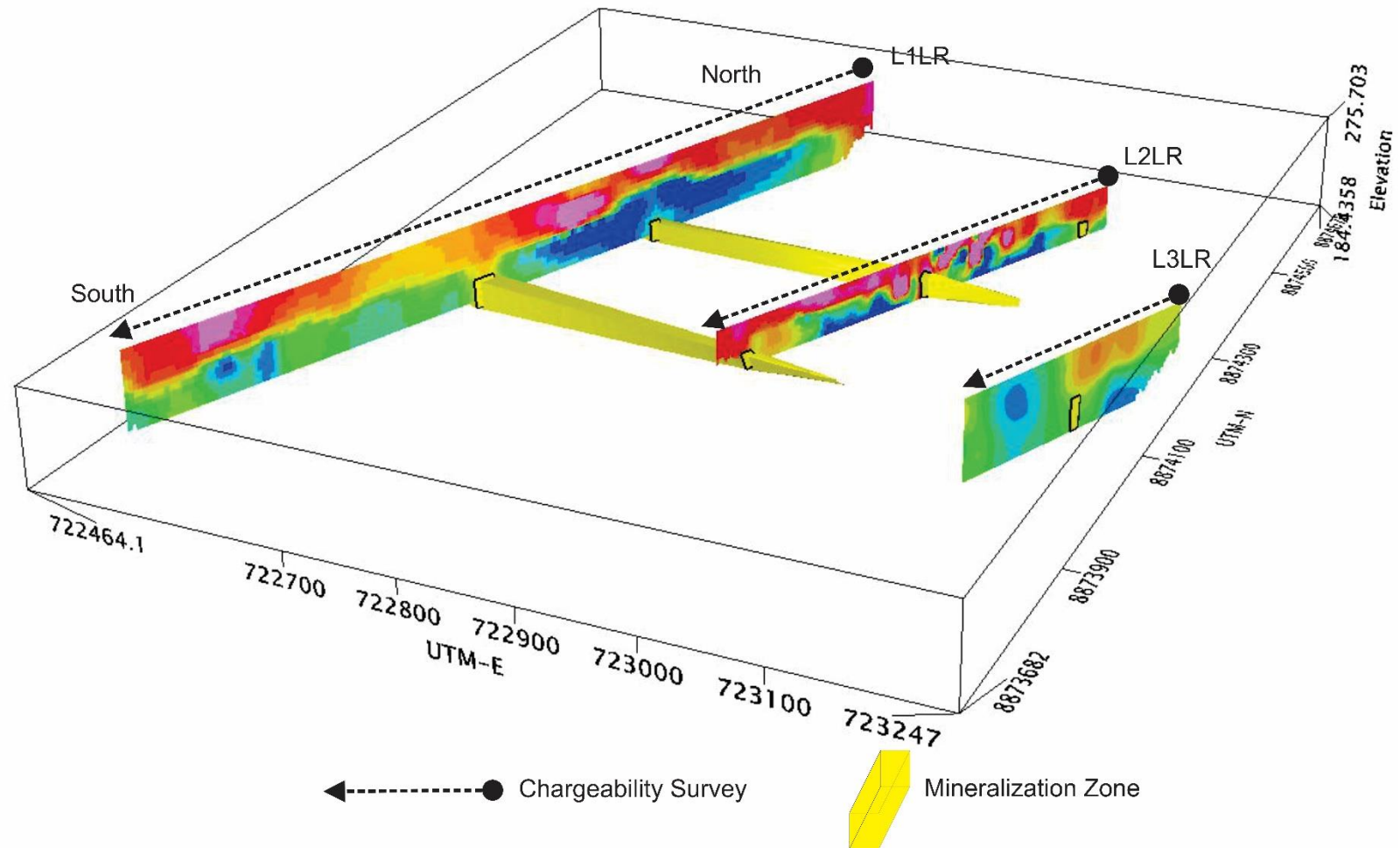


Figura A.22 Resultado do garimpo Gauchinho com perfil de IP e projeção de continuidade de zona mineralizada.

Garimpo Truilio

Truilio Gold Mine - Line 01 (L1TR)

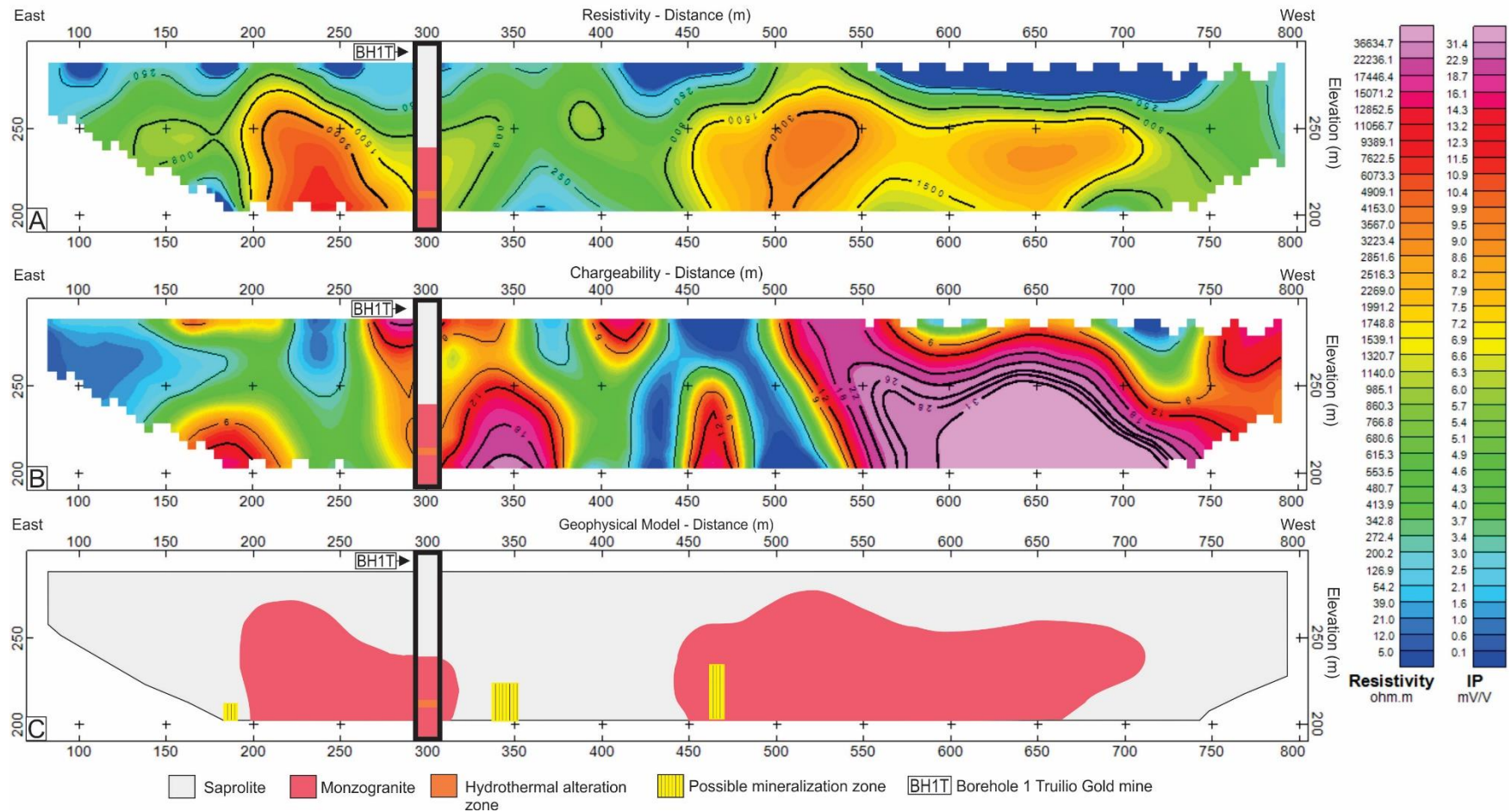


Figura A.23 Resultado do garimpo Truilio linha 01 (L1TR). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP. C) Modelo geofísico com furo de sondagem.

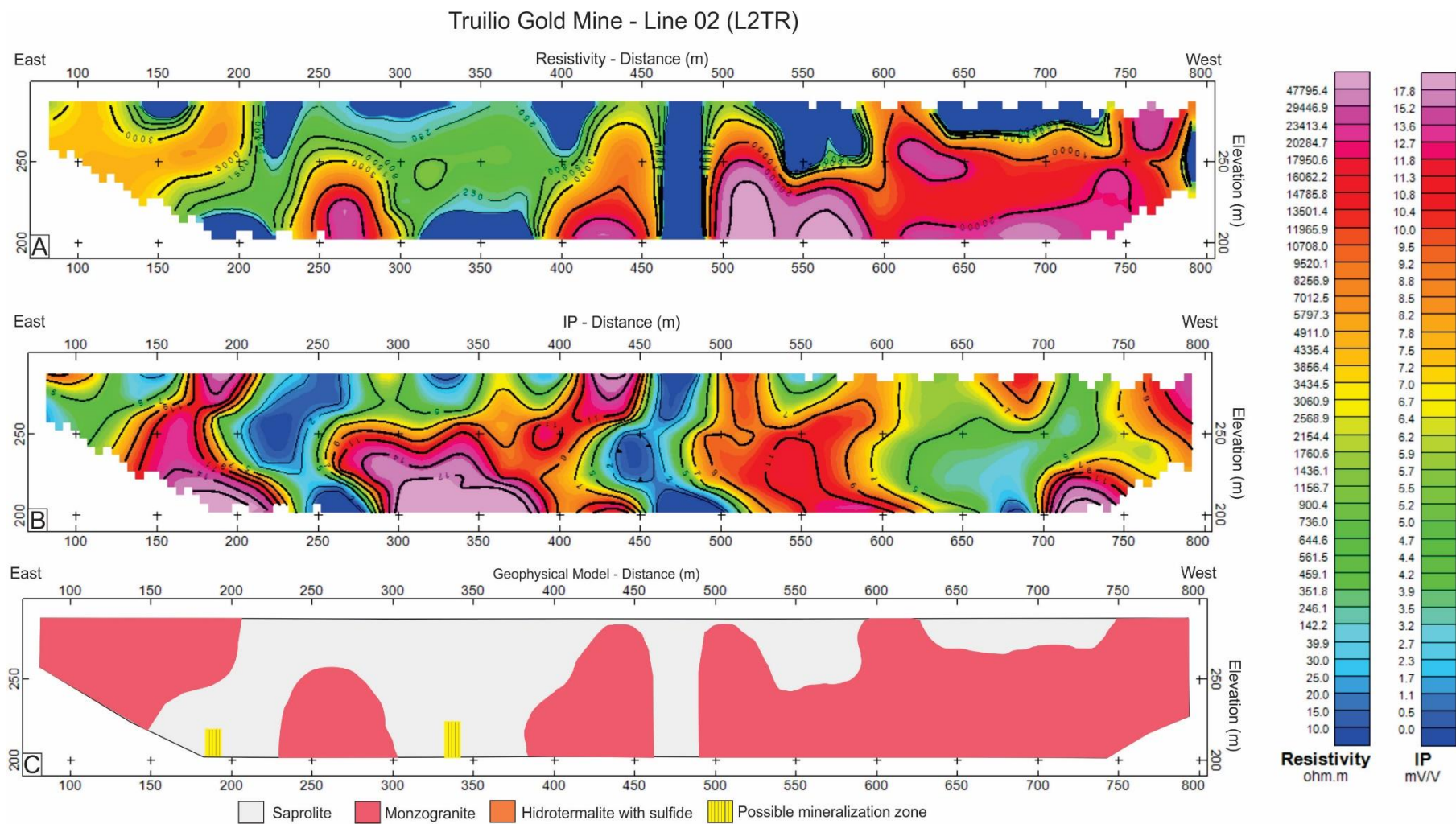


Figura A.24 Resultado do garimpo Truilio linha 02 (L2GA). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geoffisico.

Truilio Gold Mine - Line 03 (L3TR)

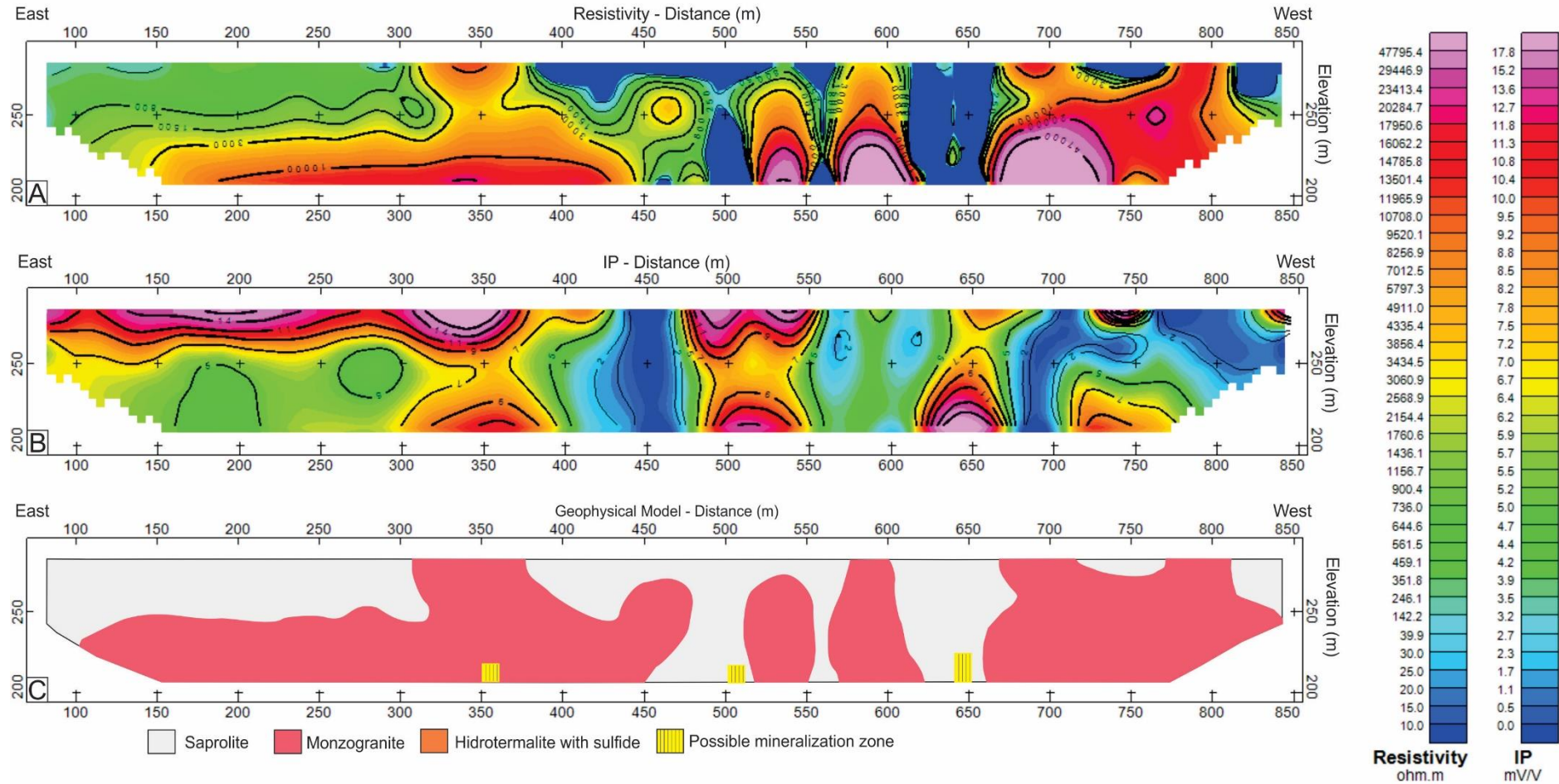


Figura A.25 Resultado do garimpo Truilio linha 03 (L3GA). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP; C) Modelo geofísico.

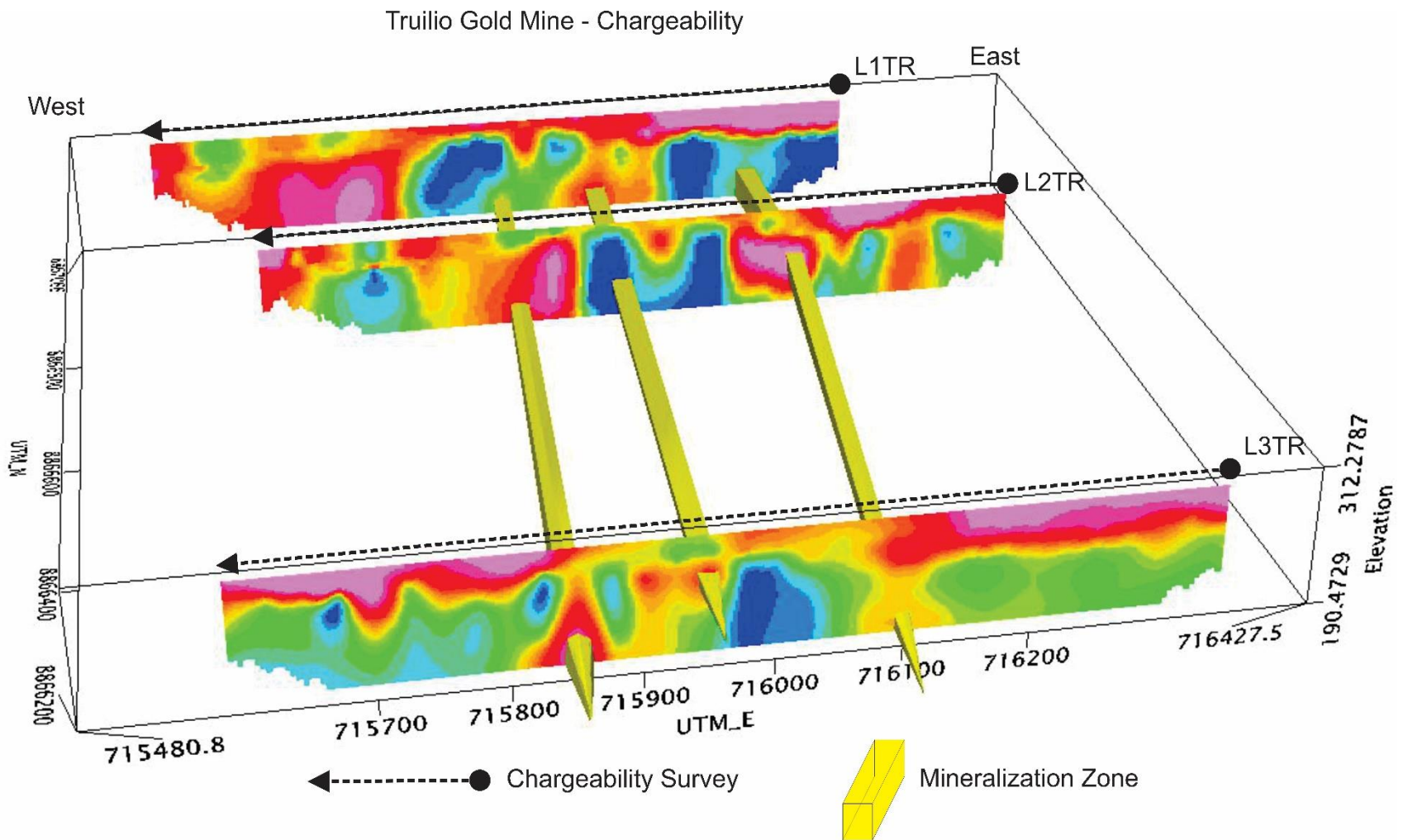


Figura A.26 Resultado do garimpo Truilio com perfil de IP e projeção de continuidade de zona mineralizada.

Garimpo Porteira

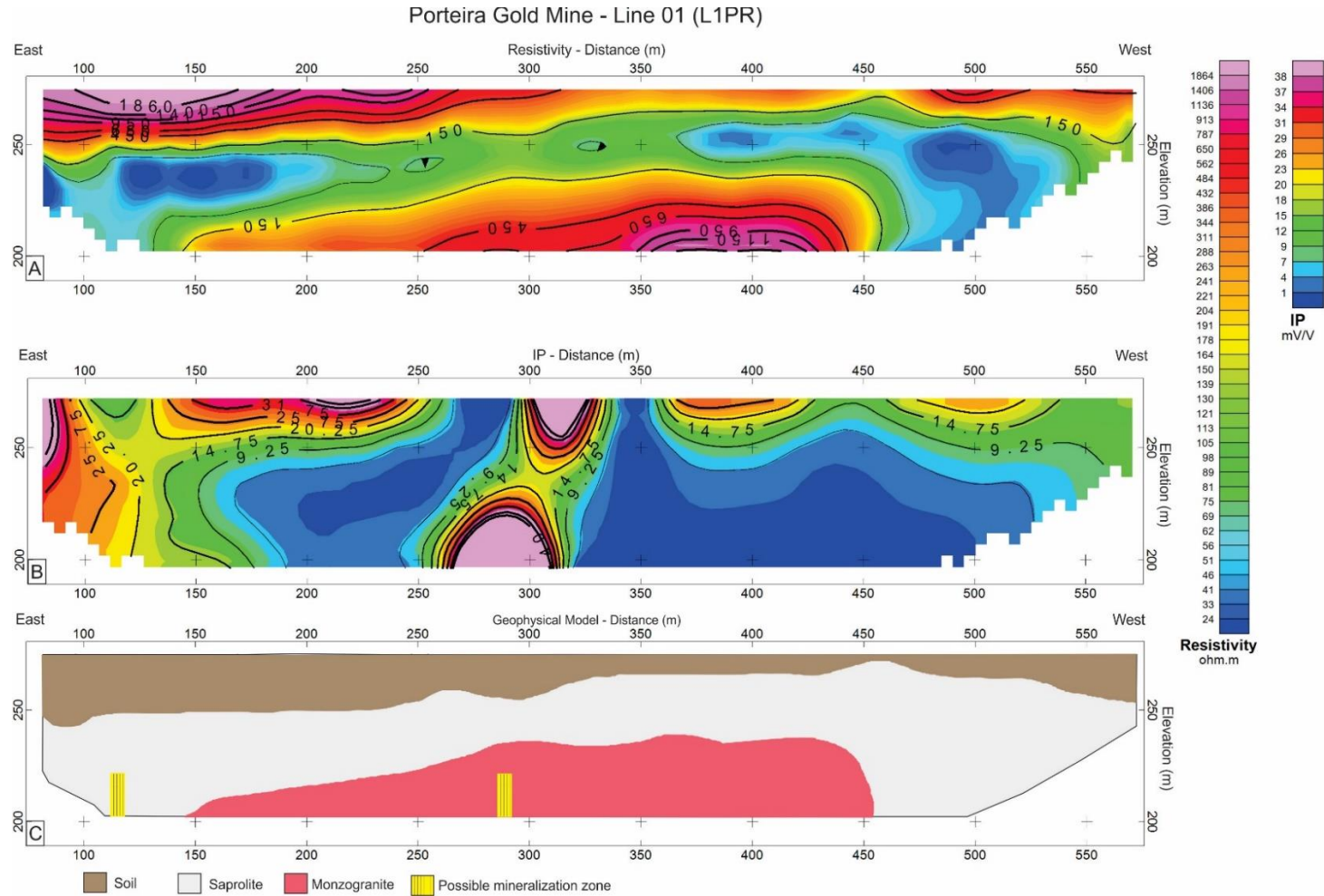


Figura A.27 Resultado do garimpo Porteira linha 01 (L1PR). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP. C) Modelo geofísico com furo de sondagem.

Porteira Gold Mine - Line 02 (L2PR)

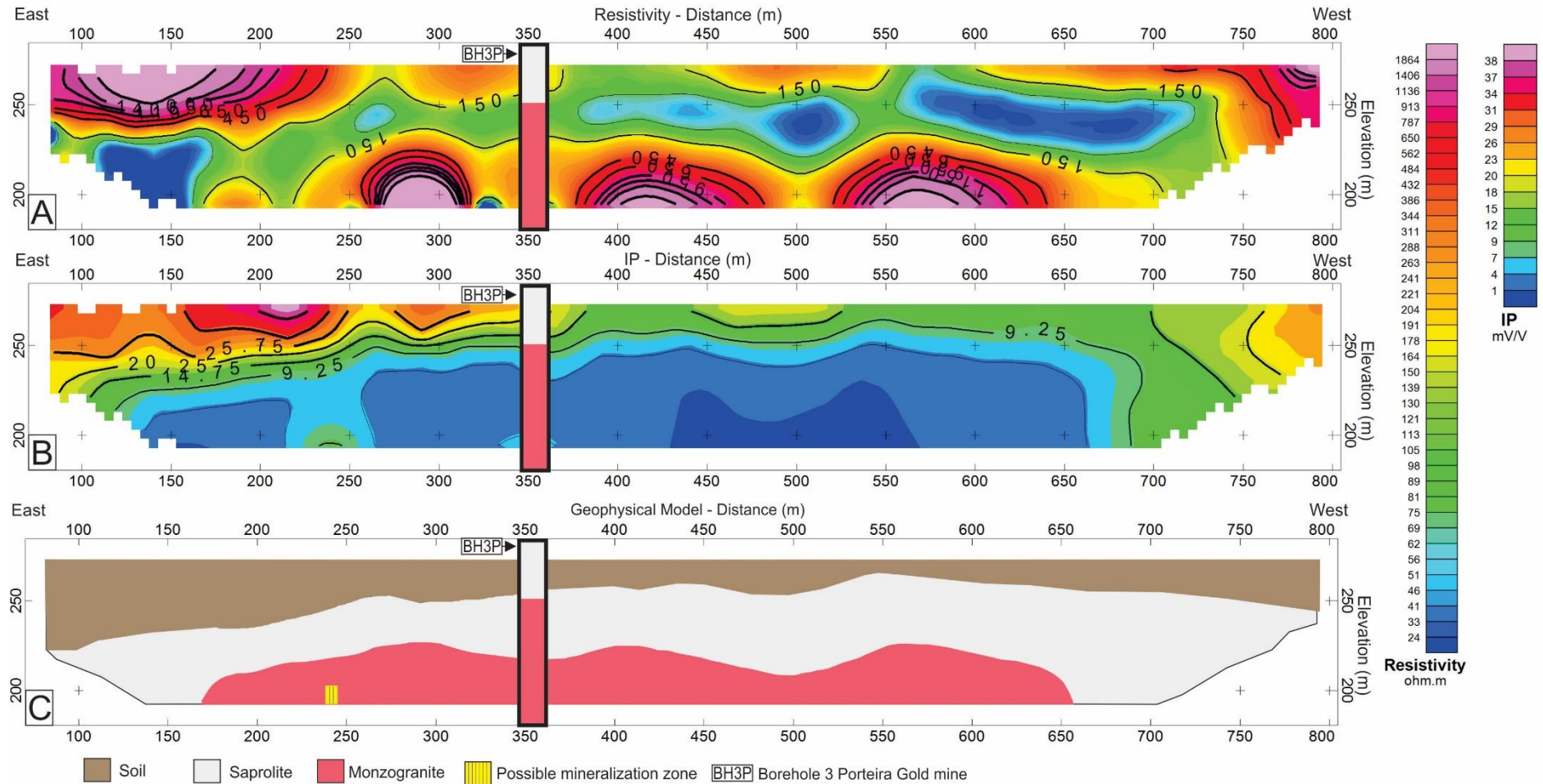


Figura A.28 Resultado do garimpo Porteira linha 02 (L2PR). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP. C) Modelo geofísico com furo de sondagem.

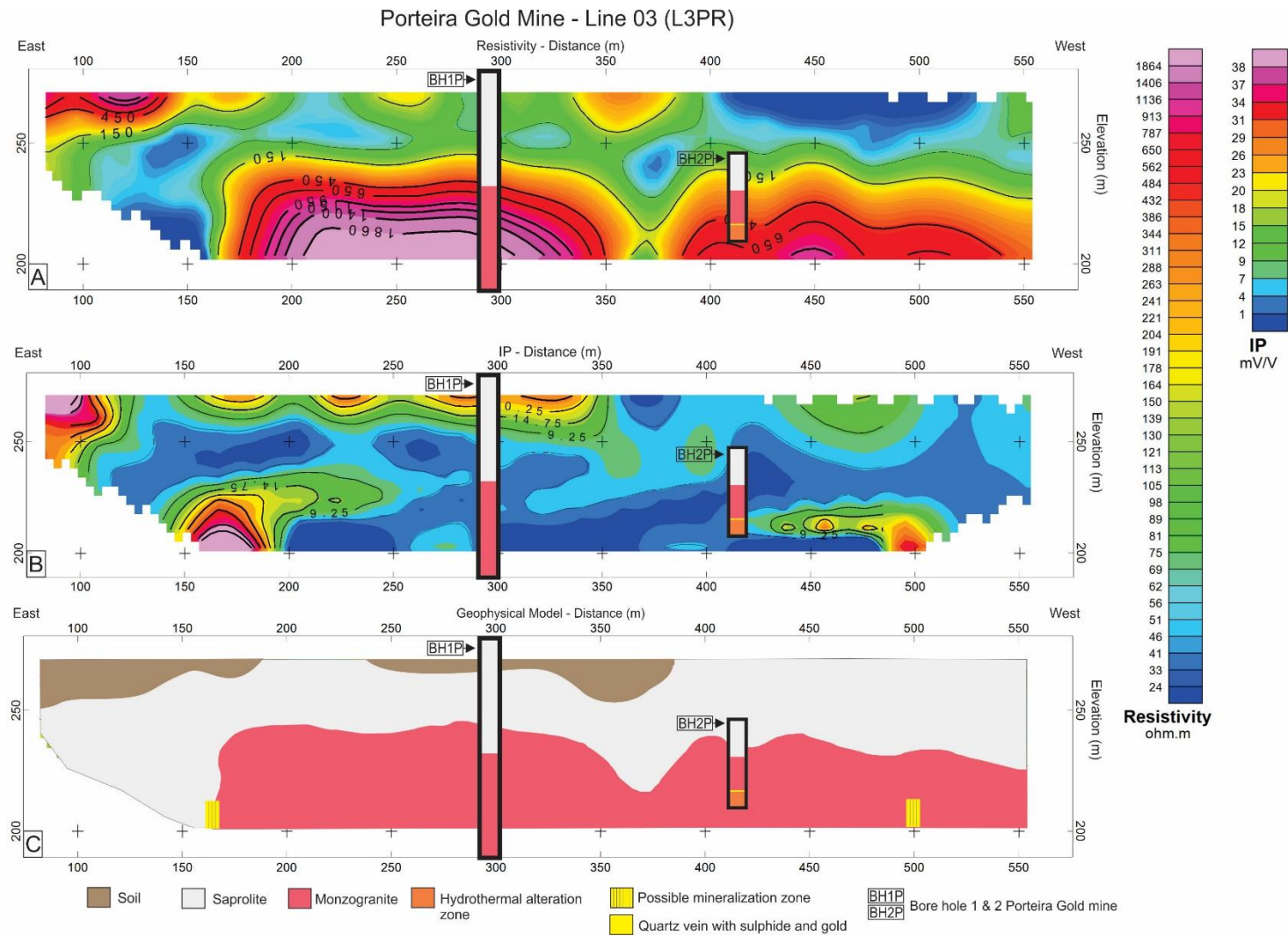


Figura A.29 Resultado do garimpo Porteira linha 03 (L3PR). A) Perfil de resistividade; B) Perfil de IP. C) Modelo geofísico com furo de sondagem.

