



Universidade de Brasília – UnB

Instituto de Geociências – IG

**RESPOSTA ELETROMAGNÉTICA E MAGNÉTICA DO
DEPÓSITO IOCG (*Iron Oxide Copper Gold*) CRISTALINO,
PROVÍNCIA MINERAL CARAJÁS, PARÁ, BRASIL**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 294

Aline Tavares Maciel Coelho Silva

Brasília - DF, Junho / 2012



Universidade de Brasília – UnB

Instituto de Geociências – IG

**RESPOSTA ELETROMAGNÉTICA E MAGNÉTICA DO
DEPÓSITO IOCG (*Iron Oxide Copper Gold*) CRISTALINO,
PROVÍNCIA MINERAL CARAJÁS, PARÁ, BRASIL**

Aline Tavares Maciel Coelho Silva

Orientador

Prof. Dr. Reinhardt Adolf Fuck (UnB / IG)

Co-orientadora

Prof^a. Dr^a. Mônica Giannoccaro Von Huelsen (UnB / IG)

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Reinhardt Adolf Fuck (UnB / IG)

Prof^a. Dr^a Adalene Moreira Silva (UnB / IG)

Dr. Renato Cordani (Reconsult Geofísica)

Brasília - DF, Junho / 2012

AGRADECIMENTOS

- A Deus pelo dom da vida, pelas oportunidades, pela saúde para aproveitá-las e de modo especial pela conclusão da nossa dissertação de mestrado.
- O apoio da minha família, especialmente à minha mãe Amélia Maciel, o meu exemplo de força.
- Ao meu namorado Carlos Melo pelo amor, incentivo, idéias, palavras de ânimo e paciência nesta jornada.
- À Vale S.A. pelo apoio na liberação dos dados para este trabalho.
- Aos meus orientadores Prof^ª. Mônica, por todo apoio concedido ao longo deste trabalho, ao Prof. Fuck pela confiança e preciosas sugestões.
- Aos colegas da Vale S.A.: aos gerentes Fernando Greco e Fernando Matos pelo apoio na execução desse trabalho, ao geofísico chefe Alan King pelas discussões e sugestões, a Cristiane Moura pelo companheirismo durante os anos que trabalhamos juntas, a Benvides Aires pelo incentivo e apoio, e a Juliana Araújo pela amizade e suporte. Ao apoio administrativo da Vale S.A durante a visita dos meus orientadores ao depósito Cristalino e às minas em Carajás.
- Aos colegas da Universidade de Brasília: Umberto Travaglia Filho, Amanda Rocha, Mário de Almeida, Giancarlo Takenaka, que contribuíram para a execução desse trabalho.
- À Universidade de Brasília e aos professores do Instituto de Geociências com quem aprendi muito nas disciplinas de mestrado e que abriram meus olhos para uma geologia mais dinâmica.
- À Prof^ª Adalene e ao Dr. Renato Cordani que gentilmente aceitaram o convite para avaliar esta dissertação.
- A Nigel Phillips que deu todo apoio necessário para utilização dos softwares. Ao amigo Robert Eso que me auxiliou na parte teórica.

RESUMO

Coelho-Silva, A.T.M. 2012. Resposta eletromagnética e magnética do Depósito IOCG (*Iron Oxide Copper Gold*) Cristalino, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. Dissertação, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, 74 p.

O Depósito de Cu-Au Cristalino é um depósito IOCG (*Iron Oxide Copper Gold*) de classe mundial localizado na Província Mineral de Carajás, no núcleo Arqueano do Cráton Amazônico. A extensa cobertura intempérica na região de Carajás limita a exposição do substrato rochoso e a aplicação de métodos geofísicos desempenha um papel fundamental na exploração mineral na região. À medida que a maior parte dos depósitos rasos foram descobertos e os alvos estão ficando cada vez mais profundos, a chave para o futuro da exploração é o entendimento detalhado da assinatura geofísica dos depósitos conhecidos.

Métodos clássicos como interpretação de mapas bidimensionais não respondem a todos os questionamentos sobre a área e ficar limitado a esses métodos é subutilizar as informações que os dados geofísicos carregam. O procedimento para obter mais informação dos dados é a aplicação de inversões geofísicas e integração tridimensional dos dados.

Para esse trabalho foram aplicados dois métodos de inversão 1D para os dados eletromagnéticos (programas ImagEM e EM1DTM com o objetivo de comparar o resultado entre eles) e modelo de placas 2,5D (programa Maxwell). Para os dados magnéticos foi aplicada a inversão 3D (programa MAG3D).

Os resultados da inversão dos dados do depósito Cristalino mostram que o mesmo foi modelado com boa precisão e os métodos respondem muito bem ao corpo de minério, especialmente para o minério de alto teor. A assinatura magnética obtida pela modelagem é de 0.2SI e a assinatura eletromagnética é de 21S.

Um novo alvo a sul do depósito foi identificado. Isso prova seu valor para a geração de alvos de áreas *brownfield* e melhor planejamento da estrutura de mina. Para a exploração *greenfield*, a aplicação de inversões pode acelerar os melhores resultados para levantar fundos para o projeto. Os resultados provam que é importante concentrar esforços extras na modelagem e inversão de dados para melhor orientar o plano de sondagem e acelerar novas descobertas.

Palavras-chave: Carajás, IOCG, Eletromagnético, Inversão.

ABSTRACT

Coelho-Silva, A.T.M. 2012. Resposta eletromagnética e magnética do Depósito IOCG (*Iron Oxide Copper Gold*) Cristalino, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. Dissertation, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, 74 p.

Cristalino is a world class Cu-Au IOCG deposit located in the Carajás Mineral Province, at the main Archean core of the Amazon Craton. As extensive overburden cover makes exposure of the bedrock limited in Carajás region, geophysics plays a fundamental role in exploration. The detailed understand of the geophysical signature of the known deposits is the key for future exploration as the targets are getting deeper.

Two-dimensional map interpretations no longer answer all questions and the way to get more of the data is to apply geophysical inversions and three-dimensional integration.

For this work two methods were applied to the 1D electromagnetic inversion (programs ImagEM and EM1DTM, intending to compare the results) and 2.5D plate modeling (program Maxwell). For the magnetic data, it was applied 3D inversion (program MAG3D).

The inversion results for Cristalino show that the deposit was effectively modeled and the methods respond very well to the ore body, especially to the high-grade ore. The magnetic signature obtained by the modeling is of 0.2SI and the electromagnetic signature is of 21S.

A new target was identified after the modeling and it proves its value to brownfield target generation and better planning of the mine structure. For greenfield exploration it can accelerate the best results to gather money for the project and prove it is worth spending extra time in data modeling and inversion to better guide the drilling plan.

Key-words: Carajás, IOCG, Electromagnetic, Inversion.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	1
1.1	Apresentação e objetivo.....	1
1.2	Estrutura da Dissertação	3
1.3	Localização	4
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	6
2.1	Introdução	6
2.2	Estratigrafia.....	10
2.3	Geologia do Depósito Cu-Au Cristalino.....	11
3	TEORIA DOS MÉTODOS ELETROMAGNÉTICOS.....	14
3.1	Teoria Eletromagnética Básica	14
3.1.1	Condutividade.....	15
3.1.2	Permissividade Dielétrica.....	16
3.1.3	Permeabilidade Magnética	16
3.1.4	Atenuação dos Campos Eletromagnéticos	18
3.2	Propriedade dos minerais e rochas.....	18
3.3	Métodos Eletromagnéticos no Domínio do Tempo.....	20
3.4	Sistema de Aquisição Eletromagnética Aérea GEOTEM	23
3.4.1	Interpretação	27
3.4.2	Análise de Condutores.....	28
3.5	Sistema de Aquisição Eletromagnética Terrestre PROTEM.....	29
3.5.1	Operação em Campo	30
3.5.2	Interpretação	31

4	Electromagnetic and magnetic response of Cristalino Iron-Oxide Copper Gold (IOCG) Deposit, Carajás Mineral Province, Brazil.....	32
4.1	Abstract	32
4.2	Introduction.....	32
4.2.1	Geological Setting	34
4.3	Methodology	37
4.4	Survey Data and Processing	39
4.5	Inversion of magnetic data.....	44
4.6	Modeling and Inversion of ground electromagnetic data	47
4.6.1	Forward model.....	48
4.6.2	Inversion	49
4.7	Discussion	52
4.8	Conclusions.....	53
4.9	Acknowledgements.....	54
5	Discussão e conclusões.....	55
6	Referências Bibliográficas.....	58

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização e vias de acesso ao Depósito Cristalino sobre imagem Landsat RGBI. ...	5
Figura 2.1 – Localização da Província Mineral de Carajás (Grainger <i>et al.</i> , 2008).....	6
Figura 2.2 – Domínios Arqueanos do Cráton Amazônico, de acordo com os modelos de (a) Tassinari & Macambira (2004) e (b) Santos <i>et. al.</i> (2006); (c) Mapa geológico simplificado da Província Mineral de Carajás (Almeida, 2010).....	7
Figura 2.3 – a) Bloco esquemático mostrando a divisão da Província Mineral Carajás e o limite entre o Terreno Rio Maria e o Cinturão Itacaiunas ou Domínio Carajás. b) Mapa geológico simplificado da Província Mineral Carajás (Villas & Santos, 2001; Grainger <i>et al.</i> , 2008).	8
Figura 2.4 – Mapa geológico simplificado do Cinturão Itacaiúnas (Segundo Docegeo, 1988; Grainger <i>et al.</i> , 2008) mostrando a área de trabalho.....	9
Figura 2.5 - Mapa litológico do Depósito Cristalino (Huhn, 1999).....	13
Figura 3.1 - Atenuação do campo EM de diferentes frequências e a respectiva <i>skin depth</i> em uma sub-superfície com $\rho = 100 \Omega.m$ (modificado de AccessScience.com).	18
Figura 3.2 - Intervalos de resistividade para rochas e outros materiais (modificado de Palacky, 1989). ...	20
Figura 3.3 - Formação das <i>eddy currents</i> a partir de um campo primário (modificado de Spacialenergy.com).	21
Figura 3.4 - Distribuição de correntes parasitas (<i>eddy currents</i>) no domínio do tempo em um condutor esférico, e comparação esquemática da difusão das correntes parasitas em uma esfera e uma placa (modificado de McNeill (1980), Telford <i>et al.</i> (1990)).	22
Figura 3.5 - Comparação entre a forma de onda e a resposta medida em sistemas no Domínio da Frequência e no Domínio do Tempo (Telford <i>et al.</i> , 1990).....	23
Figura 3.6 - Geometria do sistema Geotem [®] (adaptado de Fugro, 2000).....	24
Figura 3.7 - Forma de onda e amostragem de dados do sistema Geotem [®] (adaptado de Fugro, 2000).....	25
Figura 3.8 - Forma de onda e amostragem de dados do sistema Geotem [®] , mostrando a largura do pulso e a posição de alguns canais (adaptado de Fugro, 2000).....	25
Figura 3.9 - Geometria do sistema Protem (adaptado de Geonics, 2006).	30
3.10. Convenção utilizada para orientação das componentes (Fugro, 1999).....	31
Figure 4.1. (a) Tectonic location of the Carajás Mineral Province at the southeastern margin of the Southern Amazon Craton, Brasil (Almeida <i>et al.</i> , 1981), (b) Geologic Map of the Carajás Mineral Province showing the study area (Docegeo, 1988; Grainger <i>et al.</i> , 2008).	35
Figure 4.2. Lithological map of Cristalino Cu-Au Deposit (Vale, 2004).	36

Figure 4.3. (a) Schematic plan view of Cristalino area showing the faults and direction of deformation, (b) Schematic geological section showing the hydrothermal mineralized zone and the events that formed the deposit (Adapted from Pinheiro, 2000), (c) Picture and percentage of the different ore (chalcopyrite) types that occur in Cristalino Deposit (Adapted from Vale, 2004).....37

Figure 4.4. (a) Image of the airborne Total Magnetic Field, (b) Image of the Amplitude of the Analytic Signal, (c) Image of the airborne electromagnetic component Z channel 05, and (d) Image of the airborne electromagnetic component Z channel 20.41

Figure 4.5 - (a) Image of the airborne Total Magnetic Field, (b) Image of the Amplitude of the Analytic Signal, (c) Profile of the Total Magnetic Field, and (d) Profile of the Amplitude of the Analytic Signal..42

Figure 4.6. (a) Image of the ground Total Magnetic Field, (b) Image of the Amplitude of the Analytic Signal, (c) Image of the ground electromagnetic component Z channel 05, and (d) Image of the ground electromagnetic component Z channel 18.43

Figure 4.7. (a) Image of the airborne electromagnetic component Z channel 20 and profile of channels 14 to 20 of the Z component showing the deposit response, and (b) Image of the ground electromagnetic component Z channel 18 and profile of channels 4 to 20 of the Z component showing the overburden to the left and the deposit response to the right.44

Figure 4.8. (a) High susceptibility (cut-off of 0.2 SI) body; (b) High susceptibility (0.2 SI) body and high and low-grade ore bodies; (c) High susceptibility (0.2 SI) body, high and low-grade ore bodies and iron formation layer; (d) High susceptibility (0.2 SI) body, high and low-grade ore bodies and iron formation layer with drill holes; (e) View from west of the iron formation layer and the drill holes, and (f) View from west of the high susceptibility (0.2 SI) body, the iron formation layer and the drill holes.47

Figure 4.9. (a) Ground EM stations and the modeled plates, (b) the best conductivity plates with the high and low-grade ore, (c) the plates with the high and low-grade ore and the iron formation, and (d) the plates with all drill holes of the deposit.....49

Figure 4.10. (a) Low resistivity body of the 1D inversion using ImagEM program, (b) Low resistivity body with the high-grade ore, (c) Low resistivity body with the high-grade and low-grade ore, and (d) Low resistivity body with the high-grade and low-grade ore and the high susceptibility inversion from the 3DMAG.....50

Figure 4.11. (a) 660 Ohm.m body of the 1D inversion using EM1DTM program, (b) 660 Ohm.m body with the high-grade ore, (c) 660 Ohm.m body with the high-grade and low-grade ore, and (d) 660 Ohm.m body with the high-grade and low-grade ore and the high susceptibility inversion from the 3DMAG.....51

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Tonelagem, teor e idade de típicos depósitos IOCG com reservas maiores que 100 Mt (Groves *et al.* (2010) e referência citadas).2

Tabela 2 - Resistividade de minerais semicondutores (frequência zero) (Keller, 1989). 19

Tabela 3 - Tabela com o centro e a largura dos canais PROTEM frequência 30 Hz.....30

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação e objetivo

O Depósito de Cu-Au Cristalino é um depósito do tipo IOCG (*Iron Oxide Copper Gold*) que está localizado na Província Mineral de Carajás, uma província polimetálica fortemente mineralizada localizada na margem sudeste do Cráton Amazônico. Carajás é uma das maiores províncias multiminerálicas do mundo, mas ainda não foi estudada em termos das propriedades físicas de seus depósitos, isso é crucial no entendimento de dados geofísicos. Os modelos geofísicos podem servir como guia para descoberta de novos corpos de minério.

A classe de depósitos tipo IOCG tem captado a atenção da exploração mineral nas últimas décadas, desde a descoberta de Olympic Dam no Sul da Austrália (Tabela 1). As empresas têm tido sucessos notáveis e extensivos programas de exploração continuam na maioria dos continentes (Smith, 2002). Esses depósitos são geralmente localizados ao longo de falhas ou *splays* de falhas principais, falhas extensionais de escala crustal, e podem ser hospedados por diversos tipos de rochas, resultando numa grande variedade de estilos de depósito e mineralogia (Hitzman, 2000). Esta característica faz com que seja difícil de definir uma assinatura geofísica típica para este tipo de depósito.

Os depósitos IOCG são formados por processos hidrotermais-magmáticos, têm Cu ± Au como metais econômicos, são estruturalmente controlados - geralmente com brechas, são cercados por alteração que normalmente ocorre em escala mais regional em relação à mineralização. Eles também têm baixo conteúdo de SiO₂ nas rochas hospedeiras, têm óxidos e silicatos de ferro com baixo Ti, e têm uma estreita relação temporal, mas aparente não espacial com intrusões (Groves *et al.*, 2010).

A principal característica mineralógica de todos os depósitos nesta classe é a abundância de óxido de ferro de origem magmática, magnetita ou hematita. O urânio também pode estar presente (por exemplo, Olympic Dam e Salobo) e alteração potássica muitas vezes acompanha a introdução de cobre e ouro. A presença de cobre na calcopirita é uma característica econômica primária. Devido à grande influência do controle estrutural, os depósitos deste tipo ocorrem em diversas formas, tamanhos e atitudes (Hitzman, 2000).

A Província Mineral de Carajás tem sido muito reconhecida por seus depósitos gigantes de ferro e de manganês, mas nos últimos 20 anos tem sido cada vez mais reco-

nhecida como uma das mais importantes províncias de Cu-Au do mundo, com depósitos que se estendem ao longo de uma estrutura com cerca de 150 km de extensão em um *trend* W-NW, a Falha Carajás. Os maiores depósitos (aprox. 200-1000 Mt @ 0.95-1.4% Cu e 0,3-0,85 g/t Au) são clássicos depósitos IOCG que incluem Salobo, Igarapé Bahia-Alemão, Cristalino e Sossego (Grainger *et al.*, 2008). A Tabela 1 mostra a importância e o tamanho do depósito Cristalino em comparação com outros depósitos IOCG de classe mundial.

Tabela 1. Tonelagem, teor e idade de típicos depósitos IOCG com reservas maiores que 100 Mt (Groves *et al.* (2010) e referência citadas).

Província	Depósito	Tamanho (Mt)	Cu (%)	Au (g/t)	Idade
Coastal Cordillera	Candelaria	470	1,07	0,22	ca. 115 Ma
	Manto Verde	230	0,55	0,11	ca. 115 Ma
Rajasthan	Khetri	140	1,1	0,5	ca. 850 Ma
	Others	140	1,3	0,4	ca. 850 Ma
Cloncurry	Ernest Henry	167	1,1	0,54	ca. 1530 Ma
Cráton Gawler	Olympic Dam	3810	1	0,5	ca. 1590 Ma
	Prominent Hill	283	0,89	0,81	ca. 1590 Ma
Carajás	Salobo	789	0,96	0,52	ca. 2570 Ma
	Cristalino*	482	0,65	0,06	ca. 2570 Ma
	Sossego	355	1,1	0,28	ca. 2570 Ma
	Igarapé Bahia-Alemão	219	1,4	0,86	ca. 2570 Ma
	Cento e Dezoito	170	1,0	0,3	ca. 2570 Ma

* Recursos informados por NCL Brasil (2005)

Extensa cobertura intempérica limita a exposição de rochas na região de Carajás. Isso resulta em uma compreensão limitada da geologia regional e dificulta a exploração de depósitos tipo IOCG. Diante disso, a aplicação de métodos geofísicos é fundamental para compreensão da geologia regional e para a descoberta de depósitos sulfetados sob o manto de intemperismo. Como a maioria dos depósitos aflorantes já foram descobertos, a compreensão detalhada da assinatura geofísica dos depósitos conhecidos é a chave para a geração de novos alvos, os quais estão ficando cada vez mais profundos.

Métodos clássicos como interpretação de mapas bidimensionais não respondem a todos os questionamentos sobre a área, e ficar limitado a esses métodos é subutilizar as informações que os dados geofísicos carregam. O procedimento para obter mais informação dos dados é a aplicação de inversões geofísicas e integração tridimensional dos dados. Este trabalho mostra o resultado da inversão de dados magnéticos e eletro-

magnéticos do depósito IOCG Cristalino e prova sua importância para a geração de alvos em áreas *brownfield*. Além disso, a inversão geofísica em escala local pode fornecer informações detalhadas sobre a geometria do depósito, o que pode ser usado como guia em programas de sondagem e essa informação pode auxiliar no aprimoramento do modelo geofísico.

Os métodos eletromagnéticos (EM) são de fundamental importância para a prospecção de depósitos associados a sulfetos e magnetita hidrotermal. O principal objetivo do projeto é fazer a modelagem dos dados geofísicos, utilizando *softwares* de inversão dos dados de EM e de magnetometria do Depósito Cristalino. A partir da comparação com as informações geológicas, validar o modelo geofísico e encontrar as características geofísico-geológicas principais desse tipo de depósito, bem como determinar parâmetros geofísicos para exploração dos depósitos IOCG de Carajás.

Para esse trabalho foram aplicados dois métodos de inversão 1D para os dados eletromagnéticos (programas ImagEM e EM1DTM com o objetivo de comparar o resultado entre eles) e modelo de placas 2,5D (programa Maxwell). Para os dados magnéticos foi aplicado inversão 3D (programa MAG3D).

1.2 Estrutura da Dissertação

A dissertação encontra-se disposta em dois capítulos de revisão bibliográfica, o capítulo 1 descreve em detalhe a geologia regional e local da área de estudo. O capítulo 2 descreve a teoria eletromagnética, as propriedades físicas dos minerais e rochas e os métodos de aquisição utilizados no trabalho. Para o capítulo 3 foi elaborado um artigo em inglês, cujo título é "*Electromagnetic and magnetic response of Cristalino Iron-Oxide Copper Gold (IOCG) Deposit, Carajás Mineral Province, Brazil*" que foi submetido a um periódico após revisão da banca. O objetivo de escrever a dissertação nesse formato é facilitar o processo e publicação do trabalho. No capítulo 3 constam todos os itens de um artigo, repetindo a geologia regional e local de forma resumida, apresentando toda a metodologia, resultados, discussão e conclusões. E por fim, o capítulo 6 com a discussão e conclusões do trabalho reforça as conclusões do artigo em português.

1.3 Localização

O Depósito Cristalino situa-se dentro dos limites de Concessão de Lavra outorgada no processo DNPM n° 813684/69, localizada no município de Curionópolis, estado do Pará, concedida para exploração do minério de ferro para a Vale S.A.. Esta área situa-se em linha reta a aproximadamente 45 km a SE da cidade de Parauapebas e 16 km a NE da cidade de Canaã dos Carajás. É cortada por estradas particulares de fazendeiros locais e estradas oriundas do antigo assentamento CEDERE II, ligadas à estrada principal que interliga Pararuapebas a Canaã (Figura 1.1). O acesso principal à área, partindo-se de Marabá ou Carajás, é feito por rodovia asfaltada (PA-272 e PA-150) até a cidade de Parauapebas. A partir desta, por estradas vicinais, de condições precárias na estação chuvosa, num percurso de aproximadamente 72 km.

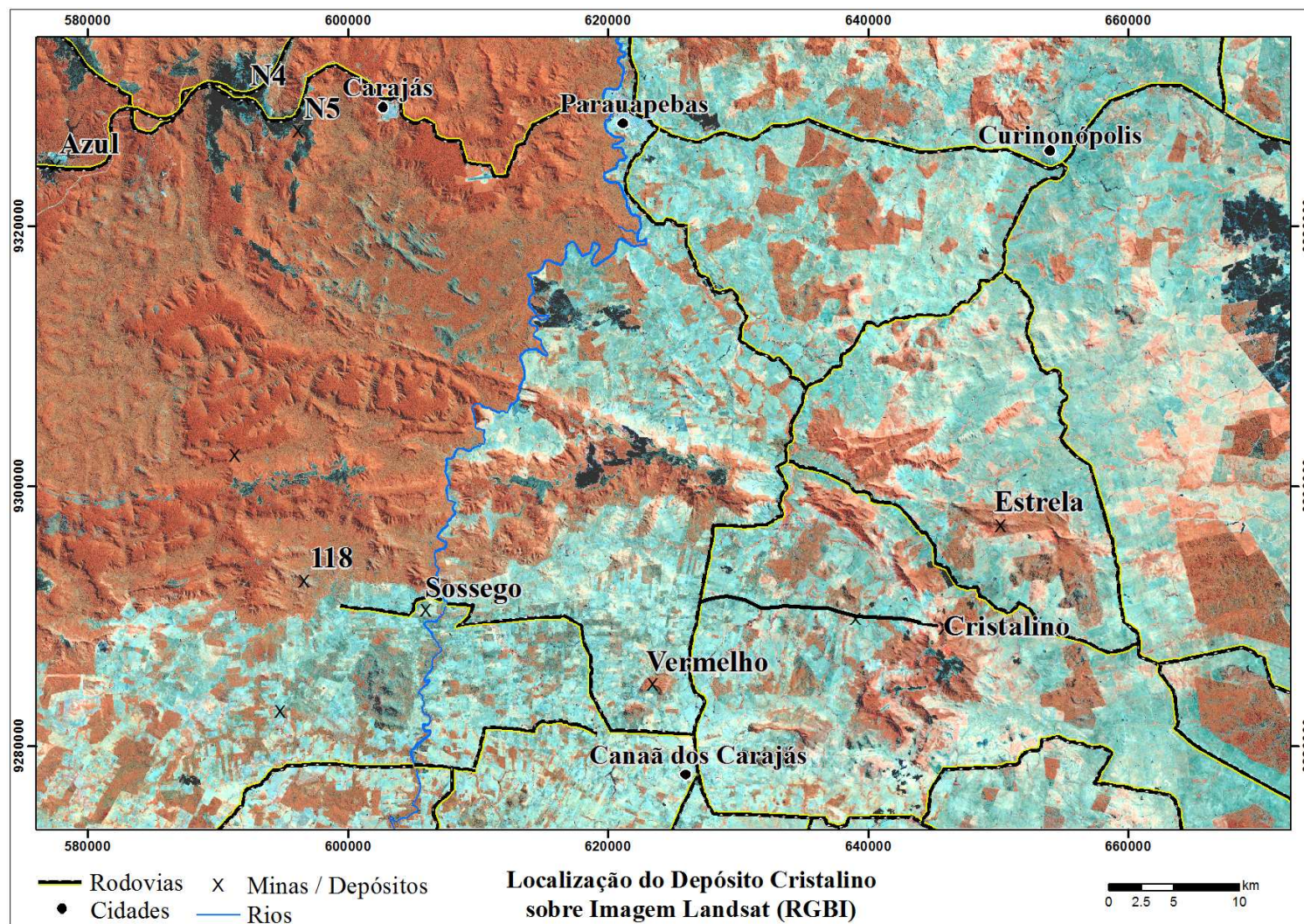


Figura 1.1 - Mapa de localização e vias de acesso ao Depósito Cristalino sobre imagem Landsat RGBI.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Introdução

O Depósito de Cu-Au Cristalino está localizado na Província Mineral de Carajás, uma província polimetálica fortemente mineralizada localizada na porção sudeste do Cráton Amazônico, sendo limitada a leste pela Faixa Araguaia e a oeste por terrenos proterozóicos (Figura 2.1) (Docegeo, 1988; Huhn, *et al.*, 1988; Grainger, 2008).

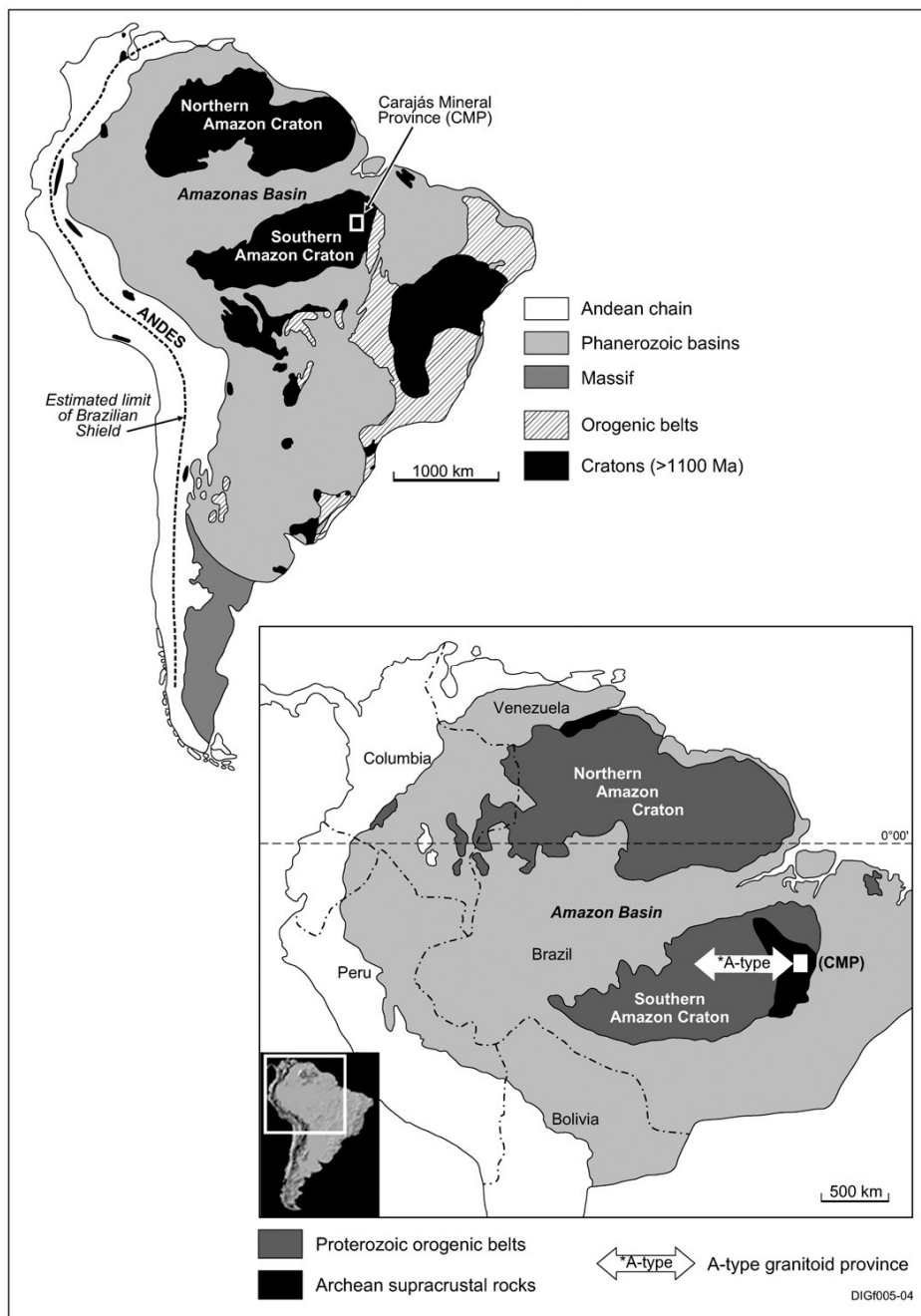


Figura 2.1 – Localização da Província Mineral de Carajás (Grainger *et al.*, 2008).

Tassinari & Macambira (2004) consideram que a Província Amazônia Central é o segmento mais antigo do Cráton Amazônico, sendo dividida em dois blocos tectônicos principais, o Carajás e o Xingu-Iricoumé. Santos *et al.* (2006) consideram o bloco Arqueano de Carajás como província independente, havendo consenso que a região de Carajás constitui o principal núcleo arqueano do Cráton Amazônico (Figura 2.2) (Almeida, 2010).

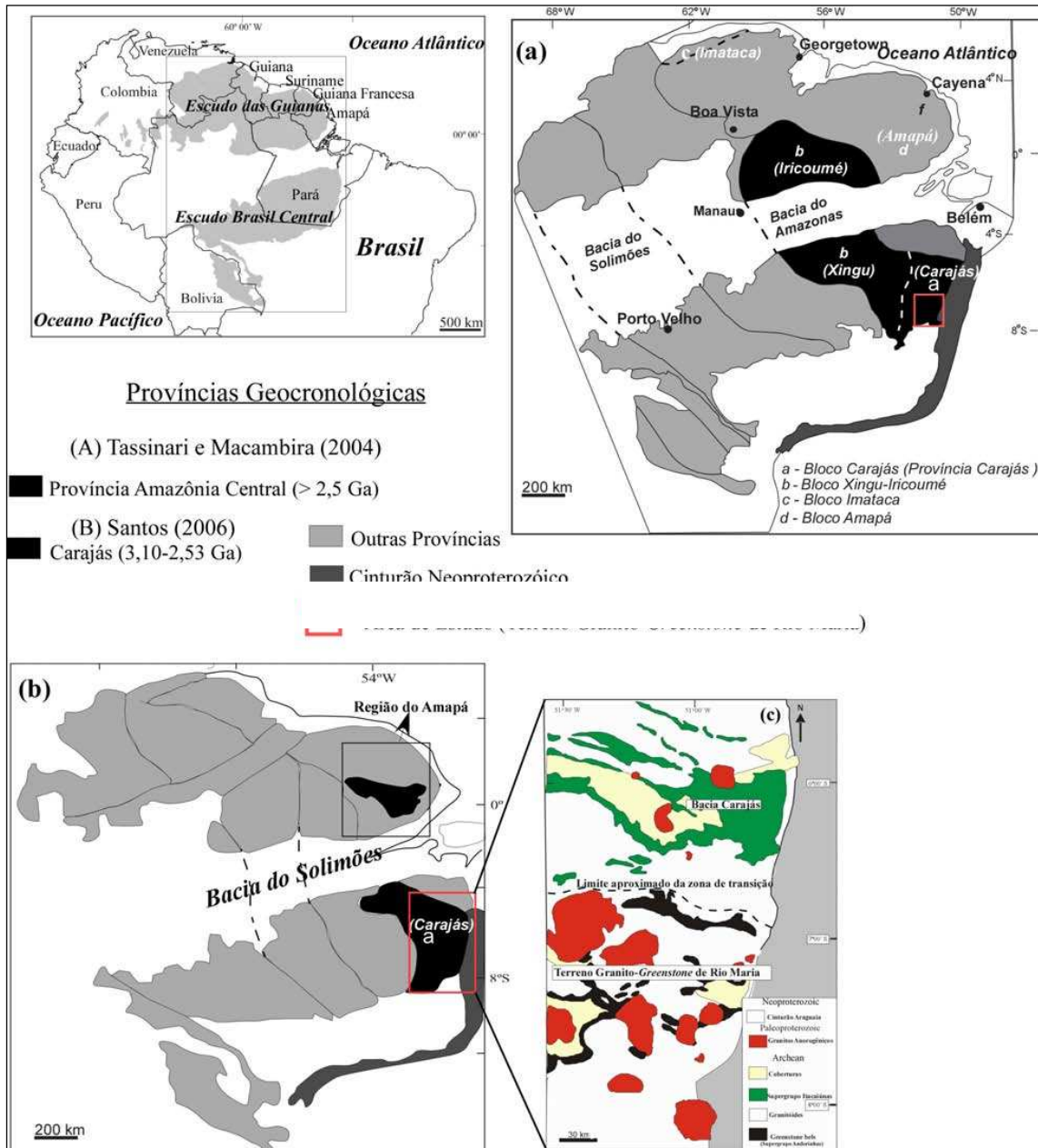


Figura 2.2 – Domínios Arqueanos do Cráton Amazônico, de acordo com os modelos de (a) Tassinari & Macambira (2004) e (b) Santos *et al.* (2006); (c) Mapa geológico simplificado da Província Mineral de Carajás (Almeida, 2010).

Com base na idade e natureza das seqüências supracrustais, na idade dos eventos magmáticos e deformacionais, na natureza das séries granitóides e no ambiente tectônico, a Província Carajás foi dividida em dois domínios tectônicos (Souza, 1996; Althoff *et al.*, 2000; Dall’Agnol *et al.*, 2000, 2006; Santos *et al.*, 2006; Vasquez, *et al.*, 2008; Almeida, 2010): O domínio de idade Mesoarqueana (3,0 – 2,86 G.a) denominado de Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria e o domínio Neoarqueano de Carajás (2,76 – 2,54 Ga; (Machado *et al.*, 1991), também conhecido como Cinturão Itacaiúnas (Figura 2.3) (Docegeo, 1988; Huhn, *et al.*, 1988).

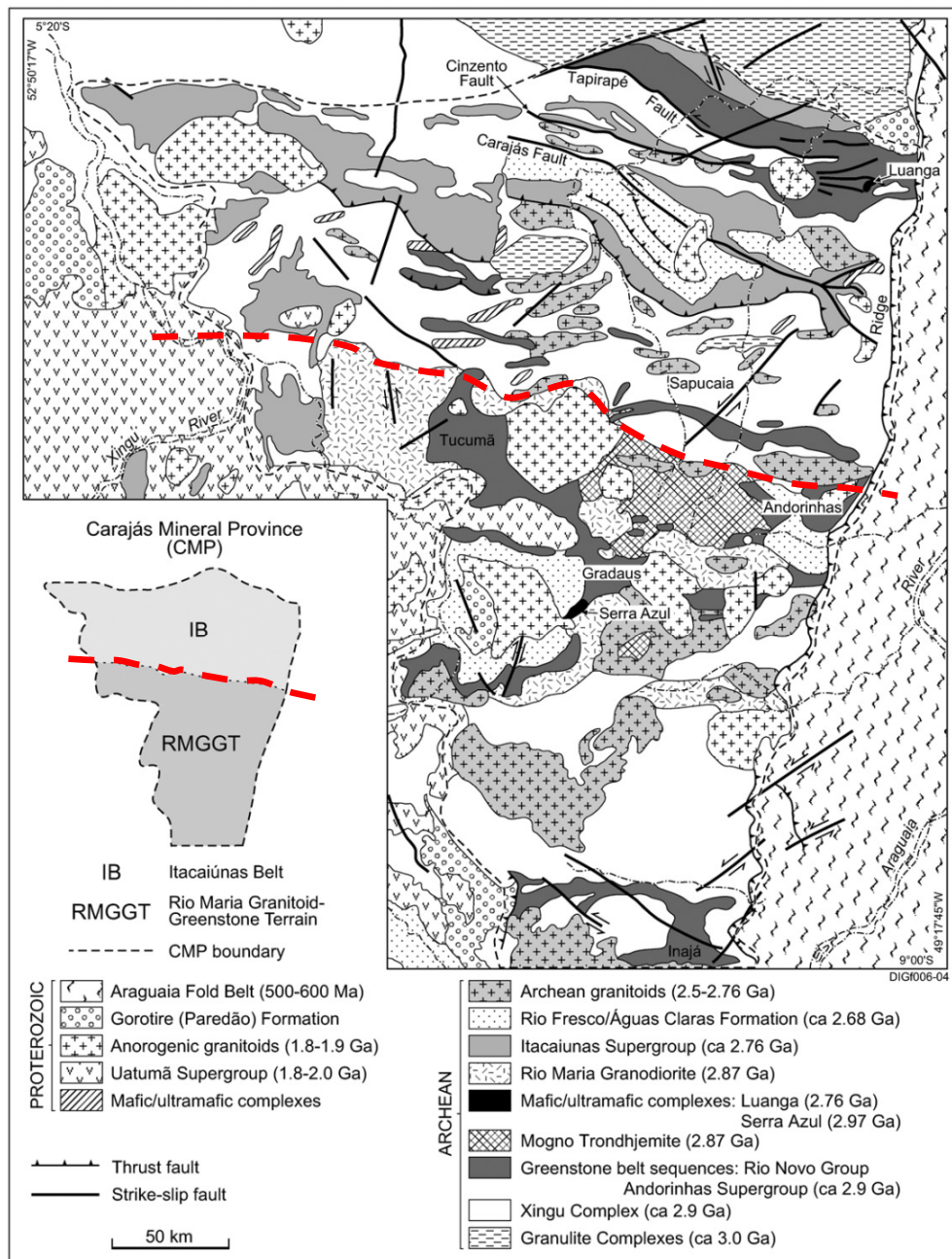


Figura 2.3 – a) Bloco esquemático mostrando a divisão da Província Mineral Carajás e o limite entre o Terreno Rio Maria e o Cinturão Itacaiunas ou Domínio Carajás. b) Mapa geológico simplificado da Província Mineral Carajás (Villas & Santos, 2001; Grainger *et al.*, 2008).

O Domínio Carajás (Figura 2.4), até o momento, contém a maior variedade e acumulação de depósitos minerais de Carajás, sendo tradicionalmente reconhecido por seus depósitos gigantes de Fe e Mn de enriquecimento supergênico (Valarelli *et al.*, 1978; Gibbs & Wirth, 1990). Entretanto, mais recentemente o Cinturão Itacaiunas tem sido reconhecido como uma província de Cu-Au, pois hospeda grandes depósitos (~200 Mt) do tipo Óxido Fe-Cu-Au (Mo-Ag-U-ETR), como Cristalino, Igarapé Bahia-Alemão, Salobo e Sossego e depósitos menores (~50Mt) como Águas Claras, Breves, Estrela e Gameleira (Grainger *et al.*, 2008).

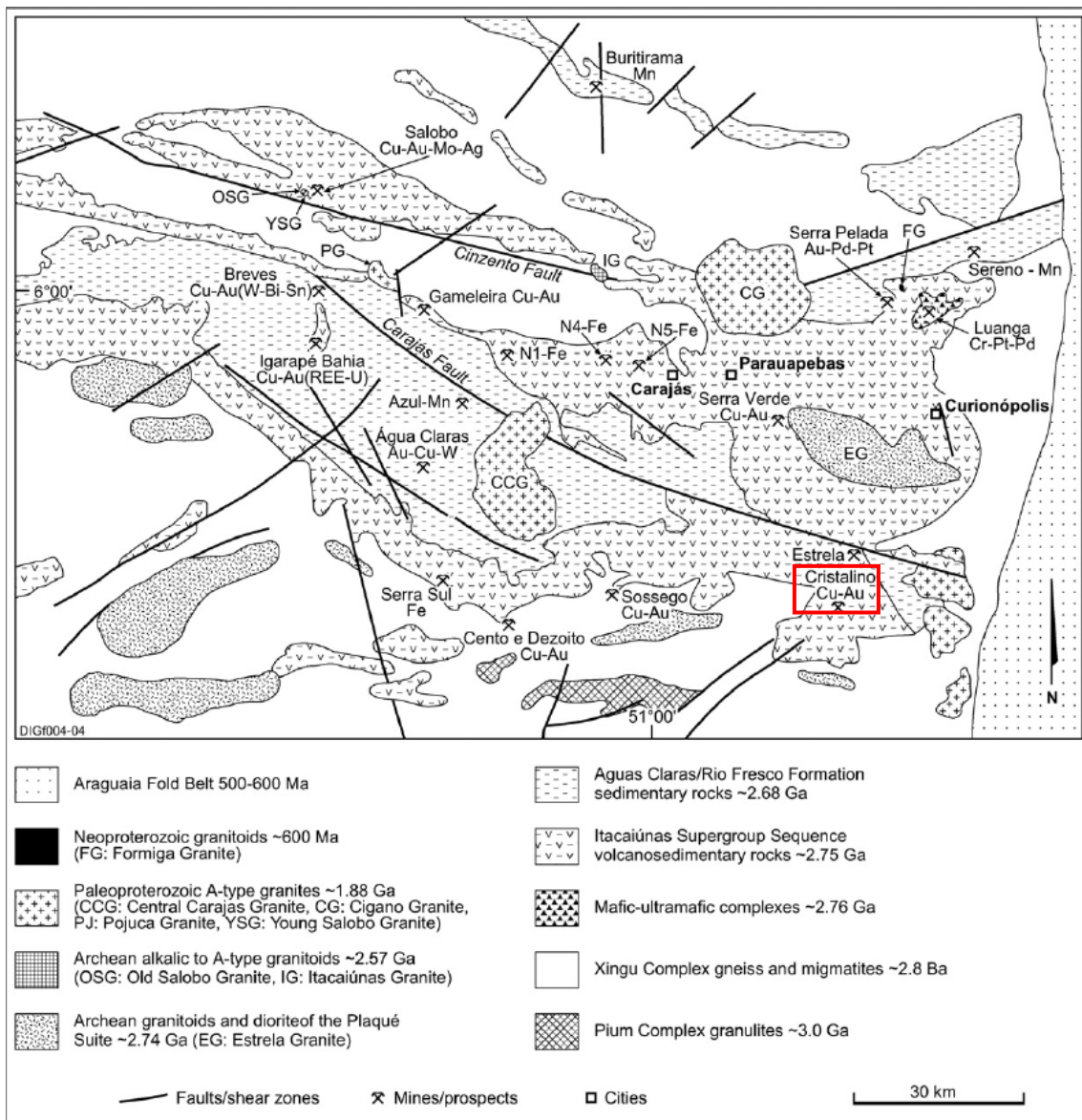


Figura 2.4 – Mapa geológico simplificado do Cinturão Itacaiúnas (Segundo Docegeo, 1988; Grainger *et al.*, 2008) mostrando a área de trabalho.

2.2 Estratigrafia

A formação da crosta em Carajás teve seu início por volta de 3 Ga para os *greenstone belts* e 2,98 Ga para os terrenos graníticos-gnáissicos TTG mais antigos. Gnaisses e migmatitos (Complexo Xingu) e ortogranulitos (Complexo Pium) compõem o núcleo mais antigo do Cráton Amazônico, com idade Pb-Pb mínima de 3,05 Ga (Figura 2.4). Tais terrenos são deformados policíclicamente, com registro de forte compressão e aquecimento, gerando migmatitos a 2859 ± 2 Ma (U-Pb em zircão, Machado *et al.*, 1991). As rochas supracrustais dos diversos *greenstone belts*, como o Supergrupo Andorinhas, teriam evoluído em ambiente de arco magmático (ou *back-arc*), apresentando características análogas ao de terrenos granito-*greenstones* dos crátons do Kaapvaal, Província Superior, Zimbábue, São Francisco e Yilgarn (Machado *et al.*, 1991).

Com um lapso de tempo estimado em cerca de 200 Ma, em relação aos terrenos TTG, desenvolveram-se em 2,76 Ga (U-Pb em zircão, Machado *et al.*, 1991), eventos tectônicos extensionais responsáveis pela estruturação de sistemas de *grabens - horsts* nos quais se depositaram espessas unidades vulcano-sedimentares arqueanas do Supergrupo Itacaiúnas (vulcanismo bi-modal basalto-riolito). O mesmo é formado por seqüências vulcanossedimentares em diferentes graus metamórficos e deformacionais. Estas unidades apresentam vulcanismo básico predominante na base, com rochas sedimentares químicas intercaladas e sobrepostas por rochas sedimentares clásticas.

O embasamento apresenta intrusões máfico-ultramáficas acamadadas como os complexos Luanga e Vermelho. O primeiro é formado por peridotitos e gabros anortosíticos com cromititos. Datações U-Pb em grãos de zircão de leucogabro do Complexo Luanga mostram idade de 2,76 Ga (Machado *et al.*, 1991). O Complexo Vermelho apresenta peridotitos, piroxenitos e gabros e ocorre em meio às rochas do Complexo Xingu. O topo do Supergrupo Itacaiúnas é constituído pela Formação Águas Claras (Araújo & Maia, 1991). A mesma constitui-se principalmente por rochas sedimentares clásticas e é dividida em uma unidade marinha transicional na base e uma unidade fluvial no topo (Nogueira *et al.*, 1994).

A região passou por longo período de estabilidade, cerca de 1,0 Ga, voltando a sofrer novo período extensional e subsidência marcada pela deposição de sedimentos e rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã. Esse evento, datado em 1,9 Ga (Gibbs *et al.*, 1986, Wirth *et al.*, 1986 Machado *et al.*, 1991), foi marcado principalmente pelos corpos graníticos anorôgenicos tipo Central e Cigano (Figura 2.4). Os efeitos da estrutura-

ção das faixas móveis periféricas ao Cráton Amazônico, no Neoproterozóico, são realçados pela compressão tectônica e fatias da crosta oceânica e do manto superior obducados para oeste (Machado *et al.*, 1991).

Dall’Agnol *et al.* (2006) consideram que o Domínio Carajás foi originado provavelmente em período similar ao do Terreno Rio Maria, sendo, porém afetado a seguir pela formação de profundo rift continental, de modo que esses autores optaram por designar o domínio de Carajás como Bacia de Carajás (Almeida, 2010). Hipótese alternativa considera que o domínio de Carajás foi originado em ambiente de subducção (Meirelles & Dardenne, 1991; Teixeira & Egger, 1994; Lobato, *et al.*, 2006; Silva *et al.*, 2006).

2.3 Geologia do Depósito Cu-Au Cristalino

O Depósito Cristalino ocorre na região Serra do Rabo a sudoeste do Domínio Carajás (Figura 2.4) e foi descoberto em 1998 através da integração de dados de geologia de campo e geoquímica de sedimento de corrente e solo. A anomalia é associada com intensa alteração potássica relacionada com um sistema de brechas e stockwork sobre as rochas encaixantes, vulcânicas máficas e félsicas intercaladas com formação ferrífera. As anomalias magnética, eletromagnética e de polarização induzida são a resposta dessas zonas hidrotermais (Huhn *et al.*, 1999) e esses dados foram importantes para evidenciar o potencial do prospecto e definir a área anômala.

As rochas vulcanossedimentares estão metamorfasadas no fácies xisto-verde alto a anfibolito baixo e apresentam-se fortemente fraturadas, sendo afetadas por diversos episódios de alteração hidrotermal. Apesar das alterações, algumas texturas reliquiares foram preservadas. Os principais litotipos definidos são: i) meta-vulcânicas intermediárias: metandesito, hornblenda-biotita-escapolita hidrotermalito; ii) meta-vulcânicas ácidas: metariolito, sericita-quartzo milonito e biotita-sericita milonito; iii) meta-vulcânicas máficas: clorita xisto, anfibólio-clorita xisto e apatita-hornblenda milonito; iv) intrusões dioríticas: diorito isotrópico, microdiorito, quartzo diorito e biotita-hornblenda-escapolita hidrotermalito (Figura 2.5; Huhn *et al.*, 1999).

O depósito está posicionado na porção central do *trend* da Serra do Rabo, secundário à falha Carajás. As rochas foram deformadas em regime dúctil-rúptil, com geração de foliação milonítica e *shear band* localizados. Dobramentos abertos e apertados com transposição associada são frequentes indicadores cinemáticos sugerem movimentação

destral para o *trend* da Serra do Rabo. São comuns regimes distensivos com o posicionamento de corpos intrusivos e brechação (Huhn *et al.*, 1999).

As principais alterações hidrotermais são microclinização, biotitização, albitização, escapolitização, cloritização, carbonatação, silicificação e enriquecimento em apatita, magnetita e alanita. As rochas encaixantes da mineralização são, em geral, fortemente brechadas e hidrotermalizadas, com a mineralogia totalmente secundária. A mineralização pode estar associada ao posicionamento de corpos de composição diorítica a quartzo diorítica, intrusivos na sequência (Huhn *et al.*, 1999). Os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ do depósito Cristalino distribuem-se em campos semelhantes a de outros depósitos de óxidos de Fe-Cu-Au de Carajás, o que sugere que, ao menos parte, dos carbonatos possa ter carbono de fonte profunda. A assinatura isotópica dos sulfetos ($\delta^{34}\text{S}$) do depósito Cristalino é de fonte magmática e a pequena variação apresentada nos valores $\delta^{34}\text{S}$ pode refletir variação nas condições físico-químicas dos fluido(s) hidrotermal(is) durante a deposição do minério. Estes valores $\delta^{34}\text{S}$ se aproximam dos de alguns depósitos IOCG de classe mundial, como os dos depósitos do distrito de Cloncurry (e.g., Starra e Osborne, Austrália) e Candelária- Punta Del Cobre (Chile), que tem sulfetos de fonte magmática. Da análise conjunta dos isótopos de C, S e O em rochas do depósito Cristalino deduz-se que eles devem ser de origem primordial e mantélicos, ligados a rochas graníticas ou terem sido lixiviados de rochas encaixantes (máficas tipo MORB; Ribeiro *et al.*, 2009).

A mineralização ocorre em arranjo tipo *stockwork*, em fraturas na foliação e disseminada, afetando tanto o corpo diorítico como as rochas encaixantes (andesito, riolito, dacito). O envelope mineralizado apresenta espessura de até 400 m. A mineralogia do minério é composta por calcopirita, pirita, magnetita, bravoíta, cobaltita, milerita, vaesita e ouro. Esta tipologia de mineralização se enquadra nos depósitos de classe mundial a Fe-Cu-Au-U-ETR (Hitzman *et al.*, 1992; Huhn *et al.*, 1999).

Níveis de formação ferrífera bandada dobrada em uma série de sinformes e antiformes recobrem parte da zona mineralizada na porção centro sul da área. É provável que estas formações ferríferas tenham servido como um *trap* para o evento mineralizante, uma vez que os fluidos hidrotermais ricos em ferro entraram em equilíbrio com essas camadas e elas atuaram como barreira geoquímica à ascensão dos fluidos mineralizantes (Huhn *et al.*, 1999).

Em 1999, após a descoberta, a estimativa era de 500Mt @ 1% Cu e 0,3 g/t de Au (Huhn *et al.*, 1999), mas a avaliação mais recente do depósito apresenta recursos estimados em 482 Mt @ 0,65 %Cu e 0,06 g/t Au e outros metais (como sub-produtos) (NCL Brasil, 2005).

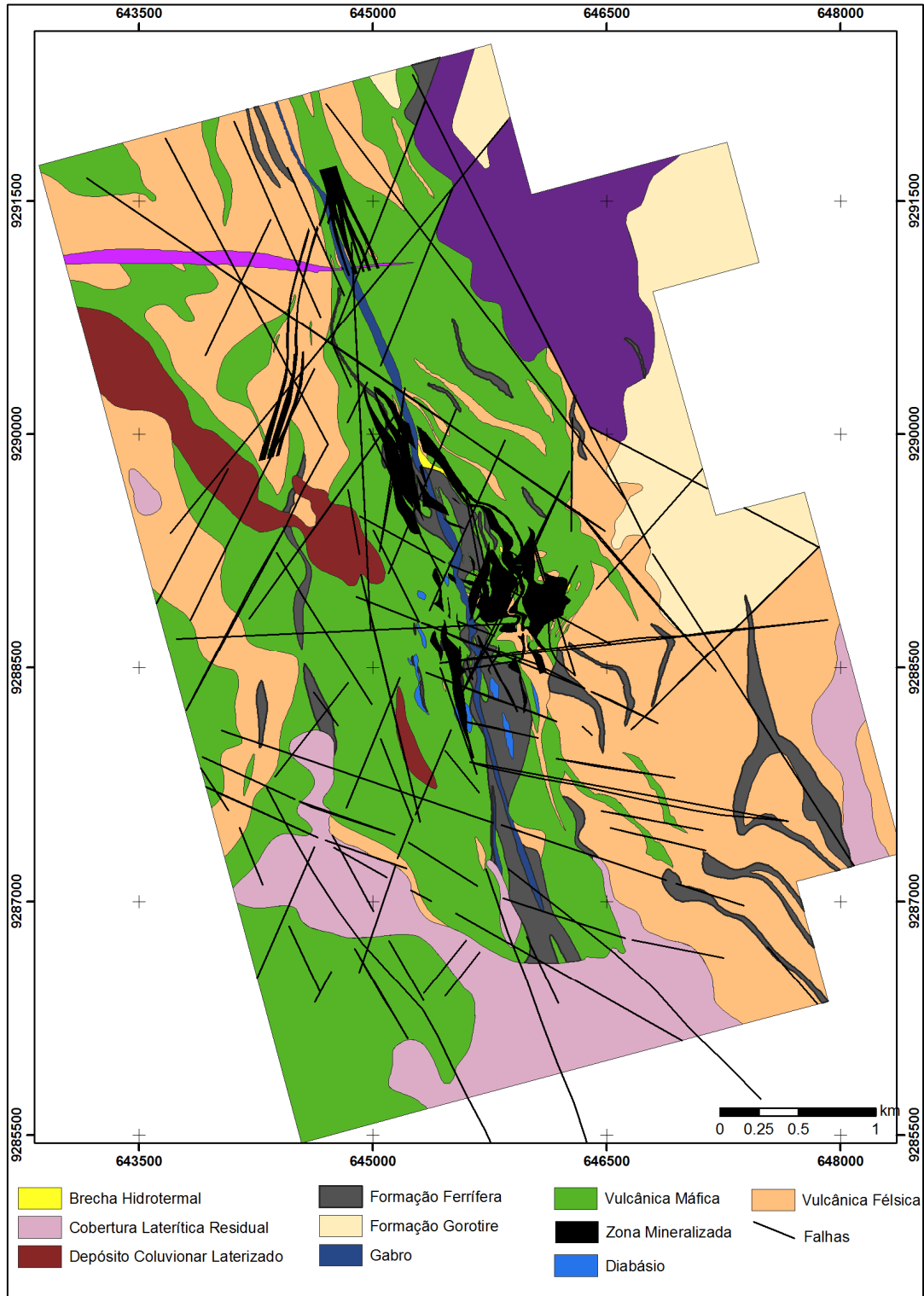


Figura 2.5 - Mapa litológico do Depósito Cristalino (Huhn, 1999).

3 TEORIA DOS MÉTODOS ELETROMAGNÉTICOS

3.1 Teoria Eletromagnética Básica

A resistividade elétrica de diferentes minerais e rochas varia muitas ordens de magnitude e por isso os métodos eletromagnéticos (EM) são usados para mapear a resistividade em subsuperfície. As aplicações podem ser em qualquer escala, desde um detector de metais para procurar moedas nas areias da praia, até o mapeamento do fluxo de água condutora do mar em um aquífero resistivo, ou um levantamento com um sistema de alta potência para mapear a espessura de rochas vulcânicas resistivas sobre sedimentos condutivos. Porém, como a maioria dos metais base em sulfeto maciço é muito condutiva e possui um forte contraste com as rochas encaixantes, a principal aplicação dos métodos EM tem sido na exploração mineral com o objetivo de identificar esses corpos.

Os métodos EM incluem grande variedade de técnicas, de métodos de levantamento, de aplicações e de procedimentos de interpretação, o que fica complicado quando associado à grande variedade de nomes comerciais. Entretanto, cada técnica envolve a medida de uma ou mais componentes do campo elétrico ou magnético por um receptor EM. As componentes podem ser provenientes de fonte natural ou artificial de energia eletromagnética, o transmissor EM.

Como descrito por Swift (1989), com base nas leis de Maxwell, uma fonte eletromagnética de corrente alternada (ac) produz um campo primário, o qual induz correntes secundárias em materiais condutivos em subsuperfície. Essas correntes secundárias geram campos magnéticos secundários. Receptores EM medem tanto o campo primário como o secundário, ou podem medir apenas o secundário na ausência do primário. No primeiro caso, após normalização pelo campo primário enviado pelo transmissor ou pelo campo primário medido no receptor o campo secundário é interpretado para fornecer informações significativas de resistividade.

A resposta eletromagnética, normalmente expressa como o campo secundário depende da frequência do campo primário, da condutividade do meio e do acoplamento geométrico entre campo primário e condutor.

O fenômeno eletromagnético é descrito pelas equações de Maxwell, as quais são equações empíricas baseadas em experimentos como os de Faraday e Ampère, por exemplo. Elas são o ponto inicial para o entendimento de como os campos eletromagnéticos podem ser usados para estudar a estrutura da terra e determinar suas propriedades

elétricas/magnéticas (Maxwell, 1954). A formulação abaixo é baseada nos textos de Ward & Hohmann (1989) e Keller (1989). A primeira equação é usada para representar o fato de que campos magnéticos são causados pelo fluxo de corrente elétrica e que o campo é proporcional à corrente total (condução mais deslocamento) na região:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad \text{Eq. 01}$$

também conhecida como Lei de Ampère. \mathbf{H} é a intensidade do campo magnético (A/m), \mathbf{J} é a densidade de corrente e \mathbf{D} é o deslocamento elétrico (C/m²). Essa equação representa dois tipos de fluxo de corrente: um (\mathbf{J}) em que portadores de carga fluem em um meio sem impedimentos, e outro ($\frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}$) no qual a separação de carga faz surgir um campo elétrico que causa impedimento. O primeiro tipo de corrente é chamada ohmica ou galvânica, enquanto o segundo é chamado de correntes de deslocamento.

A segunda equação representa a lei física que define campos elétricos resultantes de campos magnéticos de indução que variam no tempo:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad \text{Eq. 02}$$

também conhecida como Lei de Faraday. \mathbf{E} é o vetor campo elétrico (V/m) e \mathbf{B} é o vetor indução magnética (Wb/m² ou Tesla).

Essas duas equações de Maxwell caracterizam o comportamento do campo eletromagnético muito bem para qualquer aplicação na exploração geofísica. Entretanto, na forma como as equações são expressas acima não existe qualquer relação explícita entre o campo eletromagnético e as estruturas em subsuperfície ou suas propriedades. Para mostrar onde está essa dependência faz-se o uso de uma variedade de relações conhecidas como equações constitutivas. As próximas seções farão a descrição desses parâmetros.

3.1.1 Condutividade

Talvez a mais importante das equações constitutivas em termos de métodos indutivos de geofísica de prospecção é a Lei de Ohm, que relaciona densidade de corrente à intensidade do campo elétrico como:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad \text{Eq. 03}$$

onde σ é uma propriedade do meio conhecida como condutividade elétrica. A resistividade (ρ) de um material é o inverso da condutividade. Os valores de condutividade de

um mineral ou rocha não são necessariamente constantes, pois eles podem mudar com tempo, temperatura, pressão e outros fatores ambientais.

3.1.2 Permissividade Dielétrica

Ao formular as equações que levam seu nome, Maxwell percebeu a necessidade de uma equação constitutiva que relaciona a intensidade do campo elétrico com o deslocamento elétrico:

$$D = \epsilon E \quad \text{Eq. 04}$$

e define outra propriedade do meio ϵ , conhecida como permissividade dielétrica. Em contraste com a condutividade, a permissividade dielétrica tem um valor bem definido mesmo na ausência de matéria, sendo esse valor igual a $8,854 \times 10^{-12}$ Farads por metro no vácuo.

Na teoria clássica de materiais dielétricos o deslocamento é atribuído ao movimento de elétrons, núcleos e moléculas polares de uma posição neutra de equilíbrio para uma posição deslocada não neutra sob o efeito de um campo elétrico aplicado (Ioffe, 1960; Bottcher, 1952; Frolich, 1949, von Hippel, 1954a,b). As cargas se separam até que a força de Coulomb entre elas esteja em equilíbrio com a força do campo elétrico aplicado.

3.1.3 Permeabilidade Magnética

A terceira das principais equações constitutivas, que tem papel importante na aplicação das equações de Maxwell à subsuperfície, relaciona força do campo magnético e indução magnética da seguinte forma:

$$B = \mu H \quad \text{Eq. 05}$$

na qual a quantidade μ , a terceira propriedade do meio é definida como permeabilidade magnética. Essa propriedade serve como base para métodos magnéticos na geofísica de exploração, mas também tem papel essencial nos métodos eletromagnéticos.

Até agora as equações constitutivas foram consideradas separadamente, cada propriedade da rocha parecendo afetar o campo eletromagnético de forma independente. Mas para a maioria das aplicações, as propriedades físicas definidas pelas três equações constitutivas combinam para formar uma característica única do meio, o número de onda (*wave number*), o qual determina o comportamento do campo eletromagnético no

meio. A expressão para o número de onda pode ser desenvolvida pela substituição das três equações constitutivas nas equações de Maxwell a seguir:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \frac{\partial}{\partial t} (\epsilon \mathbf{E}) \quad \text{Eq. 06}$$

e

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial}{\partial t} (\mu \mathbf{H}) \quad \text{Eq. 07}$$

Quando a transformada de Fourier (1D) é aplicada nas equações 06 e 07 obtém-se as equações de Maxwell no domínio da frequência:

$$\nabla \times \mathbf{H} = (\sigma + i\omega\epsilon)\mathbf{E} \quad \text{Eq. 08}$$

e

$$\nabla \times \mathbf{E} = -i\mu\omega\mathbf{H} \quad \text{Eq. 09}$$

onde $\omega = 2\pi f$, sendo que f é a frequência e i define a parte imaginária. Os dois campos \mathbf{E} e \mathbf{H} podem ser separados por operações algébricas, onde

$$[\nabla^2 - i\omega\mu(\sigma + i\omega\epsilon)]\mathbf{E} = 0 \quad \text{Eq. 10}$$

como resultado desse procedimento temos as que três propriedades da rocha e a frequência se agrupam em um termo que pode ser tratado como um parâmetro único que caracteriza a interação do campo eletromagnético com o meio:

$$k^2 = -i\omega\mu(\sigma + i\omega\epsilon) = \epsilon\mu\omega^2 - i\mu\sigma\omega \quad \text{Eq. 11}$$

onde a quantidade k é definida como o número de onda. A frequência é um parâmetro do levantamento e fica a critério do geofísico de exploração. O comportamento do número de onda, o qual muda com a frequência é importante para entender o uso dos vários métodos eletromagnéticos. Em frequências muito baixas, nas quais o comportamento do campo eletromagnético é a difusão, o número de onda é aproximadamente

$$k^2 \approx i\sigma\mu\omega \quad \text{Eq. 12}$$

para materiais na natureza em frequências menores que 10^5 Hz ocorre que $\mu\epsilon\omega^2 \ll \mu\sigma\omega$, ou seja, as correntes de deslocamento são muito menores que as correntes de condução.

3.1.4 Atenuação dos Campos Eletromagnéticos

Como descrito por Telford *et al.* (1990), um critério comumente usado para a descrição da penetração de ondas eletromagnéticas é o *skin depth*, a distância na qual o sinal é reduzido em $1/e$, ou seja, 37%. Essa profundidade é dada por

$$z = 500 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad \text{Eq. 13}$$

onde z é a profundidade em metros. Dessa equação observamos que se a resistividade é baixa ou a frequência é alta, ou ambos, o campo magnético não vai penetrar em subsuperfície. Como uma regra prática pode-se dizer que se

$$z \sqrt{\frac{f}{\rho}} > 10^3 \quad \text{Eq. 14}$$

a atenuação será grande. A figura 3.1 ilustra a atenuação do campo EM de diferentes frequências e a respectiva *skin depth* em uma subsuperfície com $\rho = 100 \Omega.m$. Observa-se que a maior atenuação ocorre a 25 Hz.

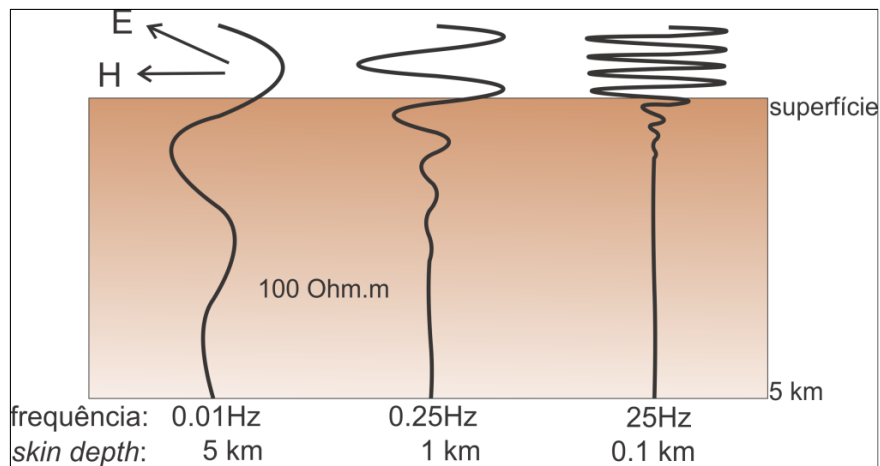


Figura 3.1 - Atenuação do campo EM de diferentes frequências e a respectiva *skin depth* em uma subsuperfície com $\rho = 100 \Omega.m$ (modificado de AccessScience.com).

3.2 Propriedade dos minerais e rochas

Como descrito por Keller (1989), o ponto inicial da discussão das propriedades elétricas das rochas é a discussão das propriedades dos minerais que formam as rochas. Eles são separados em três grupos: metais, semicondutores e isolantes. O primeiro grupo ocorre raramente, mas é de grande interesse econômico, o segundo grupo inclui os

minerais formadores de rocha e compreende a encaixante na qual o primeiro grupo será encontrado.

Os metais são materiais em que os elétrons estão disponíveis com pouco ou nenhuma energia de excitação e a condutividade é alta. A condução é limitada somente pela interferência entre o movimento nuclear e o movimento livre de elétrons sob um campo elétrico aplicado. A condutividade diminui com o aumento da temperatura porque o núcleo de um metal se move mais em altas temperaturas. Em temperaturas muito baixas, quase todos os metais se tornam supercondutores. A tabela 1 mostra alguns valores de resistividade.

Tabela 2 - Resistividade de minerais semicondutores (frequência zero) (Keller, 1989).

Mineral	ρ (ohm.m)
Bornita, $\text{Fe}_2\text{S}_3 \cdot n\text{Cu}_2\text{S}$	1,6 a 6000×10^{-6}
Calcopirita, $\text{Fe}_2\text{S}_3 \cdot \text{Cu}_2\text{S}$	150 a 9000×10^{-6}
Pentlandita, $(\text{Fe},\text{Ni})_9\text{S}_8$	1 a 11×10^{-6}
Pirrotita, Fe_7S_8	2 a 160×10^{-6}
Pirita, FeS_2	1,2 a 600×10^{-3}
Ilmenita, FeTiO_3	0,001 a 4
Magnetita, Fe_3O_4	52×10^{-6}
Grafita, Carbono	36 a 100×10^{-8}

A categoria mais importante de minerais de minério é a dos óxidos e sulfetos, os quais são semicondutores em que valores relativamente altos de condutividade são encontrados, mas não tão altos quanto os metais. Alguns minerais possuem amplo intervalo de condutividades registrado, enquanto outros têm um intervalo menor. Existem vários fatores que podem afetar a uniformidade da condutividade de um mineral de condutividade alta. Em semicondutores, elétrons de impurezas podem contribuir na condução com baixa energia de ativação; nesse caso o valor de condutividade pode variar em algumas ordens de magnitude. Assim como microfraturas e contato entre cristais podem impedir a condução.

É pouco provável que a condutividade de metais e semicondutores mude com as diferentes frequências usadas na geofísica.

As propriedades das rochas poderiam ser consideradas como uma simples combinação das propriedades de seus minerais constituintes, mas isso nem sempre acontece,

e a causa da complexidade em prever essas propriedades é de uma substância não mineral, a água, que está presente em praticamente todas as rochas. Como a água tem forte efeito na condutividade e permissividade dielétrica, uma pequena quantidade é suficiente para causar mudanças no comportamento das propriedades da rocha. A polarização molecular é um processo importante na água por causa da distribuição assimétrica de elétrons na molécula. A molécula tem um momento dipolo permanente e assim, um campo elétrico aplicado irá rotacionar a molécula no campo para alinhar seu momento com a direção do campo. Durante essa rotação são criadas correntes de deslocamento e deslocamento dielétrico de cargas acompanha o processo. A água é um solvente e na natureza existe como um eletrólito com consideráveis quantidades de íons presentes para aumentar a condutividade. Água subterrânea e a água que preenche o espaço nos poros das rochas normalmente são eletrólitos com grande variedade de sais em solução. A figura 3.2 mostra diferença nos valores de condutividade das rochas e de águas com diferentes concentrações de sais.

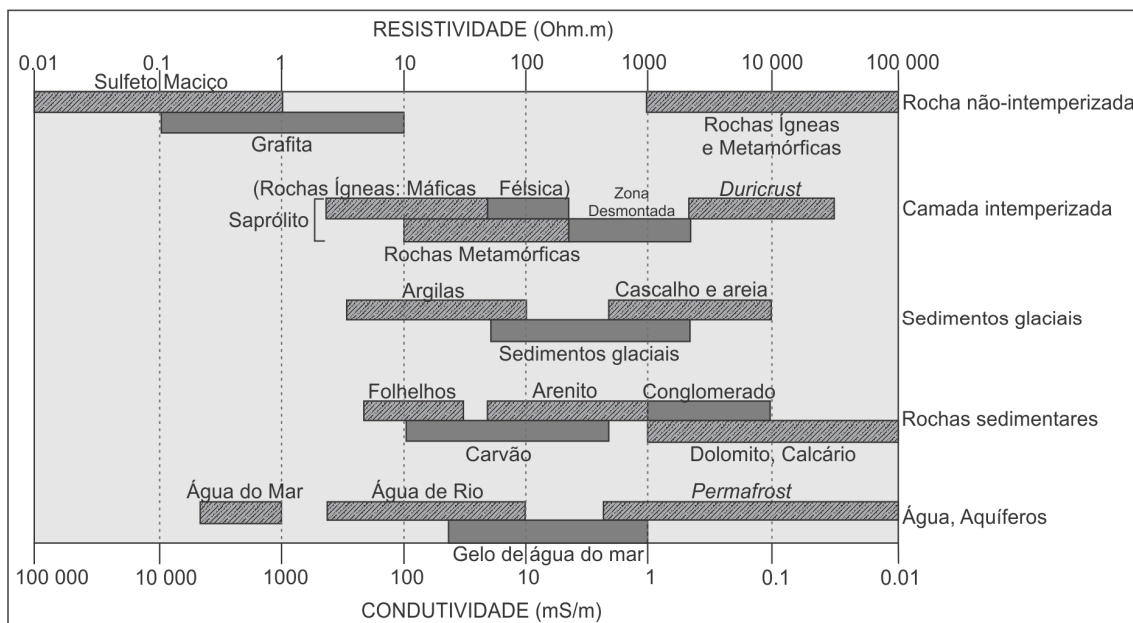


Figura 3.2 - Intervalos de resistividade para rochas e outros materiais (modificado de Palacky, 1989).

3.3 Métodos Eletromagnéticos no Domínio do Tempo

Existe uma grande variedade de métodos disponíveis para levantamentos EM. Eles podem ser divididos em sistemas terrestres ou aéreos e subdivididos de acordo com o tipo: domínio da frequência (*frequency domain* - FD) ou domínio do tempo (*time domain* - TD).

A maior parte da teoria eletromagnética para aplicações geofísicas foi desenvolvida no domínio da frequência. A medida de uma componente do campo eletromagnético é expressa como a amplitude e diferença de fase relativas ao campo primário conhecido, ou como as componentes *in-phase* (real) e *out-of-phase* (imaginária) do campo secundário. Porém, um problema significativo dessas técnicas é que um pequeno campo secundário deve ser medido na presença de um campo primário muito maior, com consequente diminuição em precisão. Esse problema é superado com o uso do sistema eletromagnético no domínio do tempo (*time-domain electromagnetic* - TDEM), também conhecido como método eletromagnético de campo transiente (*transient-field EM*) ou pulsante (*pulsed*), usando-se um campo primário que não é contínuo, mas que consiste em uma série de pulsos separados por períodos de inatividade. O campo secundário induzido pelo primário somente é medido durante o intervalo em que o campo primário está ausente. As correntes parasitas (*eddy currents* - Figura 3.3) induzidas em um condutor em subsuperfície tendem a se difundir para o centro do corpo condutor quando o campo indutor é removido (Figura 3.4) e se dissipa gradualmente pela perda de calor resistiva. Em corpos altamente condutores as correntes parasitas circulam ao redor dos limites do corpo e decaem mais devagar. Medidas da taxa de decaimento (Tau - τ) das correntes parasitas que dissipam fornecem um meio de localizar corpos anormalmente condutores e de estimar sua condutividade (Kearey *et al.*, 2009).

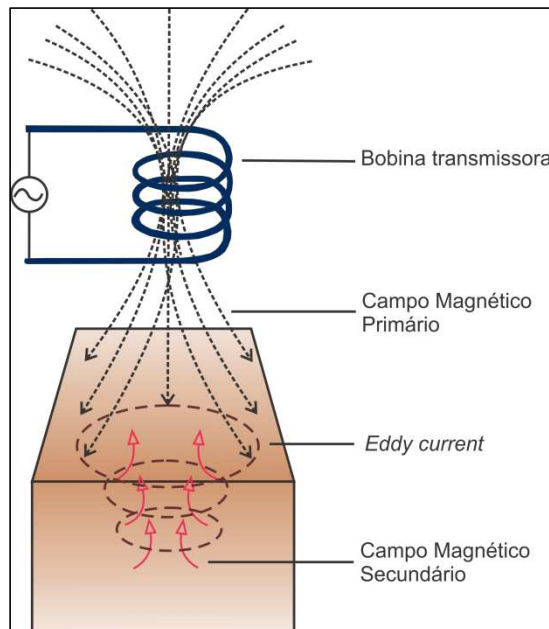


Figura 3.3 - Formação das *eddy currents* a partir de um campo primário (modificado de Spacial-energy.com).

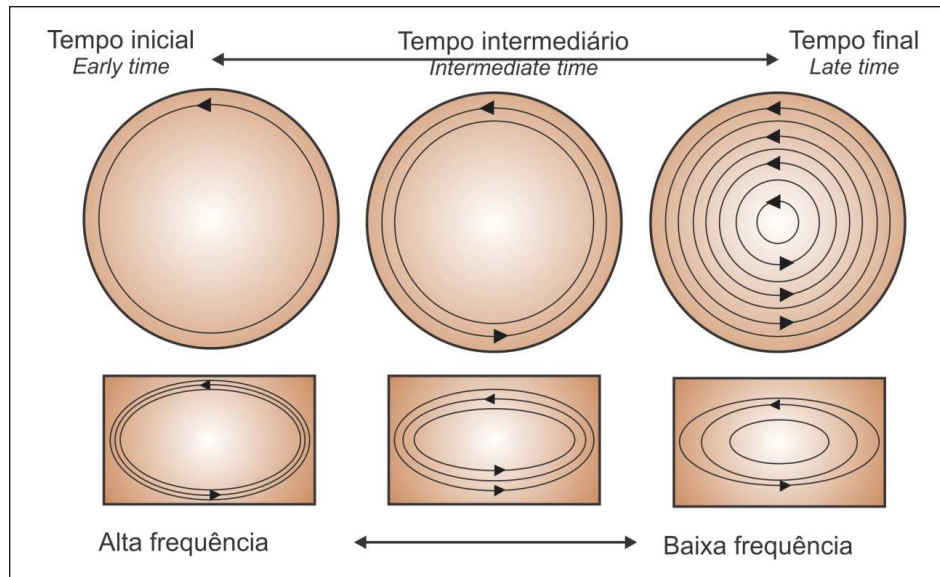


Figura 3.4 - Distribuição de correntes parasitas (*eddy currents*) no domínio do tempo em um condutor esférico, e comparação esquemática da difusão das correntes parasitas em uma esfera e uma placa (modificado de McNeill (1980), Telford *et al.* (1990)).

Em levantamentos EM, o campo primário pulsante é gerado por um transmissor que geralmente consiste de uma grande bobina com várias dezenas de metros de largura que é colocada sobre o solo ou aerotransportada. Uma segunda bobina é usada como receptor. O campo secundário transiente produzido pelas correntes parasitas pode durar menos de um milissegundo para maus condutores a mais de 20 ms para bons condutores. O campo secundário que decai no tempo é quantificado medindo-se a variação no tempo da amplitude desse campo ($\partial H / \partial t$) para certo número de instantes fixos (canais), após o corte do campo primário (Figura 3.5). O campo secundário é de longa duração nos bons condutores e produzirá registro na maior parte dos canais, já nos maus condutores, o campo secundário somente produzirá registro nos canais logo após o campo primário ter se tornado inativo (Kearey *et al.*, 2009).

Para EM, os sistemas transientes no domínio do tempo comparado com o domínio da frequência, têm mostrado melhores resultados, especialmente em áreas com manto intempérico fortemente condutivo, como Brasil e Austrália por alcançar maiores profundidades. O ambiente condutivo força o sistema EM a operar a frequências mais baixas ou períodos de tempo mais longos, o que deteriora a razão sinal/ruído. De qualquer forma, a medida direta do campo secundário no domínio do tempo evita a contaminação por ruído causado pelos erros na remoção do campo primário como ocorre em sistemas no domínio da frequência (Keller, 1989).

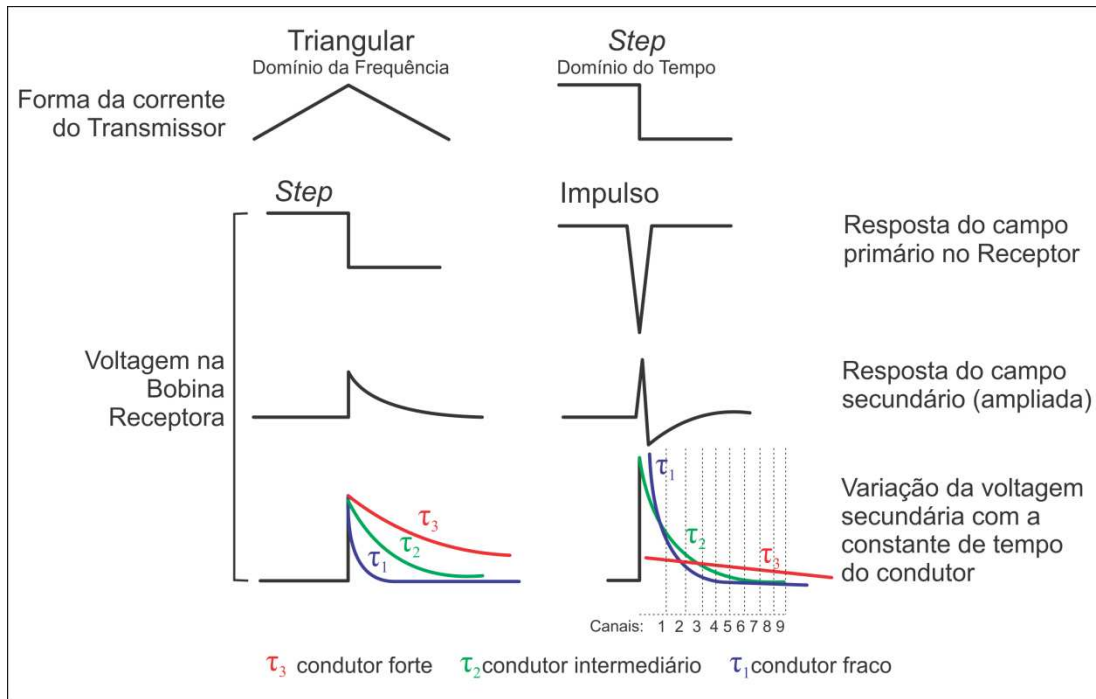


Figura 3.5 - Comparação entre a forma de onda e a resposta medida em sistemas no Domínio da Frequência e no Domínio do Tempo (Telford *et al.*, 1990).

3.4 Sistema de Aquisição Eletromagnética Aérea GEOTEM

O sistema GEOTEM[®] atualmente é marca registrada da Fugro *Airborne Surveys Corporation* e foi o primeiro sistema EM aéreo totalmente digital a ser operado comercialmente em 1985 pela empresa Geotrex (GEOTEM = Geotrex *Transient EM System*) (Annan & Lockwood, 1991). É um sistema eletromagnético no domínio do tempo do tipo *towed-bird* (o sensor, também chamado de *bird* é rebocado pelo avião) o qual envolve a medida de correntes EM secundárias que decaem no tempo, e são induzidas em subsuperfície por uma série de pequenos pulsos de corrente geradas de um transmissor montado na aeronave. Variações nas características do decaimento do campo secundário (amostrado e mostrado em janelas ou canais) são analisadas e interpretadas para fornecer informações sobre a geologia em subsuperfície (Fugro A. S., 1998).

O princípio de amostrar o campo secundário induzido na ausência do campo primário (durante o off-time) e a grande separação entre as bobinas receptoras e a transmissora combinadas com o grande momento dipolo e potência disponível da plataforma de asa fixa fornecem uma boa razão sinal/ruído e profundidade de penetração. Contudo, também a amostragem durante o on-time pode resultar em uma boa sensibili-

dade para mapear feições muito resistivas ou muito condutivas, auxiliando no mapeamento geológico (Annan *et al.*, 1991).

Toda a descrição do sistema e do método foi baseada no relatório do levantamento Cristalino executado pela Fugro (2000). Através de estudos de modelos no vácuo usando os programas Plate e Layered Earth da Universidade de Toronto, foi demonstrado que a profundidade de investigação é fortemente dependente da geometria do alvo. O limite de profundidade alcançado para um meio espaço (*half-space*) homogêneo é de 400 m, para o modelo de camada horizontal indutiva e pouco espessa é de 550 m e para uma grande placa condutora vertical 350 m. Essas estimativas de profundidade assumem que o material sobre e em volta é resistivo. Entretanto, a experiência em Carajás mostra que essas profundidades são bem menores na prática, pois o sinal é fortemente atenuado pela cobertura intempérica.

O método oferece uma boa discriminação da geometria do condutor e essa habilidade de diferenciar entre condutores horizontais ou verticais é importante na diferenciação entre condutores na rocha ou superficiais.

O receptor é uma bobina de indução com três eixos (x, y, z) a qual é rebocada pela aeronave em um cabo de 135 ou 125 m, esse cabo é não magnético para reduzir os níveis de ruído. A altura média da aeronave sobre o terreno é de 120 m com o *bird* EM localizado 50 m abaixo e 125 m atrás da aeronave (Figura 3.6). Associado ao levantamento EM, também é realizado levantamento magnético em que o sensor fica localizado no prolongamento da calda do avião.

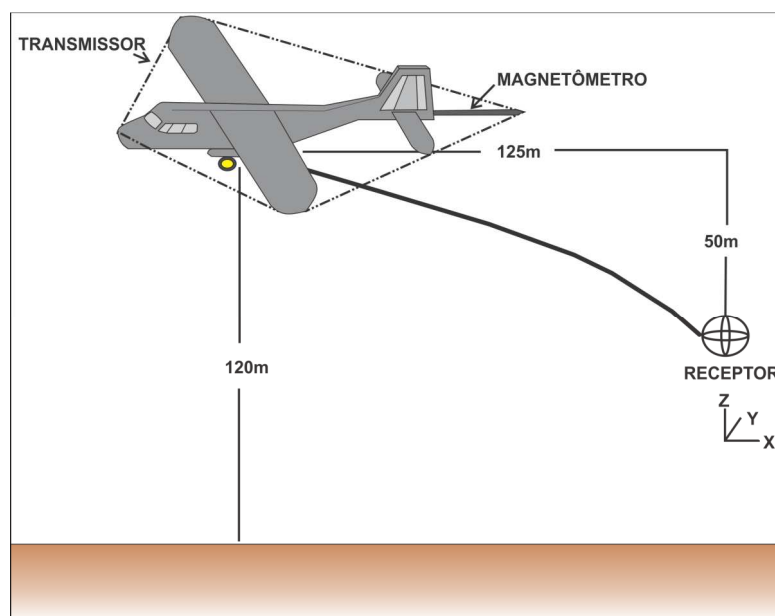


Figura 3.6 - Geometria do sistema Geotem® (adaptado de Fugro, 2000).

Os pulsos EM primários são criados por uma série de pulsos de corrente senoidal descontínuos (Figura 3.7) que alimentam três ou seis voltas de fio do *loop* transmissor que fica em volta da aeronave. A frequência base pode ser: 25, 30, 75, 90, 125, 150, 225 e 270 Hz. O comprimento do pulso pode ser adaptado de acordo com o alvo de interesse, mas os pulsos padrão são 0,6; 1,0; 2,1; e 4,0 milissegundos (ms) (Figura 3.8). O *off-time* pode ser de até 16 ms. A corrente vai depender da largura do pulso, mas o momento dipolo (momento dipolo = número de voltas do transmissor x corrente x área) pode ser tão grande quanto $6,7 \times 10^5 \text{ Am}^2$ (Ampère x metro quadrado).

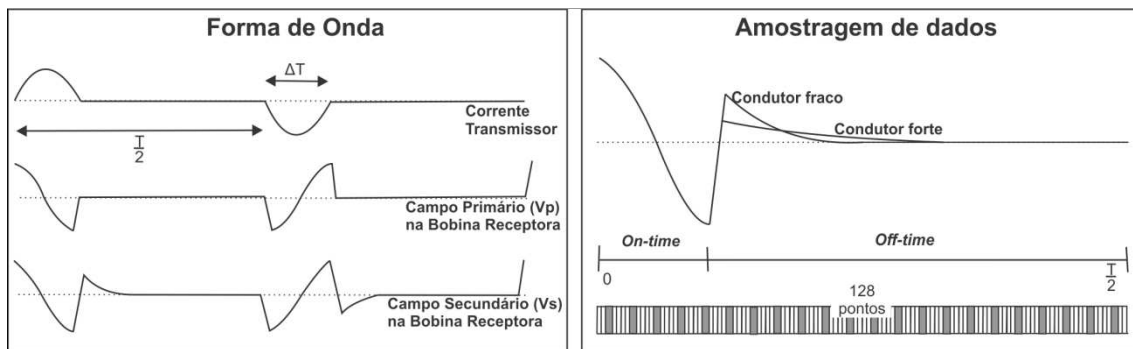


Figura 3.7 - Forma de onda e amostragem de dados do sistema Geotem® (adaptado de Fugro, 2000).

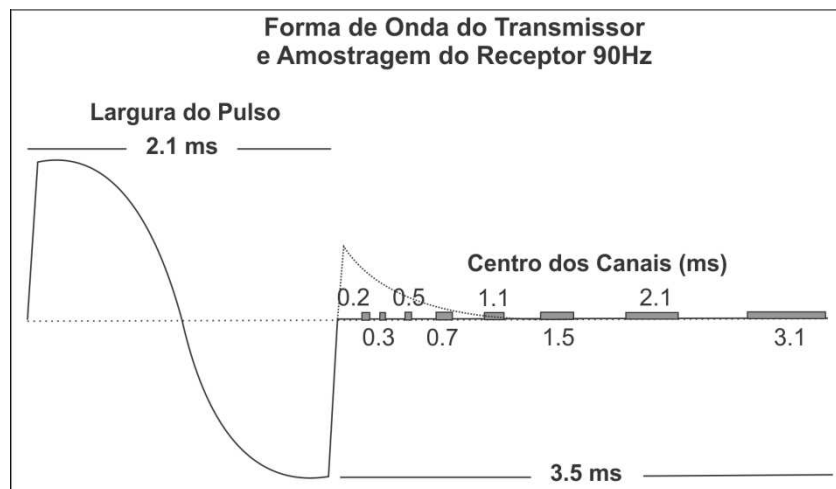


Figura 3.8 - Forma de onda e amostragem de dados do sistema Geotem®, mostrando a largura do pulso e a posição de alguns canais (adaptado de Fugro, 2000).

Para cada pulso primário, um campo magnético secundário é produzido pelo decaimento das *eddy currents* em subsuperfície. Como consequência, isso induz uma tensão nas bobinas receptoras, a qual é a resposta eletromagnética. O sinal medido passa por um filtro *anti-aliasing* e depois é digitalizado por um conversor A/D (*analogic to digital*) em uma razão de amostragem de até 80 kHz. O dado digital sai do conversor A/D para um computador onde o é pré-processado pra reduzir o ruído.

As operações executadas nos dados do receptor são:

1. Remoção do Campo Primário: além de medir a resposta secundária da subsuperfície, as bobinas receptoras do sensor também medem a resposta primária do transmissor. A posição e orientação do *bird* muda suavemente durante o voo e isso tem um efeito muito forte na magnitude da resposta total (primária mais secundária) medida nas bobinas receptoras. Essa resposta variável do campo primário é uma fonte de ruído, pois não é relacionada com a resposta em subsuperfície. O campo primário pode ser medido ao voar em uma altitude na qual nenhuma resposta do terreno pode ser detectada. Esses sinais de calibração são usados para definir a geometria da forma de onda primária. Por definição, esse campo primário inclui a resposta da corrente no *loop* transmissor mais a resposta de qualquer *eddy currents* que são induzidas na aeronave e decaem lentamente. O procedimento consiste em encontrar a amplitude do campo primário na resposta medida, removê-lo da resposta total e obter apenas a resposta secundária.

2. Análise transiente: essa análise permite a separação de tipos específicos de ruído do sinal em tempo real.

3. *Digital Stacking*: o empilhamento dos dados é feito para reduzir o efeito do ruído de banda larga nos dados.

4. *Windowing* dos dados: o receptor digital do GEOTEM[®] faz amostragem dos campos primários e secundários em 128 pontos por pulso EM e janelas o sinal em até 20 canais de tempo que possuem o centro e a largura detectados pelo software.

5. Filtragem de Linha de Alta Tensão: um conjunto de filtros digitais é aplicado aos dados durante o processamento em tempo real para remover a interferência de linhas de alta tensão e deixar o sinal EM sem perturbações.

6. Campo Primário: o campo primário no sensor é medido para cada conjunto de dados empilhados e armazenado como um canal de dados separado para avaliar a variação no acoplamento entre a aeronave e o sensor, induzidas por mudanças na geometria do sistema durante o voo.

7. Monitor do Campo Terrestre: um monitor de ruído nas bobinas do sensor fornece informação do ruído induzido pelo movimento das bobinas no campo magnético da Terra, durante o processamento digital em tempo real. Essa informação é armazenada para diagnóstico após o levantamento.

8. Ruído/Desempenho: um monitor computa o RMS (*root mean squares*) do nível de sinal nos primeiros canais do *off-time* em uma janela de 10 segundos. Esse monitor fornece uma medida do nível de ruído em áreas com baixa resposta.

Uma das principais funções do receptor digital é fornecer o diagnóstico sobre as funções do sistema e permitir a identificação de eventos ruidosos como correntes esféricas (correntes EM geradas por raios que incidem a terra), as quais podem ser selecionadas e removidas do sinal EM medido.

3.4.1 Interpretação

Apesar da abordagem da interpretação dos dados GEOTEM variar de um levantamento para outro dependendo dos objetivos e condições locais, algumas generalizações podem ser usadas como base. O objetivo principal da interpretação é determinar a origem provável do condutor detectado durante o levantamento e sugerir recomendações para detalhamento. Isso é possível através da análise objetiva de todas as características dos diferentes tipos de condutores e anomalias magnéticas associadas. A certeza é raramente alcançada, mas na maioria dos casos, uma alta probabilidade é conseguida na identificação das causas condutivas. Um dos problemas mais difíceis geralmente é a diferenciação entre condutores superficiais ou em rocha.

Os grupos de condutores em rocha são:

1. Grafita: horizontes grafitosos (incluindo uma grande variedade de rochas carbonáceas) podem ocorrer em formações sedimentares e tufos vulcânicos, frequentemente concentrada em zonas de cisalhamento. Ela geralmente corresponde a longos condutores múltiplos encaixados em camadas paralelas. Não possui expressão magnética, e sua condutividade é variável, mas comumente muito alta.

2. Sulfeto Maciço: depósitos de sulfeto maciço normalmente se expressam como condutores curtos de alta condutividade e com anomalia magnética coincidente. Entretanto, alguns sulfetos maciços não são magnéticos, outros não são muito condutivos (mineralização descontínua) e alguns podem estar entre condutores formacionais, sendo assim não se pode ser muito rígido ao aplicar critérios de seleção.

3. Magnetita e ultramáficas serpentinizadas: essas rochas são condutivas e muito magnéticas.

4. Óxidos de Manganês: esse tipo de mineralização fornece resposta EM fraca.

Os grupos de condutores superficiais são:

1. Camadas de argila, aluvião, brejos: são materiais que podem ter condutividade que varia de fraca a média.

2. Formações lateríticas, solo residual e camada intempérica: podem causar zonas anômalas em superfície com condutividade geralmente baixa, mas pode ser alta dependendo da área.

Os grupos de condutores culturais (feitos pelo homem) são:

1. Linhas de Alta Tensão: elas frequentemente produzem um tipo de resposta condutiva no registro do GEOTEM. No caso de radiação direta desse campo, a linha de alta tensão é facilmente reconhecida por uma anomalia GEOTEM, a qual exhibe mudanças de fase entre diferentes canais. No caso de linhas de alta tensão com aterramento ou estrutura de aço, a anomalia pode se muito similar a um condutor em rocha.

2. Cercas com aterramento e tubulação: essas estruturas vão sempre causar respostas similares a condutores em rocha, sempre que não for possível identificá-las deve ser feita verificação em campo.

3. Construções em geral: outras fontes localizadas como alguns prédios, pontes, sistemas de irrigação, bacias de rejeito, etc., podem produzir anomalias. A ocorrência deles é rara e geralmente podem ser identificadas no sistema de vídeo da aeronave.

3.4.2 Análise de Condutores

A condutividade aparente sozinha não é um critério decisivo na análise de um condutor, é necessário também considerar: a) forma e tamanho, b) todas as variações locais dentro de uma zona condutiva, c) qualquer outra anomalia geofísica associada (magnética, por exemplo), d) ambiente geológico, e) contexto estrutural e f) o padrão dos condutores ao redor.

O primeiro objetivo da interpretação é classificar cada zona condutiva de acordo com uma das três categorias (em rocha, superficial ou cultural) e o segundo objetivo é selecionar os condutores com maior potencial para um prospecto econômico de acordo com uma classificação de prioridade.

Os seguintes critérios são indicativos de um condutor em rocha: condutividade intermediária a alta identificada pela resposta com decaimento lento, a anomalia deve ser estreita com um pico bem definido, amplitude pequena a intermediária (grandes am-

plitudes são associadas a condutores superficiais, pois ela varia de acordo com a profundidade da fonte), continuidade da anomalia por várias linhas de vô (não excedendo um quilômetro) e resposta magnética de dimensões semelhantes associada.

Os condutores em rocha mais óbvios ocorrem em zonas alongadas, relativamente monótonas seguindo um *strike* formacional, algumas vezes múltiplos. Grafita é a fonte mais provável, mas se essa zona tiver forte resposta magnética, pode ser associada à formação ferrífera bandada.

Os condutores superficiais costumam ter condutividade fraca, contudo nos casos em que ela é forte, é possível diferenciar dos condutores em rocha pela largura da anomalia. Enquanto nos condutores em rocha ela é estreita e bem definida, nos superficiais são anomalias largas, típicas de camadas horizontais.

3.5 Sistema de Aquisição Eletromagnética Terrestre PROTEM

O sistema terrestre Protem, fabricado pela empresa Geonics Limited, é um sistema de levantamento integrado projetado para medidas eletromagnéticas no domínio do tempo (TDEM). A descrição do sistema e do método foi baseada no manual Geonics, 2006. O sistema é composto por quatro itens:

1 - Transmissor: possui um circuito em que a rampa do desligamento da corrente é mantida em alto grau de linearidade, sendo assim, no fim do desligamento, todo fluxo restante é limitado a ser muito pequeno ou estável.

2 - *Loop* transmissor: é o fio de cobre que é montado no terreno em campo e é conectado ao transmissor, que envia corrente na frequência desejada para excitar os condutores em subsuperfície. Em geral, quanto maior o tamanho do *loop*, maior a profundidade alcançada, mas isso depende também da corrente enviada.

3 - Receptor: o receptor funciona em um intervalo grande de sensibilidade e procura por sinal dentro de uma alta quantidade de ruído. É um sistema com resolução de 23-bit.

4 - Bobinas receptoras: possuem núcleo de ar (e não núcleo de ferrite como muitos outros sistemas) para evitar resposta e ruído da própria bobina em situações de campo magnético primário muito forte, e evitar ruído causado pelo vento ou qualquer outro movimento próximo à bobina.

A figura 3.9 mostra a configuração do sistema:



Figura 3.9 - Geometria do sistema ProteM (adaptado de Geonics, 2006).

A forma de onda da corrente impressa no transmissor é quadrada, a frequência base do equipamento pode ser de 3,0, 7,5 ou 30,0 Hz. O desligamento da bobina receptora (*turn off time*) pode ser de até 1 ms. A área efetiva da bobina receptora é de 200m². A amostragem do receptor pode ser de 20 ou 30 janelas. Para o levantamento que será aqui considerado foi de 20 janelas (em milisegundos):

Tabela 3 - Tabela com o centro e a largura dos canais PROTEM frequência 30 Hz.

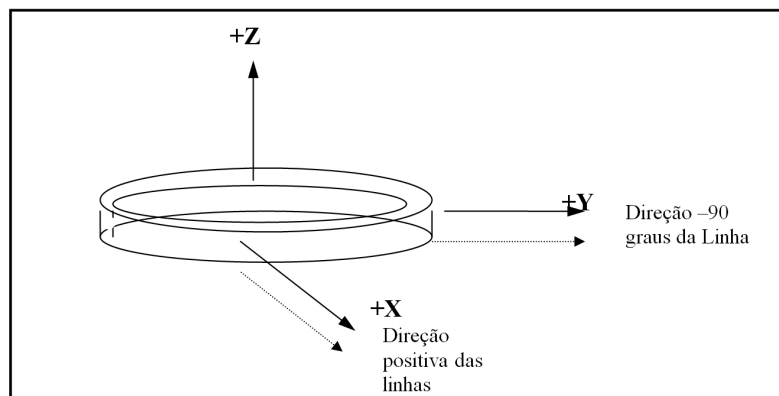
Canal	Centro	Largura	Canal	Centro	Largura
1	0.0881	0.0162	11	0.7994	0.1888
2	0.1069	0.0213	12	1.0140	0.2400
3	0.1313	0.0275	13	1.2870	0.3063
4	0.1619	0.0338	14	1.6360	0.3913
5	0.2006	0.0437	15	2.0810	0.4988
6	0.2506	0.0562	16	2.6480	0.6363
7	0.3144	0.0712	17	3.3730	0.8125
8	0.3956	0.0913	18	4.2970	1.0360
9	0.4994	0.1163	19	5.4750	1.3210
10	0.6313	0.1475	20	6.9780	1.6850

3.5.1 Operação em Campo

As informações aqui citadas tem como referência o relatório de aquisição de dados da Fugro (1999). Antes do início da aquisição diária de dados são realizados alguns testes e medidas de ruído no local. O primeiro teste é realizado logo ao ligar o receptor PROTEM no campo, sendo acionado no mesmo um sistema de autoteste (autocalibração) no qual o funcionamento das placas internas é verificado, com a duração de aproximadamente 5 minutos.

Posteriormente é verificado o nível de ruído na área do levantamento através de medidas do receptor PROTEM acoplado à antena receptora sem corrente injetada na *Loop*. Estas medidas são gravadas e utilizadas posteriormente pelo programa *EMPREP* para estabelecer um nível de ruído específico neste dia que servirá de referência para o corte de ruído nas medidas coletadas ao longo do referido dia. A aquisição de dados TDEM foi somente interrompida ou paralisada por motivos de chuvas, e/ou trovões, em virtude do aumento do nível de ruído nos dados e por razões de segurança.

É de fundamental importância o conhecimento da convenção de polaridade utilizada no levantamento, pois permite que futuros dados coletados em áreas adjacentes possam ser compatíveis e mesclados com os dados coletados anteriormente. As convenções das direções das componentes estão representadas graficamente na Figura 3.10.



3.10. Convenção utilizada para orientação das componentes (Fugro, 1999).

Para manter a consistência do levantamento sempre se mantém para cima uma mesma face da antena 3D-3 para obtenção das leituras da componente Z. Esta mesma face foi convencionada como sendo positiva para obtenção das componentes X e Y também, através do posicionamento da face positiva da antena orientada para as direções convencionadas como positivas para X e Y, respectivamente.

3.5.2 Interpretação

De uma maneira geral o PROTEM responde aos grupos de condutores em rocha e aos culturais como já descrito no item 3.4.1. Vale ressaltar que por ser um equipamento utilizado por terra, fornece um resultado com maior detalhamento e precisão, conseguindo separar de forma mais clara os alvos condutores.

4 Electromagnetic and magnetic response of Cristalino Iron-Oxide Copper Gold (IOCG) Deposit, Carajás Mineral Province, Brazil

4.1 Abstract

Cristalino (482 Mt @ 0.65% Cu and 0.06 g/t Au) is a world class Cu-Au IOCG deposit located in the Carajás Mineral Province. As extensive overburden cover makes exposure of the bedrock limited in Carajás region, geophysics plays a fundamental role in exploration. The detailed understand of the geophysical signature of the known deposits is the key for future exploration as the targets are getting deeper. For this work two methods were applied to the 1D electromagnetic inversion (programs ImagEM and EM1DTM, intending to compare the results) and 2.5D plate modeling (program Maxwell). For the magnetic data, it was applied 3D inversion (program MAG3D). The inversion results for Cristalino show that the deposit was effectively modeled and the methods respond very well to the ore body, especially to the high-grade ore. The magnetic signature obtained by the modeling is of 0.2SI and the electromagnetic signature is of 21S. A new target was identified after the modeling and it proves its value to brown-field target generation and better planning of the mine structure. For greenfield exploration it can accelerate the best results to gather money for the project and prove it is worth spending extra time in data modeling and inversion to better guide the drilling plan.

Key-words: IOCG, Carajás, Electromagnetic, Inversion

4.2 Introduction

The class of iron oxide-Cu-Au (IOCG) deposits has captured the attention of many mineral explorers in the last decades since the discovery of the giant Olympic Dam breccia-hosted iron oxide Cu-Au-UREE deposit in South Australia. There have been notable successes, and extensive exploration programs continue on most continents (Smith, 2002). They are often localized along fault splays off major, crustal scale extensional faults, but are located in diverse rock types, resulting in a wide variety of deposit styles and mineralogies (Hitzman, 2000). This characteristic makes it difficult to define a typical geophysical signature of this type of deposit.

The essential criteria are that IOCG deposits are formed by magmatic-hydrothermal processes, have Cu ± Au as economic metals, are structurally controlled - commonly with breccias, are surrounded by alteration and/or brecciation zones normally more regional in scale relative to economic mineralization. They also have depleted SiO₂ content of altered wall rocks, have abundant low Ti iron oxides or iron silicates,

and have a close temporal, but not apparent spatial, relationship to causative intrusions (Groves *et al.*, 2010).

The primary mineralogical characteristic of all deposits in this class is the abundance of magmatically sourced iron oxide, either magnetite or hematite. Uranium may also be present (eg. Olympic Dam and Salobo) and potassic alteration often accompanies the introduction of copper and gold. The presence of copper, as chalcopyrite is a primary economic characteristic. Due to the large influence of structural control, deposits of this type occur in many shapes, sizes and attitudes (Hitzman, 2000).

Cristalino (482 Mt @ 065% Cu and 0.06 g/t Au, Huhn *et al.*, 1999) is a world class IOCG deposit located in the Carajás Mineral Province, a highly mineralised metallogenic region. The Province has been long recognized for its giant enriched iron and manganese deposits, but over the past 20 years has been increasingly acknowledged as one of the most important Cu-Au and Au-PGE provinces globally, with deposits extending along an approximately 150 km long WNW-trending zone about 60 km wide centred on the Carajás Fault. The larger deposits (approx. 200–1000 Mt @ 0.95–1.4% Cu and 0.3–0.85 g/t Au) are classic Fe-oxide Cu–Au deposits that include Salobo, Igarapé Bahia-Alemão, Cristalino and Sossego (Grainger *et al.*, 2008). Table 1 shows the importance and size of Cristalino deposit in comparison to other world class IOCG deposits.

Table 4.1. Tonnage, grade and age characteristics of IOCG deposits having reserves > 100 t (Groves, 2010 and references therein for the ages).

Province	Deposit	Size (Mt)	Cu (%)	Au (g/t)	Age
Coastal Cordillera	Candelaria	470	1.07	0.22	ca. 115 Ma
	Manto Verde	230	0.55	0.11	ca. 115 Ma
Rajasthan	Khetri	140	1.1	0.5	ca. 850 Ma
	Others	140	1.3	0.4	ca. 850 Ma
Cloncurry	Ernest Henry	167	1.1	0.54	ca. 1530 Ma
Gawler craton	Olympic Dam	3810	1	0.5	ca. 1590 Ma
	Prominent Hill	283	0.89	0.81	ca. 1590 Ma
Carajás	Salobo	789	0.96	0.52	ca. 2570 Ma
	Cristalino*	482	0.65	0.06	ca. 2570 Ma
	Sossego	355	1.1	0.28	ca. 2570 Ma
	Igarapé Bahia-Alemão	219	1.4	0.86	ca. 2570 Ma
	Cento e Dezoito	170	1	0.3	ca. 2570 Ma

*Resources from NCL Brasil (2005)

Extensive overburden cover makes exposure of the bedrock limited in Carajás region. This has resulted in a limited understanding of the regional geology and it hampers exploration for IOCG deposits. Geophysical methods have been applied in order to improve the regional geology and search for sulphide deposits underlying the overburden. The detailed understanding of the geophysical signature of the known deposits is the key for future exploration as the targets are getting deeper and they can be located at any part of the main fault and its splays.

Classic methods as two-dimensional map interpretations no longer answer all questions and being limited to those methods is underutilize the information that geophysical data carry. The way to get more of the data is to apply geophysical inversions and three-dimensional integration. This work shows the result of inversion of magnetic and electromagnetic data over an IOCG deposit and proves its value to brownfield target generation.

4.2.1 Geological Setting

The Cristalino Cu-Au Deposit is located in the Carajás Neoproterozoic Domain, also known as Itacaiunas Belt, southeastern Amazonian Craton, between the Araguaia Belt to the east and Paleoproterozoic terrains to the west (Docegeo, 1988; Huhn *et al.*, 1988) (Figure 4.1a).

Basement rocks of the Carajás Neoproterozoic Domain consist of gneiss and migmatite of the Xingu Complex and orthogneisses of the Pium Complex (3002±14 Ma, U–Pb zircon; Pidgeon *et al.*, 2000). Accumulation of volcanic rocks has occurred at ca. 2.75 Ga (e.g., Machado *et al.*, 1991; Trendall *et al.*, 1998). The Grão Pará Group is the dominant volcano-sedimentary sequence in the Carajás Basin, and includes low metamorphic grade volcanic rocks that host significant banded iron formations (BIFs). Sandstones and siltstones that formed in a shallow marine to fluvial environment (Águas Claras Formation, Nogueira *et al.*, 1994) overlie the former units. The Carajás region has been intruded by granite magmas of distinct ages and compositions. There are also ultramafic to mafic intrusions, including the ca. 2.75 Ga Luanga mafic–ultramafic complex (Machado *et al.*, 1991).

The Carajás Neoproterozoic Domain assemblage defines a broad, steeply-dipping, east-west trending ductile shear zone, the Itacaiunas Shear Belt, which forms a structural province represented by the major east-west to north-northwest trending Carajás and

Cinzeno strike-slip systems, that experienced several episodes of reactivation during the Archean and Paleoproterozoic (Pinheiro and Holdsworth, 1997).

Dall'Agnol *et al.* (2006) consider that the Carajás area was affected by the formation of a deep continental rift. An alternative hypothesis considers that the Carajás domain was originated in a subduction environment (Meirelles and Dardenne, 1991, Teixeira and Eggler, 1994, Lobato *et al.*, 2006, Silva *et al.*, 2006).

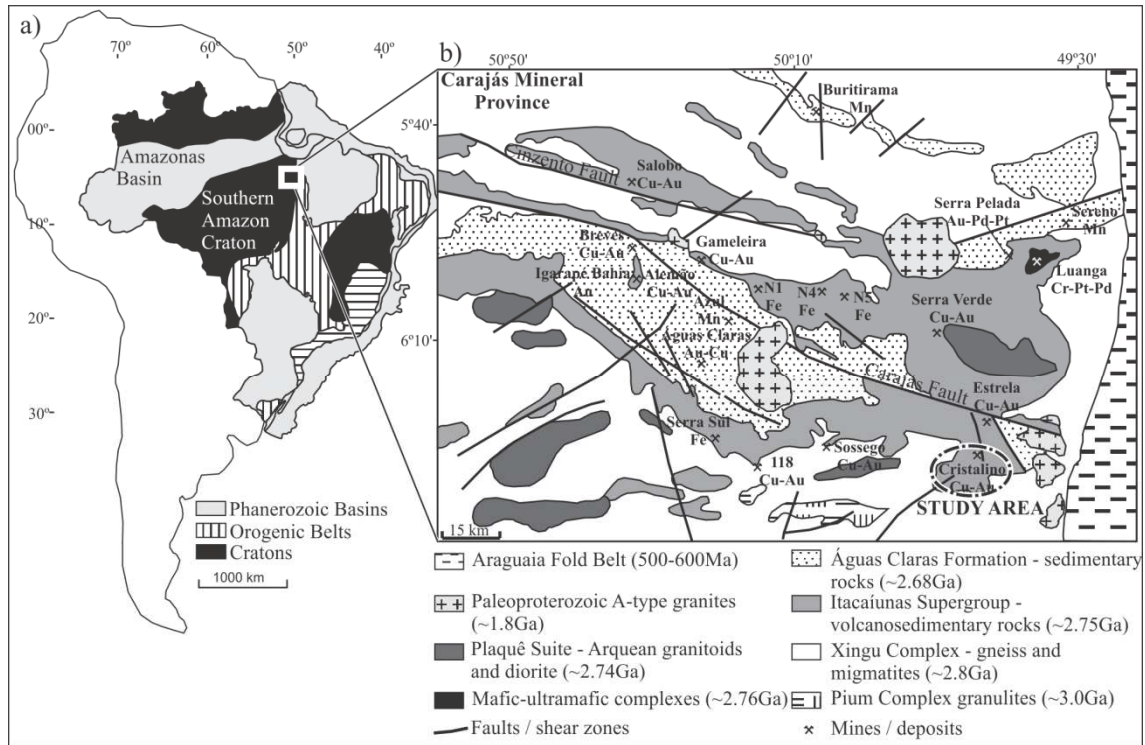


Figure 4.1. (a) Tectonic location of the Carajás Mineral Province at the southeastern margin of the Southern Amazon Craton, Brasil (Almeida *et al.*, 1981), (b) Geologic Map of the Carajás Mineral Province showing the study area (Docegeo, 1988; Grainger *et al.*, 2008).

Cristalino Deposit is located in the southeastern part of Carajás Neoproterozoic Domain (Figure 4.1b). It was discovered in 1998 through integration of soil geochemistry and geological data. The anomaly is associated with intense potassic alteration related to a hydrothermal brecciated/stockwork system over the host rocks. The magnetic and electromagnetic anomalies are the response of this hydrothermal zone (Huhn *et al.*, 1999), and the geophysical data were very important to show the potential of the target.

The Cu-Au mineralization of the Cristalino Deposit is hosted by hydrothermally altered mafic to felsic volcanic rocks interlayered with iron formation of the volcanosedimentary sequence of Grão Pará Group (2.74 Ga) and was classified as an IOCG (Fe-Cu-Au-U-REE) deposit type. Granite, diorite and quartz-diorite intrude the volcano-

sedimentary sequence. The deposit is located at the central part of the Serra do Rabo Ridge, a splay of Carajás fault. The rocks were deformed in a ductile-brittle system, developing milonitic foliation, shear bands, folding and breccias (Figure 4.2; Huhn *et al.*, 1999).

The mineralization occurs in stockwork, stringer, breccias, disseminated in the host rock and filling fractures that cut the sequence (Figure 4.3). The deposit is estimated at 482 Mt @ 0.65% Cu and 0.06 g/t Au (NCL Brasil, 2005). The main ore minerals are chalcopyrite, magnetite, pyrite, cobaltite, milerite, and gold (Huhn *et al.*, 1999).

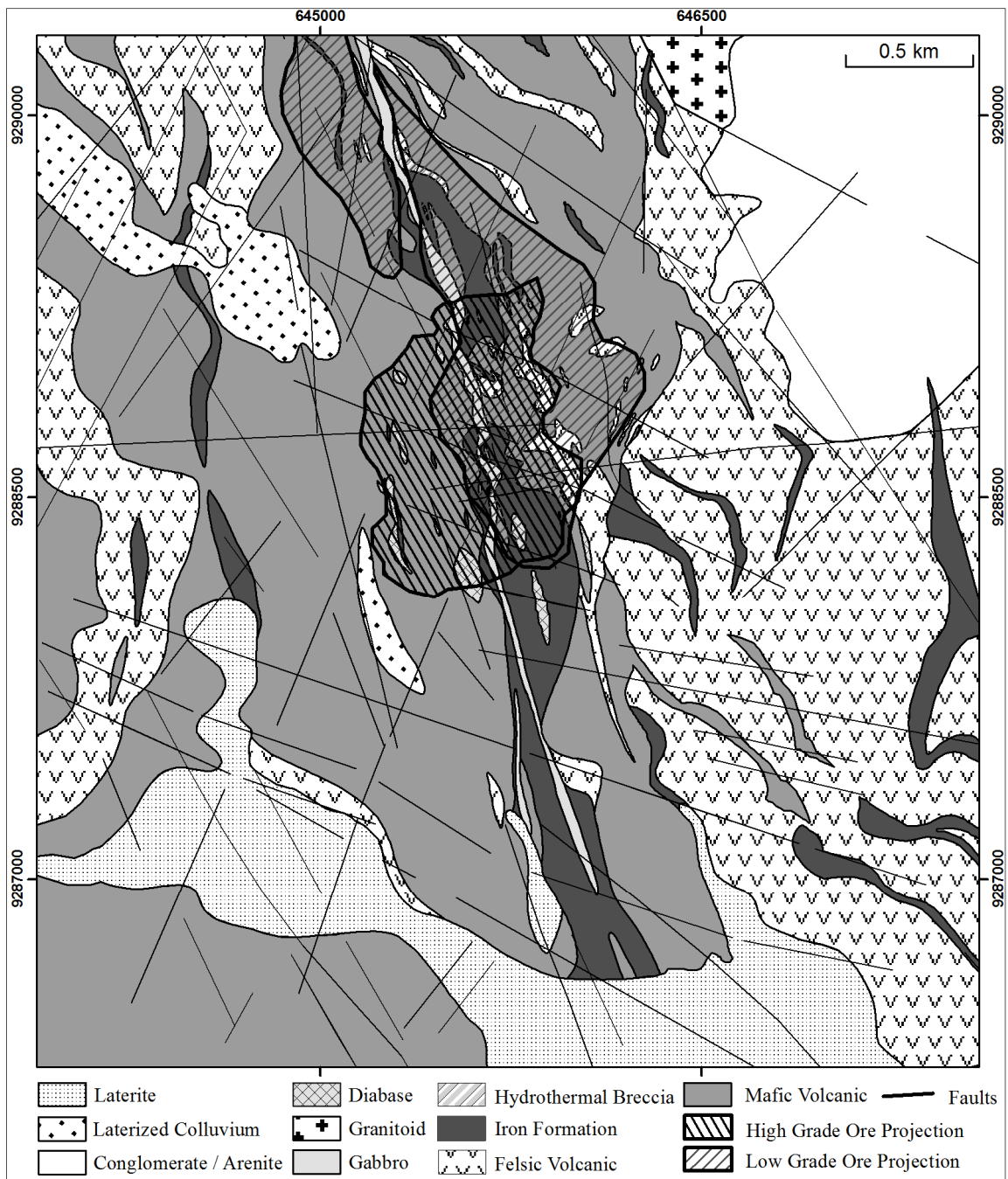


Figure 4.2. Lithological map of Cristalino Cu-Au Deposit (Vale, 2004).

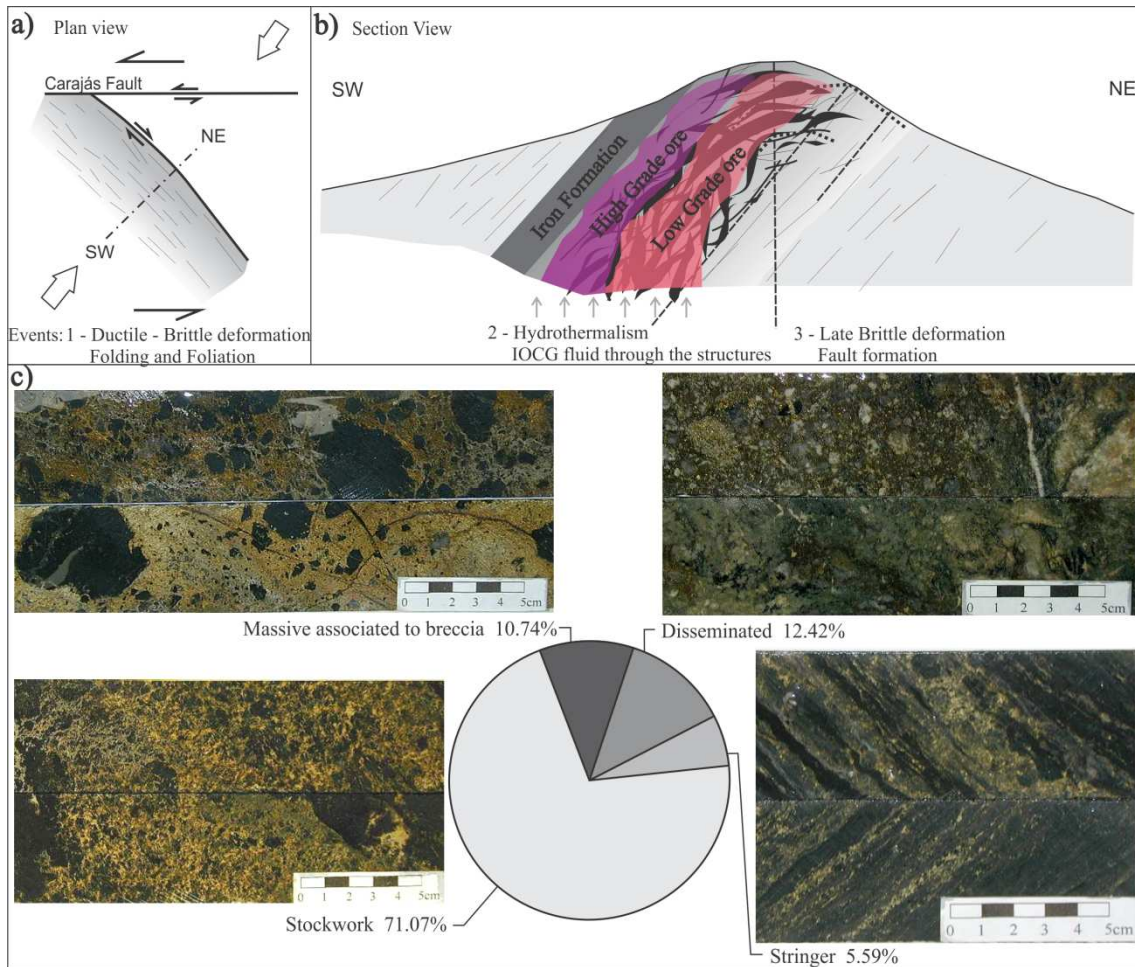


Figure 4.3. (a) Schematic plan view of Cristalino area showing the faults and direction of deformation, (b) Schematic geological section showing the hydrothermal mineralized zone and the events that formed the deposit (Adapted from Pinheiro, 2000), (c) Picture and percentage of the different ore (chalcopyrite) types that occur in Cristalino Deposit (Adapted from Vale, 2004).

4.3 Methodology

The electromagnetic time-domain (TDEM) methods are very important for exploration of massive to semi-massive sulfide deposits. The area of Cristalino was covered by airborne and ground TDEM and magnetic surveys aiming to identify the high conductivity and susceptibility zones (chalcopyrite + hydrothermal magnetite).

The first step was processing and interpretation of the airborne electromagnetic and magnetic data sets to identify the main regional features of the deposit. The data were gridded using GEOSOFT™. After the data were well understood in terms of resolution and noise level, the same procedure was applied to the ground data aiming to identify more detailed characteristics to compare to the inversion results.

The electromagnetic and magnetic data set at Cristalino was inverted by using approaches in inverse theory as described by Oldenburg and Li (2007). The earth is dis-

cretized into a large number of rectangular cells of constant physical properties and whose size is smaller than the resolution of the survey. The aim of all the inversion algorithms is to construct the simplest model that adequately reproduces the observations. To confront the nonuniqueness, the inverse problem is formulated to minimize an objective function of the model subject to adequately fit the data.

The ground electromagnetic (EM) data have been forward modeled using the software MAXWELL version 5.3.4.9713 from EMIT (ElectroMagnetic Imaging Technology, 2011) and inverted using two different 1-D algorithms, the ImagEM from UnB (*Universidade de Brasília*) (Travaglia Filho, 2012) and EM1DTM 1.0 from UBC (University of British Columbia) (Farquharson, 2006). The ground magnetic data have been inverted using the 3-D algorithm MAG3D from UBC (Li and Oldenburg, 1996).

The plate modeling of Maxwell was used for forward model to define plate size, azimuth and dip. Using these results as a starting model, then inverse plate modeling was ran to determine a final model from the collected profile data to all lines.

The ImagEM was initially based on the RAMPRES program (Sandberg, 1988; Von Huelsen, 2007), the program works for in-loop configuration and calculates the apparent resistivity, using the potential difference in the receiver coil that is concentric to the transmitter coil. It does a simplified inversion, applying the secant method and does not take any *a priori* information (Travaglia Filho, 2012). Each sounding is inverted independently for a one-dimensional model under the sounding location, with the sequence of one-dimensional models written out, these can be viewed directly as a composite two-dimensional image.

The EM1DTM program allows the use of a wide set of transmitter/receiver configuration, waveforms and time windows to give an electrical conductivity model. The Earth models are composed of layers of uniform conductivity with fixed interface depths. The value of the conductivity in each layer is sought by the inversion. Each sounding is inverted independently for a one-dimensional model under the sounding location, these can be viewed directly as a composite two-dimensional image for the whole line. The Huber M-measure is used for data misfit and Eklblom p-measure for model structure, which allow for a whole suite of variations, from the traditional sum-of-squares measures, to more robust measures which can ignore outliers in the observations and which can generate piecewise-constant models (Farquharson & Oldenburg, 1998). Four possible methods for determining the degree of regularization are possible:

(1) the trade-off parameter is specified by the user, either as a single constant value, or with a cooling schedule to some final value, (2) the trade-off parameter is automatically chosen to achieve a user-supplied target misfit, (3) the trade-off parameter is automatically chosen using the GCV (generalized cross-validation) criterion, or (4) the trade-off parameter is automatically chosen using the L-curve criterion (Farquharson, 2006).

In MAG3D, the anomalous or induced magnetic field is inverted to recover the susceptibility distribution. The algorithms assume that susceptibility values are small and neglect the possible effects of remanent magnetization and demagnetization. It has a multicomponent objective function that has the flexibility to generate different types of models. The form of this objective function is such that it can correct for the undesirable aspects that are mathematically acceptable, as the concentration of susceptibility near the surface, the excessive structure, and the existence of negative susceptibilities. Weighting is incorporated to distribute the susceptibility in depth, it penalizes roughness in three spatial directions and wavelet transforms are used for compression of the sensitivity matrix. The logarithmic barrier method ensures that positive magnetic susceptibility values can be enforced (Li and Oldenburg, 1996).

4.4 Survey Data and Processing

The deposit area was covered by regional scale electromagnetic and magnetic survey and after the discovery, it was covered by detailed ground surveys according to the specifications of table 2. Figure 4 shows the modeling window.

Table 4.2. Geophysical survey specifications over Cristalino Deposit.

Survey Type	System Company	Configuration	Line Spacing	Station Spacing	Preprocessing	Year	Other specification
Airborne Magnetics	Geotem/ Fugro	EW lines	250m	13m	Diurnal corrections and removal of regional field	1997	Cesium Vapor Magnetometer, sensitivity 0.01nT, 73m above ground
Airborne TDEM	Geotem/ Fugro	EW lines	250m	13m	Edited for spheric spikes and noise filtering	1997	Transmitter 120m above ground. Receiver 70m above ground, 125m behind loop and 90Hz
Ground Magnetics	Reconsult Geoffisica-SCAN Ltda	EW lines	100-200m	10m	Diurnal corrections and removal of regional field	1998	GEM-GSM19 Magnetometer
Ground TDEM	PROTEM/ Geomag	N75°E lines	100-200m	100-200m	NA	1999	PROTEM 57, 30Hz

The total magnetic field of the study area (Figure 4.4a) displays strong effect of a regional field, in the window over the deposit, it is demonstrated by the low magnetic intensity to the south (the lower part of the regional dipole). From the amplitude of the analytic signal (Figure 4.4b) there is a clear northwest-southeast trend of the main structure that hosts the deposit. The magnetic layer is not continuous and is spatially correlated to the iron formation beds (centre and west of the area - Figure 4.2). Despite the strong association of chalcopyrite with hydrothermal magnetite, the ore body is not a first order magnetic anomaly. Figure 4.5 shows the profile of the magnetic data over the deposit along the declination direction.

The Geotem airborne TDEM survey measures three components X, Y and Z of the electromagnetic field, dipole moment of $4.50 \times 10^5 \text{ Am}^2$ and 20 channels. The electromagnetic channels have a very strong influence of the overburden in the early channels and the Signal/Noise ration gets low in the late channels, but it is still possible to identify the deposit signature. The image of Z component channel 05 (Figure 4.4c) has a high anomaly spatially associated to the laterized colluvium (Figure 4.2), but in channel 20 (Figure 4.4d) the deposit anomaly is evident and strongly associated to the high grade ore. An interesting feature is the anomaly to the south of the deposit anomaly that is associated to a magnetic high.

The ground magnetic data (Figures 4.6a, b) show the details of the same features of the airborne magnetics. The ground EM data were acquired using the PROTEM 57 equipment, moving loop, centre in-loop readings X, Y and Z components, measuring dB/dt, current of 8 A, 20 time channels, loop side of 200 x 200 m. The image of Z component channel 05 (Figure 4.6c) shows three anomalies of high amplitude, where the anomaly in the west of highest amplitude is due to the Laterized Colluvium. The central anomaly is the deposit and the anomaly to the south has the same signature of the deposit, has a magnetic response associated and appears in the airborne electromagnetic data.

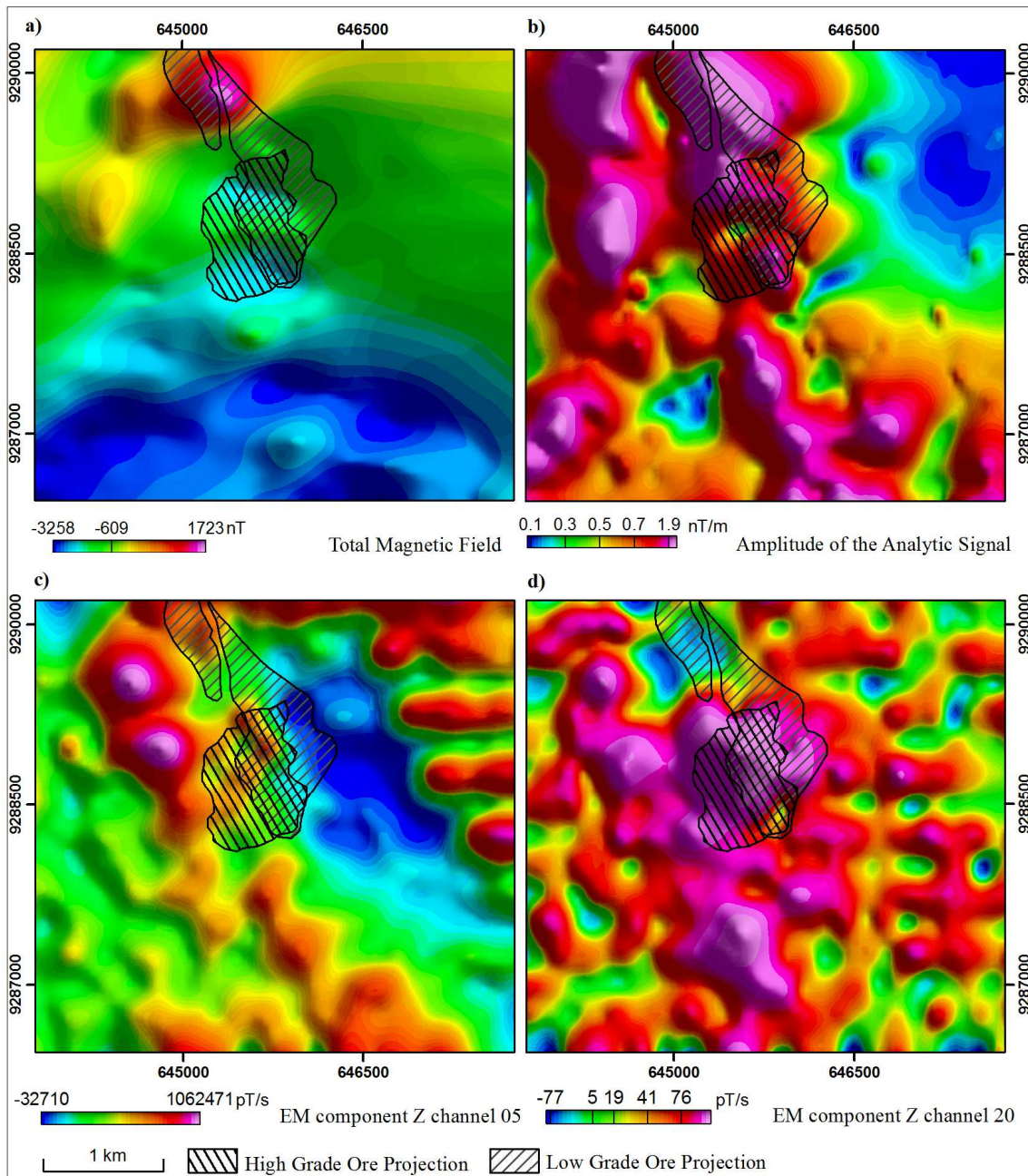


Figure 4.4. (a) Image of the airborne Total Magnetic Field, (b) Image of the Amplitude of the Analytic Signal, (c) Image of the airborne electromagnetic component Z channel 05, and (d) Image of the airborne electromagnetic component Z channel 20.

The anomaly corresponding to the conductive overburden decreases until it no longer appears after channel 10 of the Z component, and the anomalies corresponding to the mineralized zone have its area increased with increasing depth (Figure 4.6d), being strongly associated to the high grade ore which was modeled using the information of more than 300 drill holes. An interesting feature is that the anomaly is not homogeneous (it has higher amplitude zones inside the deposit area), reflecting the ore texture that varies between stockwork, stringer, breccia and disseminated, therefore varying its connectivity.

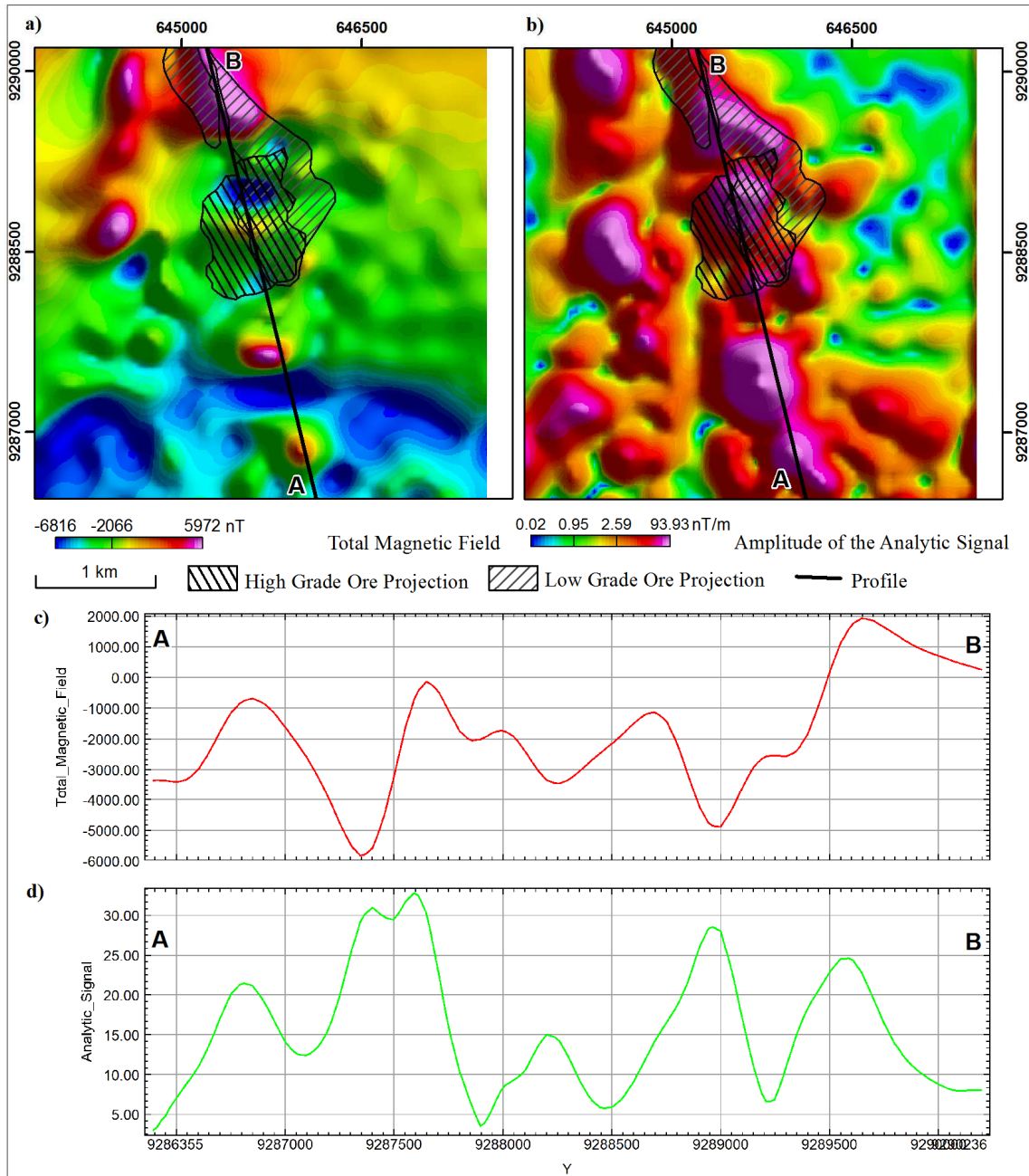


Figure 4.5 - (a) Image of the airborne Total Magnetic Field, (b) Image of the Amplitude of the Analytic Signal, (c) Profile of the Total Magnetic Field, and (d) Profile of the Amplitude of the Analytic Signal.

However, differently from the magnetic method, where the amplitude is essential when interpreting a target, in electromagnetic methods the decay analysis is the most important tool for ranking the targets. The profile analysis (Figure 4.7) shows that the deposit has a very strong effect of the overburden, but in the late channels the decay is slow (proximity between the channels).

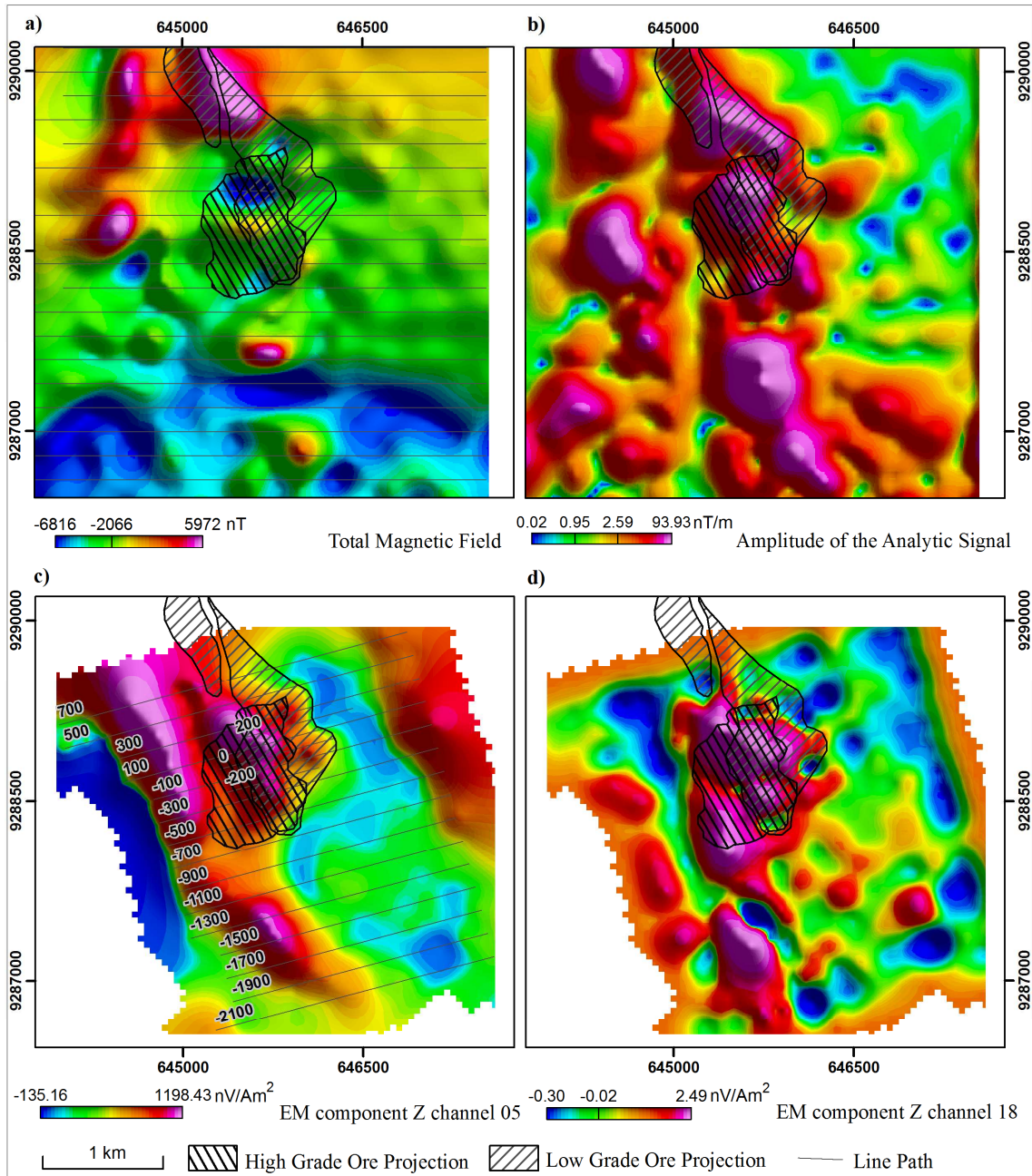


Figure 4.6. (a) Image of the ground Total Magnetic Field, (b) Image of the Amplitude of the Analytic Signal, (c) Image of the ground electromagnetic component Z channel 05, and (d) Image of the ground electromagnetic component Z channel 18.

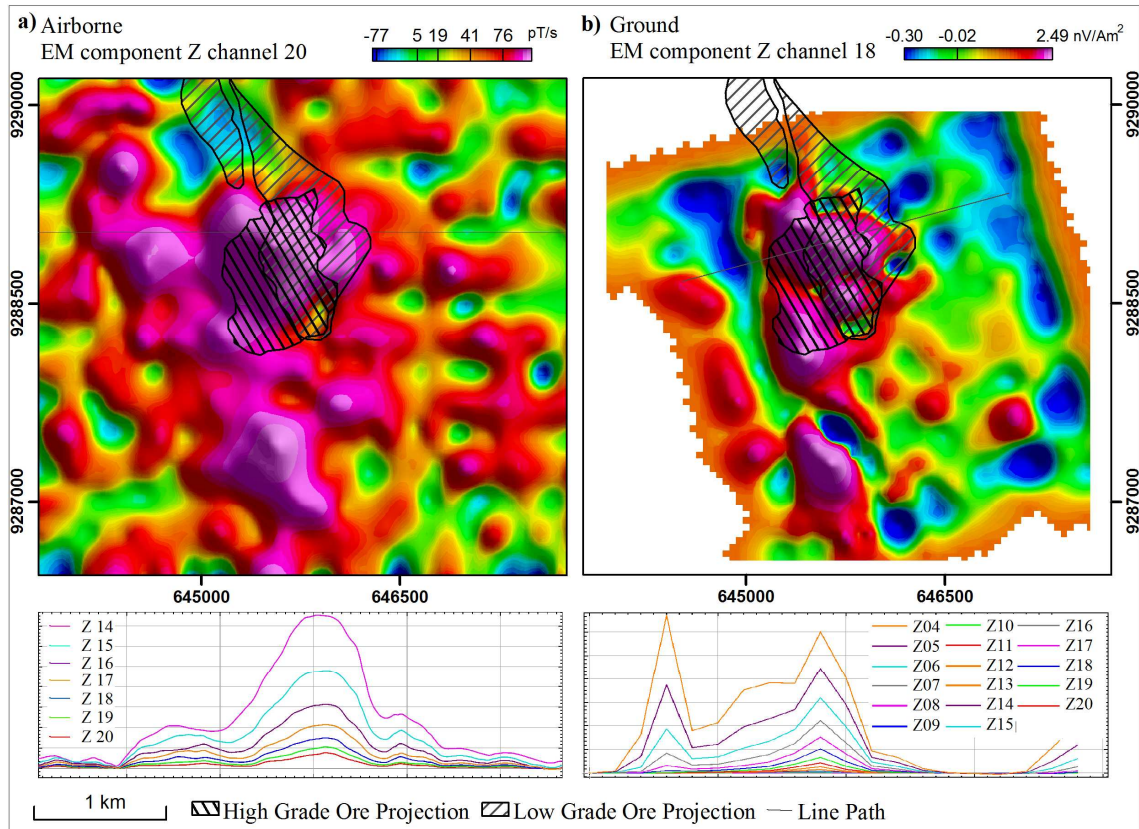


Figure 4.7. (a) Image of the airborne electromagnetic component Z channel 20 and profile of channels 14 to 20 of the Z component showing the deposit response, and (b) Image of the ground electromagnetic component Z channel 18 and profile of channels 4 to 20 of the Z component showing the overburden to the left and the deposit response to the right.

4.5 Inversion of magnetic data

Interpreting data at low latitudes is not simple due to the shape of the dipole associated to the anomaly; this makes the use of the Amplitude of the Analytic Signal very common in the Amazon region. However, it still is not the best tool because it makes the magnetic body look wider than it really is and misplaces its position. An alternative tool is the MAG3D inversion which uses all information for positioning the magnetic body.

For the inversion, the regional was removed using the inversion-based stripping method described by Oldenburg and Li (1998). The principle of the stripping method was developed in a different approach to the problem of regional-residual separation by applying a 3-D magnetic inversion algorithm to magnetic data on multiscales. For the purpose of inversion, the stripping method is a more suitable approach for residual separation. First, the area was inverted using a coarse cell size of 100x100x100m, then the ore body was scooped from this mesh and all cells associated to the deposit transformed

in zeros. This scooped mesh was forward modeled using MAGFOR3D from UBC and that was considered the regional response. This was subtracted from the original data and the residual was used in the inversion.

The first inversions were carried out for the airborne data resulting in geological reasonable susceptibility models. In an attempt to achieve more detailed results the ground data were inverted, but the results did not achieve a satisfactory model. All the ground models are very noisy and fail in delineate the magnetic bodies. This happens because the deposit is under a near-surface magnetic noise source, in other words, the overburden that covers the deposit is rich in magnetite fragments (and its weathering products), and this is the source of the high frequency noise of the data. Stanley *et al.* (1992) describe that spectral analysis confirmed that low-pass linear filtering by either upward continuation or digital processing (e.g. by running average or Butterworth filtering) is not appropriate because it does not distinguish between the low-frequency component of the noise originating near the surface and the low-frequency signal arising from a deep source. To solve the issue a filter is required, which would cut all frequencies arising from random dipolar magnetic sources occurring between the surface and a selected depth. However, applying this filter in Cristalino dataset would not be effective due to the data undersampling of the magnetic survey that is of 10 m station spacing and 200 m line spacing. To be able to differentiate between the response of the magnetic soil and the shallow part of the iron formation or hydrothermal magnetite, the sampling along the line would have to be much more detailed.

Because of the reasons discussed above, only the airborne data will be discussed. The airborne data were downsampled to 26 m intervals along east-west lines to the unconstrained inversion. The cell dimension is 30x30x30 m and to each measurement is assigned a standard error of 5 nT plus 5%. The magnetic field in the area is $H=25536.90$ nT, inclination= -3.48° and declination= -19.24° (on July of 1997). The parameters of the best inversion result (the one that had the misfit closest to the number of data) are $chifact = 3$, $\alpha_s=0.0001$, $\alpha_x=1$, $\alpha_y=1$, $\alpha_z=1$. The multiplication factor $chifact$ is defined as: $misfit\ of\ the\ model = chifact \times number\ of\ data$; adjustments of the factor $chifact$ can be made so that the target misfit is consistent with any knowledge of supplied data errors. If data are noisy or they do not adhere to the assumptions made then the target misfit may have to be larger than the number of data in order to obtain an acceptable model. One then sets $chifact > 1$ so that the data fit less well. This results in susceptibility models that have smaller amplitude and are generally closer to the sur-

face. If the data errors have been overestimated then one sets $\text{chifact} < 1$. The parameters α_x , α_y and α_z define the weight for x , y and z directions and α_s defines the smoothness of the model (Li and Oldenburg, 1996).

Three high susceptibility bodies compose the final model (Figure 4.8a; cut-off of 0.2 SI), the largest body is vertical, spatially related to the high-grade ore (Figure 4.8b) and the iron formation, and goes to larger depths than drilled. There is a high susceptibility body at the southernmost part of the area (Figure 4.8c), which indicates that the iron formation layer is not continuous, and figure 4.8d shows that in this area where the geological model was drawn as a continuous layer was not drilled. This information could help geologists during geological modeling and drilling planning to better understand the deposit.

Figure 4.8e shows a discontinuity in the iron formation bed, and figure 4.8f shows the accuracy of the magnetic model on picking this discontinuity at shallow depths. It puts another smaller magnetic body at the other side, but tends to join them, as it gets deeper.

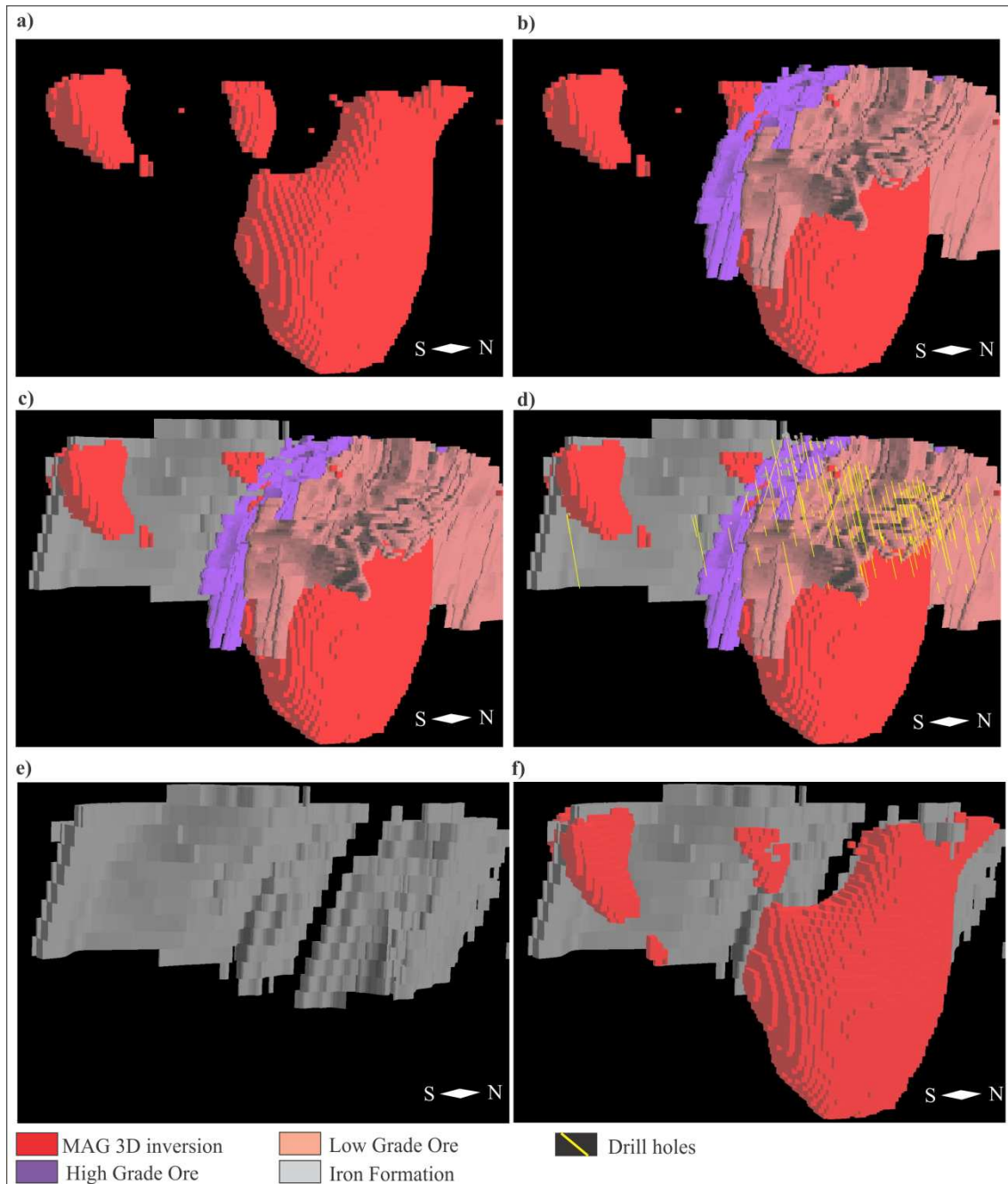


Figure 4.8. (a) High susceptibility (cut-off of 0.2 SI) body; (b) High susceptibility (0.2 SI) body and high and low-grade ore bodies; (c) High susceptibility (0.2 SI) body, high and low-grade ore bodies and iron formation layer; (d) High susceptibility (0.2 SI) body, high and low-grade ore bodies and iron formation layer with drill holes; (e) View from west of the iron formation layer and the drill holes, and (f) View from west of the high susceptibility (0.2 SI) body, the iron formation layer and the drill holes.

4.6 Modeling and Inversion of ground electromagnetic data

After processing the EM data, the next step is forward modeling and inversion for a three dimensional integration and interpretation. This is a necessary step because the geology is complex and the ore is not a single body of massive sulfide, but is repre-

sented by several styles of mineralization interconnected between them or with magnetite. The focus of the EM modeling was on the ground data because it has a better resolution than the airborne data.

4.6.1 Forward model

A plate model was built for the ground EM data using the EMIT Maxwell 5.3.4.9713 software. Only channels 10 to 20 were considered for this model because of the strong overburden response of channels 1 to 9. The plate model aims to fit all three components and it is very accurate for dip, azimuth and extents.

The plate model delineates the general framework of the deposit and the modeled conductivities vary from 3 to 21 Siemens (Figure 4.9a). Considering that the mineralization style is not massive but instead a mixture of styles, the modeled plates are not interpreted as single layers of massive sulfide, but as the average of the sum of the response of all styles in the mineralized zone. Figure 4.9b shows that the best plate (line -300, 21 S) maps the top of the high-grade ore having the same dip of this zone.

Plate of line 500 (18 S) also seems to map the top of the low-grade ore with a slight change in the azimuth in relation to the previous plate, reflecting the change in azimuth of the low-grade ore that trends more to northwest.

The weaker plates are related to the iron formation layer (Figure 4.9c). As observed in the EM images of the previous section, there is an anomaly to the south of the deposit that is associated to a 15 S plate (line -1500). It trends approximately east-west, a different azimuth of the deposit and the two drill holes in the region do not intercept significant mineralization. The holes there are almost parallel to the plate and could have missed the target (Figure 4.9d).

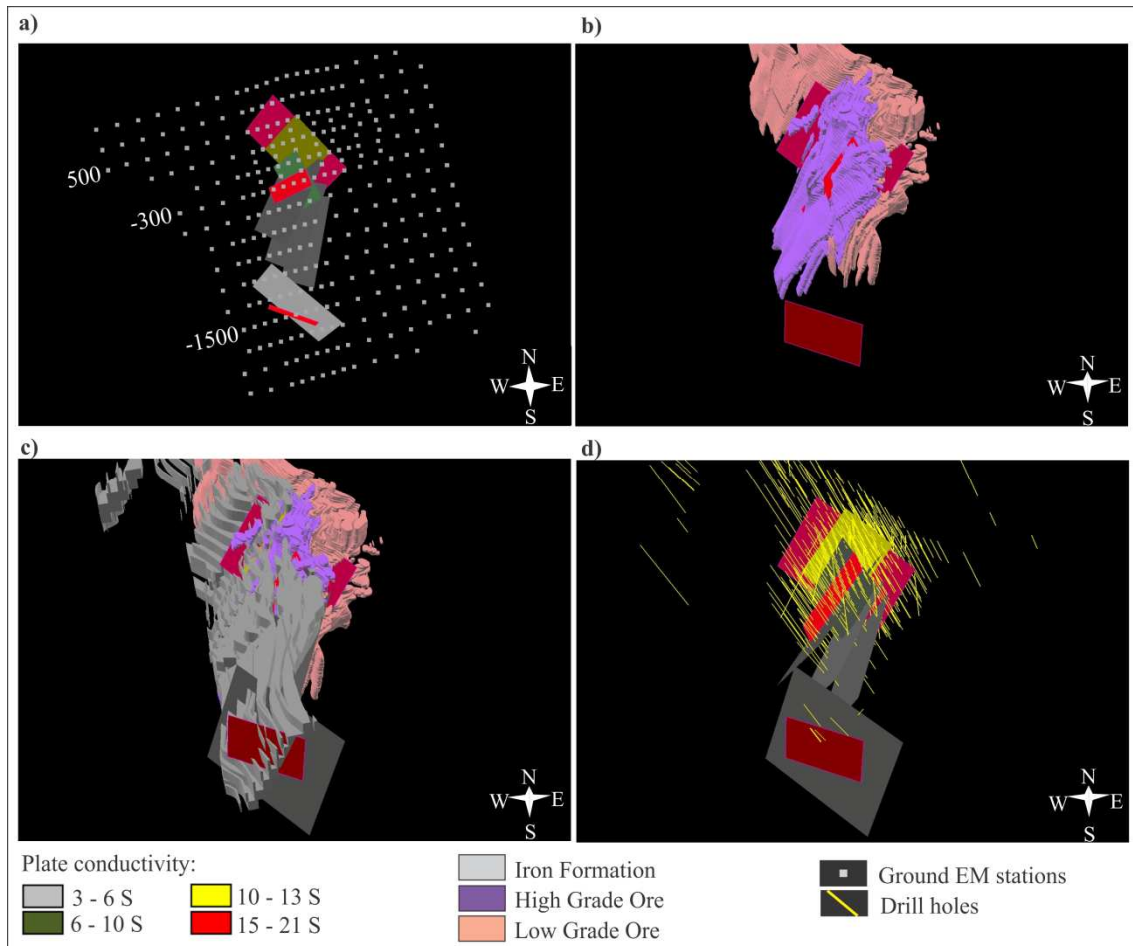


Figure 4.9. (a) Ground EM stations and the modeled plates, (b) the best conductivity plates with the high and low-grade ore, (c) the plates with the high and low-grade ore and the iron formation, and (d) the plates with all drill holes of the deposit.

4.6.2 Inversion

As the ImagEM output is not quantitative but instead a qualitative result focused on showing the anomalous region, the resistivity values are going to be referred as low or high. Each sounding was inverted independently for a one-dimensional model under the sounding location. The recovered resistivity values of the layers under the soundings were gridded into a three-dimensional mesh of 50x50x50 m cell size.

Figure 4.10a shows the low resistivity core of the inversion, where the overburden was well and continuously modeled. The main part of the model is spatially coincident with the high-grade ore (Figure 4.10b) and does a good job on mapping its lateral extents but it is vertical, while the high-grade ore is west dipping. However, the Z component is the only one considered for the inversion.

The low resistivity core gives a thicker body than the high-grade and it is coincident with the thickness of the low-grade ore (Figure 4.10c) meaning that the model

could notice the response of both. Although the body is continuous at shallower depths, it splits into two when it gets deeper. Only the northernmost part is associated with the high susceptibility body (Figure 4.10d). This deeper part of the deposit was not drilled yet but this information can be used as a guide to focus the drilling where the model indicates the ore is continuous.

The anomaly to the south of the deposit (15S plate and high susceptibility 3D body) shows up as a very consistent low resistivity body, as deep as the deposit but much narrower.

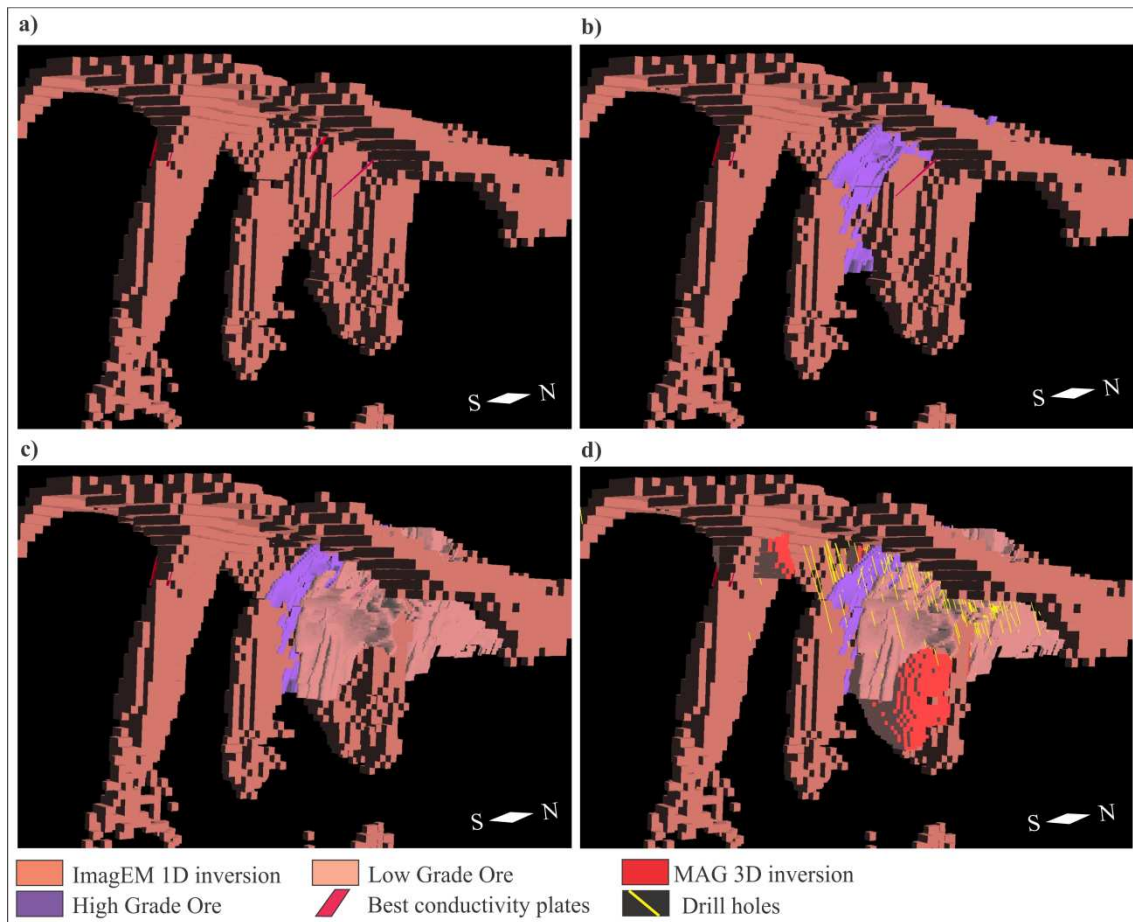


Figure 4.10. (a) Low resistivity body of the 1D inversion using ImagEM program, (b) Low resistivity body with the high-grade ore, (c) Low resistivity body with the high-grade and low-grade ore, and (d) Low resistivity body with the high-grade and low-grade ore and the high susceptibility inversion from the 3DMAG.

The EM1DTM inversion behaved well for every station where Φd (misfit) decreased, Φm (model norm) increased every iteration and observed data are of the same order of magnitude of the predicted data. For data misfit Huber norm was used because it is a robust misfit measurement that is less influenced by outliers. The inversion type used was the fixed-trade off cooling schedule, where it starts with a large

tradeoff parameter and reduces it in every iteration. For the model norm the alpha-s was lowered and alpha-z raised to force the model to be smoother. The starting model that was used went to 4000 meters using 100 layers at 6000 Ohm-m. This model was used as both the starting model and the reference model for all soundings. Each sounding was inverted independently for a one-dimensional model under the sounding location; the resistivity values of the layers under the soundings were gridded into a three-dimensional mesh of 50x50x50 m cell size.

The result of the 1D inversion using EM1DTM is identical to the result of ImagEM. Although EM1DTM gives more detailed structures. Figure 4.11a shows the volume of low resistivity (660 Ohm.m), it can be observed that the overburden response was not continuously modeled as in the ImagEM model. It has a very good fit with the high-grade ore extents and with high+low-grade ore thickness (Figures 4.11b, c). The high susceptibility body is coincident with the northern part of the model (Figure 4.11d). Again the anomaly to the south of the deposit appears narrower but with the same signature of the deposit.

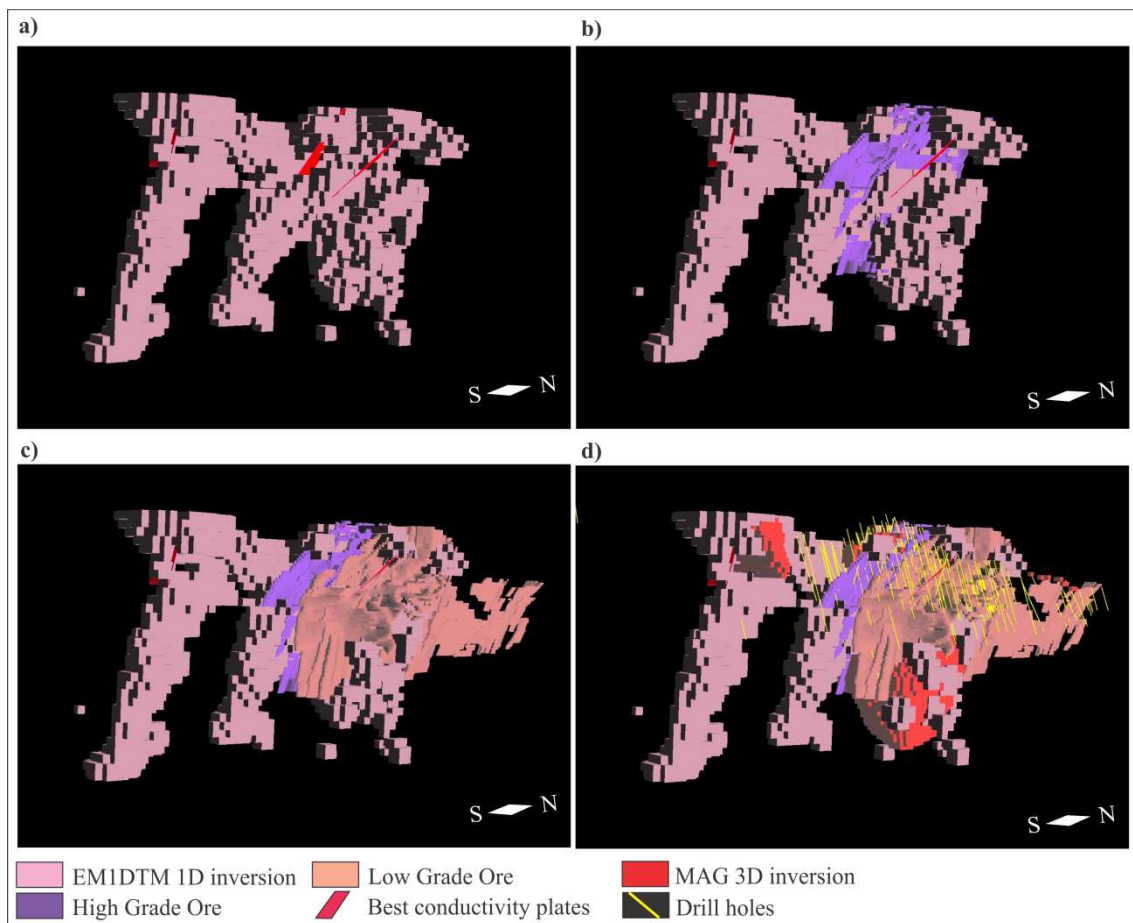


Figure 4.11. (a) 660 Ohm.m body of the 1D inversion using EM1DTM program, (b) 660 Ohm.m body with the high-grade ore, (c) 660 Ohm.m body with the high-grade and low-grade ore, and (d) 660 Ohm.m body with the high-grade and low-grade ore and the high susceptibility inversion from the 3DMAG.

4.7 Discussion

Accurately differentiating bedrock conductor from overburden conductors is one of the major strategies that have to be followed for metal exploration in the Amazon region. Traditional methods as CDI (Conductivity Depth Image) are unreliable and better tools like plate modeling and 1D inversion can give accurate results, as shown by this work.

The inversion results for Cristalino show that the deposit was effectively modeled and the methods respond very well to the ore body, especially to the high-grade ore. All EM and the magnetic models could map its northern and southern extents with high accuracy. The magnetic signature of the deposit obtained by the modeling is of 0.2SI and the electromagnetic signature is of 21S for the high grade ore and 15S for the low grade ore. Although the deposit dips to the west, both EM 1D inversions give a vertical body. This issue could be solved applying a three-dimensional EM inversion, that similarly to Maxwell considers all three components in the calculation (X, Y, Z). The 3D EM inversion is a very important step because it allows using all information carried by data.

For many years, 3D EM inversion was not practical because the problem is complex and computationally difficult, but recent publications (Yang and Oldenburg, 2012; Pare *et al.*, 2012, Fraser *et al.* 2012) show that new techniques are becoming available and now it is possible to run 3D EM inversion, using a reasonable amount of data. Most of the published case studies are on porphyry copper deposits and although they have been giving convincing results on this type of deposit, 3D EM inversion still needs to be tested in other geological environments.

Even though 3D inversion is the future of EM modeling, 1D inversion is still a necessary step for the geophysicist to: (1) understand the data, (2) understand the deposit geometry and structures, (3) give parameters to evaluate the 3D results, and (4) if the 1D results are good, they can be used as a starting model in the 3D EM inversion.

When comparing the EM modeling processes it can be seen that Maxwell requires from the user some *a priori* knowledge and it is very sensitive to the user's experience. Thus, the model can be variable from user to user and depending on the complexity of the data, it takes one day to model each survey line. Even though the target in this case study is not massive mineralization, Maxwell does a very good job on mapping

the ore zone. However, one great contribution of this work evidences that integration with other data shows that if the drill holes are planned just considering the plate model, the best part of the target can be missed, considering that the best plate in Cristalino is at the top of the high-grade ore zone.

EM1DTM program also depends a lot on the users experience on inversion and on the software configuration to find the best parameters for the dataset that is being used. One advantage is that the program accepts all kinds of survey configuration but the input data format the program requires takes a long time from the user to get the data ready.

ImagEM uses a format similar to the one delivered by the contractors. It does not need any experience from the user and runs the modeling very fast. This is an advantage when fast results are needed to plan the continuity of the drilling program. The greatest contribution of this work shows that the program developed by the Electromagnetic Interpretation Research Group of Universidade de Brasilia can achieve results very similar to the results from EM1DTM from University of British Columbia. The EM1DTM is well known and accepted by the geoscientists and this work proves that ImagEM can give a similar result nine times faster than EM1DTM.

Despite the iron formation being a tabular layer dipping west, the result of the MAG3D displays strong influence of the hydrothermal magnetite associated to the high-grade ore, suggesting that the hydrothermal magnetite can be more magnetically susceptible than sedimentary diagenetic magnetite. Although effects as remanence and demagnetization are not being considered, the evidence shown by this work can be used to try to differentiate hydrothermal from sedimentary magnetite in the huge iron formations in Carajás like Serra Norte e Serra Sul. The motivation for this is that the hydrothermalism enriches the iron grade in the iron formation layers.

4.8 Conclusions

The results for Cristalino clearly show how inversion and modeling of a known deposit can contribute to the knowledge of Carajás Metalogenetic Province. This study can highlight new brownfield targets and help geological modeling in areas with few drill holes. The geological model of the deposit used information of more than 300 drill holes, and when compared to the EM and magnetic inversions it was proved that the

geophysical model geometry responded very well to the high grade ore body geometry under cover. Besides that a new target, with the same signature of the deposit was found to the south of the main ore body. This target has few drill holes that have not intercepted mineralization, but the geophysical inversion results show it should be better investigated.

To improve mineral exploration success, there is an accepted need to increase the discovery space by exploring under cover and to greater depths, using 3D geological modelling supported by multiple geophysical inversions. The resistivity and susceptibility signature found for Cristalino can be used as guide or reference models to identify a number of localities in the subsurface with similar geophysical signature in the same environment as Cristalino deposit. These locations could be considered as potential targets and are candidate for further exploration.

The main contribution of this work states that for brownfield exploration, inversion of geophysical data can help selecting new targets and better planning of the mine structure, avoiding losing ore bodies because of constructions. For greenfield exploration, it can accelerate the best results to raise funds for the project. The results prove that it is worth spending some extra time on data modeling and inversion to better guide the drilling plan.

4.9 Acknowledgements

We thank Vale S/A for granting the permission to use geophysical and geological data for academic purposes. The colleagues from Vale S/A for all support during the research in the names of Fernando Greco, Fernando Matos, Benevides Aires, Cristiane Moura, Cantidiano Freitas. And the colleagues from Universidade de Brasília: Umberto José Travaglia Filho, Amanda Almeida Rocha, Mário Paes de Almeida, Giancarlo Takenaka. Reinhardt A. Fuck acknowledges CNPq research fellowship. Corrections and suggestions by Adalene Silva, Renato Cordani, and anonymous reviewers helped improve this paper.

5 Discussão e conclusões

A diferenciação com precisão entre condutores na rocha e condutores na cobertura intempérica é uma das principais estratégias que deve ser seguida para a pesquisa de metais base na região amazônica. Os métodos tradicionais, como CDI (*Conductivity Depth Image*) não são confiáveis, pois não recuperam bem a geometria do condutor, e ferramentas melhores de modelagem como modelo de placas e inversão 1D podem fornecer resultados precisos e importantes, como demonstrado nessa dissertação.

Os resultados da inversão mostram que o depósito Cristalino foi modelado com boa precisão e os métodos respondem muito bem ao corpo de minério, especialmente para o minério de alto teor. Todos os modelos EM e o magnético mapearam com alta precisão os limites norte e sul do corpo de minério de alto teor. Embora o depósito tenha mergulho para oeste, ambas as inversões EM 1D fornecem um corpo vertical, este problema pode ser resolvido com a aplicação de inversão EM tridimensional, que de forma semelhante ao Maxwell considera as três componentes (X, Y, Z) no cálculo. A inversão EM 3D é um passo muito importante porque permite a utilização de toda a informação contida nos dados.

Por muitos anos, a inversão EM 3D não foi um procedimento prático porque o problema é complexo e computacionalmente difícil, mas publicações recentes (Yang e Oldenburg, 2012; Pare *et al.*, 2012; Fraser *et al.*, 2012) mostram que novas técnicas estão se tornando disponíveis e que atualmente é possível executar a inversão EM 3D utilizando uma quantidade razoável de dados. A maioria dos estudos de caso publicada é de depósitos de cobre pórfiro, e embora mostrem resultados convincentes sobre este tipo de depósito, inversões EM 3D ainda precisam ser testadas em outros ambientes geológicos. Dentro desse contexto, a sugestão para trabalhos futuros é que os dados do Cristalino sejam modelados com softwares EM 3D para verificar o ganho de informação.

Mesmo que a inversão 3D seja o futuro da modelagem EM, a inversão 1D ainda é um passo necessário para que o geofísico possa: (1) compreender os dados, (2) compreender a geometria e as estruturas do depósito, (3) fornecer os parâmetros para avaliar os resultados 3D, e (4) se os resultados 1D são apreciáveis, eles podem ser usados como modelo inicial na inversão EM 3D.

Ao comparar os processos de modelagem EM utilizados nesse trabalho observa-se que o Maxwell requer do usuário algum conhecimento *a priori*, e o modelo é muito

sensível à experiência do usuário nesse tipo de modelagem. Assim, o resultado pode ser variável e dependendo da complexidade dos dados, a modelagem pode demorar até um dia para cada linha de levantamento (cerca de 30 estações de leitura). Embora o alvo deste estudo de caso não seja mineralização maciça, o Maxwell forneceu placas que correspondem à mineralização. No entanto, nesse estudo a integração com outros dados mostra que se forem planejados furos de sondagem considerando apenas o modelo de placas, a melhor parte do alvo pode ser perdida, observando que as melhores placas do Cristalino estão no topo da zona de minério de alto teor.

Um bom modelo utilizando o programa EM1DTM também depende muito da experiência do usuário em inversão de dados e na configuração do *software* para encontrar os melhores parâmetros para o conjunto de dados que está sendo usado. Uma vantagem é que o programa aceita todos os tipos de configuração de levantamento, mas o formato dos dados de entrada que ele exige leva muito tempo para o usuário preparar.

O ImagEM utiliza um formato semelhante ao entregue pelos contratantes, não precisa que o usuário tenha experiência e executa a modelagem em um tempo muito curto. Esta é uma vantagem quando são necessários resultados rápidos para programar sondagem. E esse trabalho mostra que o programa desenvolvido pelo Grupo de Pesquisa de Interpretação Eletromagnética da Universidade de Brasília obtém resultados muito semelhantes ao EM1DTM da *University of British Columbia*. O EM1DTM já é amplamente aceito pela comunidade científica e a experiência desse trabalho mostra que o ImagEM fornece resultado similar e nove vezes mais rápido que o EM1DTM.

Apesar da formação ferrífera ser uma camada tabular que mergulha para oeste, o resultado do MAG3D tem forte influência da magnetita hidrotermal associada ao minério de alto teor, sugerindo que a magnetita hidrotermal pode ter susceptibilidade magnética mais alta que a magnetita diagenética sedimentar. No entanto, é importante lembrar que a efeitos como remanência e desmagnetização não estão sendo considerados.

Os resultados do Cristalino mostram claramente que a inversão e modelagem geofísica de um depósito conhecido pode contribuir muito para o avanço no conhecimento geofísico/geológico da Província Metalogenética de Carajás. Com os resultados alcançados foi possível selecionar um novo alvo para exploração *brownfield* e foi possível contribuir com a modelagem geológica em áreas com poucos furos de sondagem. O modelo geológico do depósito usou informações de mais de 300 furos, e quando comparado com as inversões EM e magnética comprovou-se que o modelo geofísico respon-

deu muito bem ao corpo de minério de alto teor sob o manto intempérico. O novo alvo encontrado a sul do depósito tem a mesma assinatura geofísica que o corpo de minério principal e tem poucos furos de sondagem, os quais não interceptaram a mineralização, mas os resultados das inversões geofísicas mostram que essa área deve ser mais bem investigada.

Para melhorar o sucesso da exploração mineral, há uma necessidade de aumentar o "espaço de descoberta", explorando sob a cobertura intempérica e em profundidades maiores utilizando modelagem geológica 3D apoiada por inversões geofísicas de vários métodos. As assinaturas de resistividade e susceptibilidade encontradas para o Cristalino podem ser usadas como guia ou modelo de referência para identificar uma série de alvos em subsuperfície com a mesma assinatura geofísica em ambiente geológico similar. Esses alvos podem ser considerados como potenciais candidatos para exploração.

Por fim, esse trabalho de dissertação mostra que para a exploração de áreas *brownfield*, a inversão de dados geofísicos pode ajudar a selecionar novos alvos e melhorar o planejamento da estrutura de mina, evitando construções sobre corpos de minério ainda não conhecidos. Para a exploração *greenfield*, as inversões geofísicas podem acelerar os melhores resultados para levantar fundos para o projeto. Enfim, os resultados provam que vale a pena gastar um tempo extra na modelagem e inversão de dados para melhor orientar o plano de sondagem e acelerar novas descobertas.

6 Referências Bibliográficas

AccessScience.com. (s.d.). Acesso em 17 de Dezembro de 2011, disponível em <http://accessscience.com>

Almeida, F. F. M., Y. Hasui, B. B. Brito Neves, and R. A. Fuck, 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1-29.

Almeida, J. A. (2010). *Geologia, Geoquímica, Geocronologia e Petrogênese das Suítes TTG e dos Leucogranitos Arqueanos do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, sudeste do Cráton Amazônico*. Tese de Doutorado. Belém: Universidade Federal do Pará (PPGG/UFPA).

Althoff, F. J., Barbey, P., & Boullier, A. M. (2000). 2.8–3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, pp. 87-206.

Annan, A. P., & Lockwood, R. (1991). An Application of Airborne GEOTEM in Australian Conditions. *Exploration Geophysics*, 22, 5-12.

Annan, P., Smith, R., Lemieux, J., O'Connell, M., & Pedersen, R. (1991). Resistive-limit, time-domain AEM apparent conductivity. *Geophysics*, 61, pp. 93-99.

Araújo, O. J., & Maia, R. G. (1991). Programa Grande Carajás, Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A, Estado do Pará. *DNPM-CPRM*. Brasília.

Bottcher, C. J. (1952). *Theory of electric polarisation*. Elsevier Publ. Co., Inc.

Dall'Agnol, R., Lafon, J. M., Fraga, L. M., Scandolara, J., & Barros, C. E. (2000). The Precambrian Evolution of the Amazonian Craton: one of the last Unknown Precambrian Terranes in the World. *31 International Geological Congress*. Rio de Janeiro: CPRM.

Dall'Agnol, R., Oliveira, M. A., Almeida, J. A., Althoff, F. J., Leite, A. A., Oliveira, D. C., et al. (2006). Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenetic province, eastern Amazonian craton. In: R. Dall'Agnol, L. T. Rosa-Costa, & E. L. Klein (Ed.), *Symposium on Magmatism, Crustal evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trips Guide* (pp. 99-150). Belém: PRONEX-UFPA/SBGNO.

Docegeo. (1988). *Província Mineral de Carajás. Litoestratigrafia e principais depósitos minerais*. 35º Congresso Brasileiro de Geologia, 11-54. Belém.

ElectroMagnetic Imaging Technology (EMIT). Maxwell - Industry Standard Geophysical EM Data Modeling. <http://www.electromag.com.au/maxwell.php>, accessed 15 July 2011.

Farquharson, C.G., and D.W. Oldenburg, 1998. Nonlinear inversion using general measures of data misfit and model structure, *Geophysical Journal International*, 134, 213–227.

Farquharson, C. G., 2006. Background for Program “EM1DTM” Version 1.0, developed under the consortium research project: TIME DOMAIN INVERSION AND MODELLING OF ELECTROMAGNETIC DATA. UBC - Geophysical Inversion Facility, Department of Earth & Ocean Sciences, University of British Columbia, Vancouver, CANADA.

Fraser, S. J., G. A. Wilson, L. H. Cox, M. Čuma, M. S. Zhdanov, M. A. Vallée, 2012. Self-organizing maps for pseudo-lithological classification of 3D airborne electromagnetic, gravity gradiometry and magnetic inversions. *ASEG Technical Program Expanded Abstracts*, 22, 1-4.

Frolich, H. (1949). *Theory of dielectrics*. Oxford Univ. Press, Inc.

Fugro, A. S. (1998). *Logistics, Processing and Interpretation Report of the Airborne Magnetic and GEOTEM Electromagnetic Multicoil Survey at Carajás - Para - Brazil, Block 10 - Cristalino (Vale S.A. Internal Report)*. Ottawa.

Fugro (1999). Levantamento Eletromagnético Terrestre (TDEM) - Carajás, Pará. *Vale S.A Relatório Interno* , 19.

GeonicsLimited. (2006). *PROTEM - Operating Manual for 20/30 Gate Model*. Ontario.

Gibbs, A. K., & Wirth, K. R. (1990). Geologic setting of the Serra dos Carajás iron deposits, Brazil. In: J. J. Chauvel (Ed.), *Ancient Banded Iron Formations (Regional Presentations)*, (pp. 83-102). Theophrastus, Athens.

Gibbs, A. K., Wirth, K. R., Hirata, W. K., & Olszewski Jr, W. J. (1986). Age and Composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências* , 16, pp. 201-211.

Grainger, C. J., Groves, D. I., Tallarico, F. H., & Fletcher, I. R. (2008). Metallogensis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: Varying styles of

Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralization. *Ore Geology Reviews* , 33, pp. 451-489.

Groves, D. I., Bierlein, F. P., Meinert, L. D., & Hitzman, M. W. (2010). Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits through Earth History: Implications for Origin, Lithospheric Setting, and Distinction from Other Epigenetic Iron Oxide Deposits. *Economic Geology* , 641-654.

Hitzman, M. W. (2000). Iron Oxide-Cu-Au Deposits: What, Where, When and Why. In: T. M. Porter (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective* (Vol. 1, pp. 9-25). Adelaide.

Hitzman, M. W., Oreskes, N., & Einaudi, M. T. (1992). Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research* , 58, pp. 241-287.

Huhn, S. R., Santos, A. B., Amaral, A. F., Ledsham, E. J., Gougêa, J. L., Martins, L. P., et al. (1988). O terreno “granito greenstone” da região de Rio Maria - Sul do Pará. *XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*, 3, pp. 1438-1452. Belém.

Huhn, S. R., Souza, C. I., Albuquerque, M. C., Leal, E. D., & Brustolin, V. (1999). Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: geologia e mineralização associada - Região da Serra do Rabo-Carajás- PA. *VI Simpósio de Geologia da Amazônia*, (pp. 140-143). Manaus.

Ioffe, A. F. (1960). *Physics of semiconductors*. Academic Press Inc.

Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2009). *Geofísica de Exploração*. (M. C. Coelho, Trad.) São Paulo: Oficina de Textos.

Keller, G. V. (1989). Rock and Mineral Properties. In: M. N. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics - Theory* (Vol. 1, pp. 13-52). Tulsa, Oklahoma: Soc. Expl. Geophys.

Li, Y. and D. W. Oldenburg, 1996. 3-D inversion of magnetic data, *Geophysics*, 61, 394-408.

Li, Y. and D. W. Oldenburg, 1998. Separation of regional and residual magnetic field data. *Geophysics*, 63, 431-439

Lobato, L. M., Rosière, C. A., Silva, R. C., Zucchetti, M., Baars, F. J., Sedane, J. C., et al. (2006). A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás –

- controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da província. In: M. O. J, Q. E. T, & R. W. B (Eds.), *Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia* (pp. 21-92). Brasília: DNPM, CT-Mineral / FINEP, ADIMB.
- Machado, N., Lindenmayer, Z. G., Krogh, T. E., & Lindenmayer, D. (1991). U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49, pp. 329-354.
- Maxwell, J. C. (1954). A treatise on electricity and magnetism. *Dover Publ. Inc.*, (Reprint of third edition of 1891).
- McNeill, J. D. (1980). Applications of transient electromagnetic techniques. *Tech. Note TN-7. Geonics Ltd.* Mississauga, Ontario.
- Meirelles, M. R., & Dardenne, M. A. (1991). Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco Arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás, Estado do Pará. *33º Congresso Brasileiro Geologia*. 5, pp. 2164-2174. Rio de Janeiro: SBG.
- NCL Brasil, 2005. Revision de La Estimación de Recursos del Proyecto Cristalino. Vale S.A Internal Report, 1-103.
- Nogueira, A. C., Truckenbrod, W., Costa, J. B., & Pinheiro, R. V. (1994). Análise faciológica e estrutural da Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. *4 Simpósio de Geologia da Amazônia*, (pp. 363-364).
- Oldenburg, D. W. and Y. Li, 2007. Inversion for Applied Geophysics: A Tutorial. <http://www.eos.ubc.ca/ubcgif/iag/tutorials/tutorial-v9.pdf> (accessed 10 January 2011).
- Palacky, G. J. (1989). Resistivity Characteristics of Geologic Targets. In: M. N. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics - Theory* (Vol. 1, pp. 53-130). Tulsa, Oklahoma: Soc. Expl. Geophys.
- Pare, Pascal, A. V. Gribenko, L. H. Cox, M. Čuma, G. A. Wilson, M. S. Zhdanov, J. Legault, J. Smit, L. Polomé, 2012. 3D inversion of SPECTREM and ZTEM data from the Pebble Cu-Au-Mo porphyry deposit, Alaska. ASEG Technical Program Expanded Abstracts, 22, 1-4.
- Pidgeon, R. T., M. J. B. Macambira and J. M. Lafon, 2000. Th–U–Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from enderbite from the Pium Complex,

Carajás Province, Brazil: evidence for ages of granulite facies metamorphism and protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166, 157–171.

Pinheiro, R. V. L., R.E. Holdsworth, 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, 154, 99–103.

Pinheiro, R. V. L., 2000. Relatório de Consultoria Técnica. Projeto Cristalino - Serra dos Carajás / PA. Vale S.A Internal Report, 1-52.

Ribeiro, A. A., Suita, M. T., Sial, A. N., Fallick, A. E., Eli, F., & Goulard, E. A. (2009). Geoquímica de Isótopos Estáveis (C, S e O) das rochas encaixantes e do minério de Cu(Au) do Depósito Cristalino, Província Mineral de Carajás, Pará. *Geochimica Brasiliensis*, 23, pp. 159-176.

Sandberg, S. K., 1988. Microcomputer software for the processing and forward modeling of transient electromagnetic data taken in the central loop sounding configuration: New Jersey Geological Survey Open-File Report 88-1.

Santos, J. S., Hartmann, L. A., Faria, M. S., Riker, S. R., Souza, M. M., Almeida, M. E., et al. (2006). A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. *9º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém.

Silva, M. G., Teixeira, J. B., Pimentel, M. M., Vasconcelos, P. M., Arielo, A., & Rocha, W. J. (2006). Geologia e mineralização de Fe-Cu-Au do alvo GT46 (Igarapé Cinzento), Carajás. In: *Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia* (pp. 93-151). Brasília: DNPM, CT-Mineral / FINEP, ADIMB.

Smith, R. (2002). Geophysics of Iron Oxide Copper-Gold Deposits. In: T. M. Porter (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective* (Vol. 2, pp. 357-367). Adelaide: PGC Publishing.

Souza, S. Z., Dall'Agnol, R., Althoff, F. J., Leite, A. A., & Barros, C. E. (1996). Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic constrasts on the Archean evolution of the Rio Maria Granite- Greenstone Terrain and the Carajás blocck. 31-32. Brasília: Symposium on Archaean Terranes of South American Platform.

Spacialenergy.com. (s.d.). Acesso em 16 de Dezembro de 2011, disponível em <http://spacialenergy.com/>

Stanley, J. M., S. Sertsrivanit and P. J. Clark, 1992. Magnetic Exploration Beneath a Near-Surface Magnetic Noise Source. *Exploration Geophysics*, 23, 323-326.

Swift, C. M. (1989). Fundamentals of the Electromagnetic Method. In: M. N. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics - Theory* (Vol. 1, pp. 05-12). Tulsa, Oklahoma: Soc. Expl. Geophys.

Tassinari, C. C., & Macambira, M. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: V. Mantesso - Neto, A. Bartorelli, C. D. Carneiro, & B. B. Brito Neves (Eds.), *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida* (pp. 471-486). São Paulo.

Teixeira, J. B., & Eggler, D. H. (1994). Petrology, geochemistry, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geologica Leopoldensia* , 17, pp. 71-114.

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

Travaglia Filho, U. J., 2012. Desenvolvimento e implementação de software para obtenção da resistividade pela profundidade de dados TDEM. Master Dissertation n° 28, Instituto de Geociências - Universidade de Brasília - UnB, 1-102.

Trendall, A. F., M. A. S. Basei, J. R. Laeter, D.R. Nelson, 1998. SHRIMP zircon U–Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 265–277.

Valarelli, J. V., Bernardeli, A., & Beisiegel, W. R. (1978). Aspectos genéticos do minério de manganês do Azul. *XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, 4, pp. 1670-1679.

Vale SA. 2004. Relatório de reavaliação de reservas estudo de pré-viabilidade - Projeto Cristalino. Vale S.A Internal Report, 1-164.

Vasquez, L. V., Rosa-Costa, L. R., Silva, C. G., Ricci, P. F., Barbosa, J. O., Klein, E. L., et al. (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*. Belém: CPRM.

Villas, R. N., & Santos, M. D. (2001). Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita* , 36, pp. 300-331.

von Hippel, A. R. (1954a). *Dielectric materials and applications*. John Wiley & Sons, Inc.

- von Hippel, A. R. (1954b). *Dielectrics and waves*. John Wiley & Sons, Inc.
- Von Huelsen, M. G. V., 2007. Interpretação de Dados de Eletromagnetometria Aeroeletrotransportada (AEM) do Sistema GEOTEM (Domínio do Tempo). Doctoral Thesis no 80, Instituto de Geociências - Universidade de Brasília - UnB, 1-202.
- Ward, S. H., & Hohmann, G. W. (1989). Electromagnetic Theory for Geophysical Applications. In: M. N. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics - Theory* (Vol. 1, pp. 131-312). Tulsa, Oklahoma: Soc. Expl. Geophys.
- Wirth, K. R., Gibbs, A. K., & Olszewski Jr, W. J. (1986). U-Pb zircon ages of the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, pp. 195-200.
- Yang, D. and D. W. Oldenburg, 2012. Practical 3D inversion of large airborne time domain electromagnetic data sets. ASEG Technical Program Expanded Abstracts, 22, 1-4.

Visita à Carajás dos Professores Fuck e Mônica:



Projeto Cristalino



Mina de Cu Sossego



Mina de Cu Sossego



Mina de Fe N4