



**Universidade de Brasília – UnB**  
**Instituto de Geociências- IG**  
**Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas**

**ANÁLISE DE MÉTODOS GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS APLICADOS À  
IDENTIFICAÇÃO DE POTENCIAIS DEPÓSITOS DE CASCALHO DIAMANTÍFERO NO  
RIO ARAGUAIA**

**Vitto César Miranda de Araújo**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 064**

**BRASÍLIA – DF**  
**ABRIL 2014**



Universidade de Brasília – UnB  
Instituto de Geociências- IG  
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas

**ANÁLISE DE MÉTODOS GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS APLICADOS À  
IDENTIFICAÇÃO DE POTENCIAIS DEPÓSITOS DE CASCALHO DIAMANTÍFERO  
NO RIO ARAGUAIA**

**Vitto César Miranda de Araújo**

*Dissertação de Mestrado submetida ao  
Instituto de Geociências da Universidade de  
Brasília, como parte dos requisitos  
necessários para a obtenção do Grau de  
Mestre em Geociências na área de  
concentração em Geofísica Aplicada.*

**Orientador:** Prof. Dr. Marco Ianniruberto – UnB/IG

**Membro:** Dr. Luiz Antônio Pereira de Souza – IPT/SP

**Membro:** Prof. Dr. Carlos Jorge de Abreu – UnB/IG

**Suplente:** Prof. Dr. José Elói Guimarães Campos – UnB/IG

BRASÍLIA – DF  
Abril de 2014

## FICHA CATALOGRÁFICA

**ARAÚJO, VITTO CÉSAR MIRANDA.**

ANÁLISE DE MÉTODOS GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS APLICADOS À IDENTIFICAÇÃO DE POTENCIAIS DEPÓSITOS DE CASCALHO DIAMANTÍFERO NO RIO ARAGUAIA.

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS. ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: GEOFÍSICA APLICADA. UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS. BRASÍLIA – DF.

1. GEOFÍSICA APLICADA. 2. *PLACERS* DIAMANTÍFEROS. 3. PROSPECÇÃO GEOFÍSICA. 4. INTEGRAÇÃO DE MÉTODOS GEOFÍSICOS. 5. RIO ARAGUAIA – MT.

## DEDICATÓRIA E AGRADECIMENTOS

Dedico esse trabalho a todos os companheiros que estiveram presentes diretamente ou indiretamente na realização do projeto de pesquisa. Gostaria de agradecer ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB) pela oportunidade de trabalhar com um tema o qual tenho grande interesse, além de poder desfrutar das belas formações rochosas e paisagens exuberantes que envolvem o contexto geológico do rio Araguaia.

Agradeço ainda:

- Aos mestres que me acompanharam no desenvolvimento do trabalho com ensinamentos, críticas, apoio logístico ou moral: aos professores Marcelo Peres, Weliton Borges, Adalene Silva, José Eduardo Pereira Soares, Luciano Soares da Cunha, Carlos Abreu, Mônica Giannoccaro Von Huelsen, Augusto César B. Pires e Gustavo Baptista;

- Ao apoio do corpo técnico da Universidade de Brasília, aos motoristas Péricles e Mendes e ao colega Raphael Teixeira, pela participação na pesquisa;

- Ao professor José Elói Guimarães Campos, geólogo o qual muito respeito e tenho grande admiração, por todos os ensinamentos, críticas e discussões construtivas;

- Aos geólogos parceiros da GEOSONAR – SERVIÇOS GEOLÓGICOS: Eduardo Rolim de Araújo, João Marcelo Pinheiro e Pedro Moura Freire por toda compreensão e apoio ao desenvolvimento da minha dissertação; ao geólogo Diego Alcântara, pela colaboração profissional;

- Aos meus queridos pais, por toda dedicação, empenho e estímulo à minha formação profissional; à minha querida amada Laís Lima por todo apoio durante essa fase de mestrado;

- Ao CNPq, pela bolsa de mestrado referente ao projeto “Desenvolvimento de metodologia de geofísica aquática para localização, caracterização e quantificação volumétrica de cascalhos diamantíferos em rios”, no âmbito do fundo CT-MINERAL (Processo nº: 550310/2010-0/09);

- Em especial, ao meu orientador MARCO IANNIRUBERTO: Geofísico o qual devo tudo que conquistei com meus esforços e dedicação. Sempre empenhado em colaborar com meu sucesso e conquistas.

# SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
LISTA DE FIGURAS	vii
RESUMO	x
ABSTRACT	xi
<b>1. INTRODUÇÃO: HISTÓRICO, CONTEXTO DE OCORRÊNCIA E PRODUÇÃO DE DIAMANTE NO BRASIL</b>	<b>1</b>
<b>1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>2</b>
<b>1.2. JUSTIFICATIVA</b>	<b>3</b>
<b>1.3. OBJETIVOS</b>	<b>5</b>
<b>1.4. MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>5</b>
1.4.1 MATERIAIS	5
1.4.2 METODOS	7
1.4.2.1. MAPEAMENTO GEOLÓGICO	7
1.4.2.2. CAMPANHAS GEOFÍSICAS	8
1.4.2.2.1. MÉTODOS ACÚSTICOS	8
1.4.2.2.2. MÉTODO DE GRADIOMETRIA MAGNÉTICA	11
1.4.2.2.3. MÉTODO ELÉTRICO	14
1.4.2.3. PROCESSAMENTO, INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS	15
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b>	<b>17</b>
<b>2.1. GEOLOGIA REGIONAL</b>	<b>17</b>
<b>2.2. GEOLOGIA DO DIAMANTE</b>	<b>23</b>
2.2.1. DEPÓSITOS PRIMÁRIOS	24
2.2.2. DEPÓSITOS SECUNDÁRIOS	27
<b>2.3. GEOFÍSICA APLICADA A LOCALIZAÇÃO DE <i>PLACERS</i></b>	<b>29</b>
<b>3. MÉTODOS GEOFÍSICOS</b>	<b>32</b>
<b>3.1. MÉTODOS ACÚSTICOS</b>	<b>32</b>
3.1.1. PROPAGAÇÃO DE ONDAS ACÚSTICAS	33
3.1.2. INTERAÇÃO DAS ONDAS ACÚSTICAS COM AS INTERFACES	34
3.1.3. SONOGRAGIA	34
3.1.4. SÍSMICA DE ALTA RESOLUÇÃO	38
<b>3.2. MÉTODO ELÉTRICO</b>	<b>41</b>
3.2.1. ELETORRESISTIVIDADE	41
3.2.2. FLUXO DE CORRENTE NOS SOLOS	43
3.2.3. TÉCNICAS DE AQUISIÇÃO DE DADOS	47
<b>3.3. MÉTODO MAGNÉTICO</b>	<b>49</b>
3.3.1. PRINCÍPIOS DO MÉTODO MAGNÉTICO	50

3.3.2.	MAGNETISMO DAS ROCHAS	53
3.3.3.	O CAMPO MAGNÉTICO	54
3.3.4.	GRADIOMETRIA MAGNÉTICA	56
<b>4.</b>	<b>RESULTADOS</b>	<b>58</b>
<b>4.1.</b>	<b>GEOLOGIA LOCAL</b>	<b>58</b>
4.1.1.	FORMAÇÃO AQUIDAUANA	60
4.1.2.	DEPÓSITOS ALUVIAIS E RECENTES	67
4.1.3.	CONSIDERAÇÕES ESTRUTURAIS	72
<b>4.2.</b>	<b>SONOGRAFIA</b>	<b>77</b>
4.2.1.	DINÂMICA FLUVIAL	92
<b>4.3.</b>	<b>SÍSMICA DA ALTA RESOLUÇÃO</b>	<b>96</b>
<b>4.4.</b>	<b>ELETORRESISTIVIDADE</b>	<b>107</b>
<b>4.5.</b>	<b>GRADIOMETRIA MAGNÉTICA</b>	<b>114</b>
<b>4.6.</b>	<b>ANÁLISE INTEGRADA DOS DADOS GEOFÍSICOS</b>	<b>116</b>
<b>5.</b>	<b>DISCUSSÃO E CONCLUSÕES</b>	<b>127</b>
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	136

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Localização da área de estudo.....	3
Figura 1.2 – Equipamentos acústicos utilizados no rio Araguaia .....	9
Figura 1.3 – Vista em planta do barco utilizado para os levantamentos acústicos .....	10
Figura 1.4 – Fotografia da embarcação utilizada na terceira campanha geofísica .....	10
Figura 1.5 – Janelas de configuração dos sensores acústicos .....	11
Figura 1.6 – Tela de aquisição dos sensores SSS e SBP .....	12
Figura 1.7 – Fotografia e <i>croqui</i> do equipamento magnético usado na terceira campanha .....	13
Figura 1.8 – Sistema simplificado de aquisição com gradiômetro magnético .....	13
Figura 1.9 – Fotografia dos equipamentos elétricos e <i>croqui</i> do barco utilizado .....	14
Figura 1.10 – Fluxograma das atividades realizadas no desenvolvimento da pesquisa .....	16
Figura 2.1 – Mapa geológico da Bacia do Paraná, adaptado de Milani, 1998 .....	18
Figura 2.2 – Contexto geotectônico fanerozóico da margem sul do Gondwana .....	19
Figura 2.3 – Carta estratigráfica da Bacia do Paraná proposta por Milani (1997) .....	21
Figura 2.4 – Mapa de ocorrência de kimberlitos e lamproítos .....	24
Figura 2.5 – Esquema ilustrativo de uma diatrema .....	25
Figura 2.6 – Processos favoráveis ao acúmulo de diamantes <i>placers</i> em rios .....	30
Figura 3.1 – Ilustração demonstrativa da aquisição por sonografia .....	35
Figura 3.2 – Métodos de aquisição por sonar de varredura lateral .....	36
Figura 3.3 – Exemplo de sonografia de fundo do rio Araguaia .....	37
Figura 3.4 – Demonstração de funcionamento do método sísmico de alta resolução .....	39
Figura 3.5 – Modelo de cilindro condutor para definição da eletrorresistividade .....	42
Figura 3.6 – Valores aproximados de resistividade de tipos comuns de rochas .....	43
Figura 3.7 – Modelo de fluxo de corrente de um único eletrodo na superfície .....	44
Figura 3.8 – Modelo proposto para duas fontes de corrente .....	46
Figura 3.9 – Principais técnicas de aquisição do método de eletrorresistividade .....	47
Figura 3.10 – Fluxo magnético ao redor de uma barra magnética .....	50
Figura 3.11 – Histograma com valores médios e intervalos de susceptibilidade magnética .....	54
Figura 3.12 – Modelo das componentes de um campo magnético .....	55
Figura 4.1 – Mapa geológico da área de estudo .....	59
Figura 4.2 – Arenitos correlacionáveis ao pacote inferior Fm. Aquidauana .....	61
Figura 4.3 – Arenito com nível conglomerático .....	62
Figura 4.4 – Afloramento de diamictitos matriz suportado Fm. Aquidauana .....	63
Figura 4.5 – discordância erosiva entre sedimentos finos e grossos .....	64
Figura 4.6 – Afloramentos correlacionáveis ao pacote intermediário F. Aquidauana .....	65
Figura 4.7 – Arenito com estratificação acanalada .....	66
Figura 4.8 – Exemplo de arenito correlacionável ao pacote superior Fm. Aquidauana .....	67
Figura 4.9 – Exemplo de depósitos coluviais próximo ao rio Araguaia .....	68
Figura 4.10 – Depósitos coluviais mal selecionados .....	69
Figura 4.11 – Mapa de localização de antigos garimpos no rio Araguaia .....	70
Figura 4.12 – Fotografia de garimpo desativado no aluvião do rio Araguaia .....	71
Figura 4.13 – Rejeitos gerados pela extração de diamantes no contexto do rio Araguaia .....	72
Figura 4.14 – Imagem de radar utilizada para interpretação de lineamentos estruturais .....	74
Figura 4.15 – Domínios de lineamentos estruturais interpretados por imagem de radar .....	75

Figura 4.16 – Falhas normais que evidenciam tectônica extensiva da Bacia do Paraná .....	76
Figura 4.17 – Mapa de cobertura obtido com sonar de varredura lateral .....	77
Figura 4.18 – Macroformas no leito do rio Araguaia .....	78
Figura 4.19 – Feições de cascalhos dispersos no rio Araguaia .....	79
Figura 4.20 – Cascalhos e clastos oriundos de desagregação .....	80
Figura 4.21 – Cascalhos disseminados no fundo do rio Araguaia .....	81
Figura 4.22 – Comparação da variação textural de sedimentos de fundo .....	82
Figura 4.23 – Cascalhos concentrados pela desagregação de afloramento da margem do rio ....	83
Figura 4.24 – Cascalhos recobertos por sedimentos inconsolidados .....	84
Figura 4.25 – Dunas e afloramento rochoso na margem do rio .....	85
Figura 4.26 – Concentração antrópica de cascalho no rio Araguaia .....	86
Figura 4.27 – Mapa de cobertura sedimentar no rio Araguaia área A .....	88
Figura 4.28 – Mapa de cobertura sedimentar no rio Araguaia área B .....	89
Figura 4.29 – Mapa de cobertura sedimentar no rio Araguaia área C .....	90
Figura 4.30 – Mapa de cobertura sedimentar no rio Araguaia área D .....	91
Figura 4.31 – Recobrimento de afloramento por sedimento inconsolidados .....	93
Figura 4.32 – Desaparecimento de feições de dunas previamente vistas .....	94
Figura 4.33 – Camada de cascalho recoberta por sedimento inconsolidados .....	95
Figura 4.34 – Mapa de cobertura da aquisição com sísmica de alta resolução .....	97
Figura 4.35 – Deposição arenosa no registro do SBP .....	98
Figura 4.36 – Exposição do embasamento acústico e camada de depósito arenoso .....	99
Figura 4.37 – Nível superficial de cascalho identificado com SBP .....	100
Figura 4.38 – Irregularidades de fundo devido à presença de cascalhos .....	101
Figura 4.39 – Variações faciológicas do leito do rio Araguaia .....	102
Figura 4.40 – Contraste de impedância acústica entre sedimentos .....	103
Figura 4.41 – Sequência deposicional arenosa .....	104
Figura 4.42 – Registro SBP com penetração de sinal de até 5 m .....	105
Figura 4.43 – Registro SBP com deposição arenosa e afloramentos rochosos .....	106
Figura 4.44 – Mapa de navegação da aquisição de dados elétricos .....	108
Figura 4.45 – Perfil geoeletricos em região dominada por sedimentos arenosos .....	109
Figura 4.46 – Exemplo de canal preenchido por cascalho .....	110
Figura 4.47 – Contraste de resistividade de materiais que evidencia depósito de cascalho .....	111
Figura 4.48 – Concentração de cascalho no leito do rio Araguaia .....	112
Figura 4.49 – Alta resistividade de sedimento de fundo provocado por cascalhos lavados .....	113
Figura 4.50 – Mapa de navegação obtido com gradiômetro magnético .....	114
Figura 4.51 – Mapa de anomalias magnéticas no rio Araguaia .....	115
Figura 4.52 – Imagens acústicas com representação de afloramentos e dunas .....	118
Figura 4.53 – Cascalhos disseminados em porção restrita .....	119
Figura 4.54 – Cascalhos disseminados nos registros acústicos .....	120
Figura 4.55 – Sequência de dunas, canal do tipo <i>cut and fill</i> e cascalhos disseminados .....	121
Figura 4.56 – Sequência de dunas seguida de depósito raso de cascalho .....	122
Figura 4.57 – Perfis sísmico e elétrico com sedimentação arenosa e depósito de cascalho .....	124
Figura 4.58 – Visualização dos métodos sísmico, elétrico, sonográfico e magnético .....	125
Figura 4.59 – Métodos sísmico, elétrico e sonográfico em região de deposição arenosa .....	126
Figura 5.1 – Sítios potenciais para investigação e amostragem área A .....	130
Figura 5.2 – Sítios potenciais para investigação e amostragem área B .....	131



Figura 5.3 – Sítios potenciais para investigação e amostragem área C .....	132
Figura 5.4 – Sítios potenciais para investigação e amostragem área D .....	133
Figura 5.5 – Ocorrência de cascalho próximo à margem do rio Araguaia (sítio 3) .....	134
Figura 5.6 – Cascalhos disseminados no leito do rio Araguaia (sítio 8) .....	134

## RESUMO

O Brasil representa o primeiro país das Américas a explorar diamantes secundários e iniciou sua produção a partir de meados do século XVIII, em Minas Gerais. A exploração desse tipo de depósito é realizada em sua maioria por meio de Permissões de Lavras Garimpeiras (PLGs). De acordo com Hentschel *et al.*, (2002), as atividades de mineração por meio de garimpos provocam uma série de impactos ambientais que pode muitas vezes serem mais nocivos que os provocados por outros tipos de minas, que possuem logística operacional otimizada e seguem rígidos padrões de controles de impactos ambientais. A exploração de depósitos *placers* fluviais pode ocasionar a aceleração do assoreamento de rios e erosão de margens, devido ao aumento da carga sedimentar em suspensão e a retirada da flora de drenagens. A pesquisa mineral relacionada à extração de depósitos secundários (*placers*) em rios se baseia principalmente em observações diretas de trincheiras, dragagens aleatórias ou levantamentos geofísicos conduzidos em regiões secas e rasas com exposição de afloramentos. A concepção da exploração convencional de depósitos *placers* foi modernizada e métodos geofísicos integrados têm sido largamente aplicados para que haja melhor caracterização dos depósitos e entendimento do mecanismo de transporte e deposição dos minerais de interesse. Esse trabalho visa proporcionar o direcionamento da atividade de dragagem garimpeira e promover a mitigação de impactos ambientais associados à extração mineral em rios, a partir da integração de métodos geofísicos aplicados à localização e caracterização de sítios concentrados em cascalho com potencial diamantífero. Os dados geofísicos foram coletados no rio Araguaia entre a cidade de Barra do Garças e o município de Jerusalém com aplicação dos métodos sísmico, sonográfico, elétrico e de gradiometria magnética. As aquisições no rio mostraram o desempenho geofísico de cada método nos variados depósitos sedimentares. Os métodos acústicos (sísmico e sonográfico) foram eficazes na caracterização superficial e geomorfológica do rio, com dados de alta resolução. O levantamento por eletrorresistividade mostrou-se mais eficiente que o método sísmico na discriminação de tipos de sedimentos e descrição estratigráfica superficial. O método de gradiometria magnética identificou anomalias no gradiente longitudinal que podem estar associadas a zonas de falhas regionais. A combinação desses métodos geofísicos possibilitou melhor entendimento e caracterização da geometria dos depósitos sedimentares rasos que podem estar associados à concentração de cascalhos com potencial diamantífero.

**Palavras chave:** geofísica aplicada, *placers* diamantíferos, prospecção geofísica, integração de métodos geofísicos, rio Araguaia – MT.

## ABSTRACT

Brazil represents the first country of America to explore secondary diamonds and started its production from the mid eighteenth century, in Minas Gerais. The exploration of this kind of deposit is accomplished mostly by mining companies on a small scale through government permission. According to Hentschel *et al* (2002), mining activities made by manual prospecting causes many environmental impacts that may often be more harmful than those other types of mines that have operational logistics optimized and follow strict standards of environmental impact controls. The exploration of fluvial placer deposits may accelerate the siltation of rivers and riverside erosion, due to increased sediment suspended load and the removal of drainage flora. The mineral research related to the extraction of fluvial secondary deposits (placers) is based mostly in trench direct observations, random dredging or shallow geophysical surveys ran in dry regions with rocky outcrops. The conception of conventional placer exploitation was modernized and integrated geophysical methods have been widely applied for a better characterization of deposits and understanding of transport mechanism of minerals of interest. This work aims to afford the targeting of prospecting dredge activities and provide environmental impacts mitigation related to mineral extraction in rivers, from the development of geophysical methods applied to identification and characterization of gravel concentrated sites with diamondiferous potential. Geophysical data were acquired in Araguaia River between cities of Barra do Garças and Jerusalém with application of seismic, sonographic, electric and magnetic methods. The acquisitions showed the geophysical performance of each method in the varied sediment deposits. Acoustic methods (seismic and sonographic) were effective in shallow and geomorphologic characterization of the river, providing high resolution data. Electrical survey showed better efficiency than seismic method in sediment sort discrimination and superficial stratigraphic description. Magnetic method identified anomalies in longitudinal gradient which may be related to regional fault zones. The combination of these geophysical methods allowed a better understanding and characterization of shallow sedimentary geometry deposits that may be related to concentration of gravel with diamondiferous potential.

**Keywords:** Applied geophysics, diamondiferous placers, geophysical prospecting, integration of geophysical methods, Araguaia River - MT

# CAPÍTULO 1

## 1. INTRODUÇÃO

### HISTÓRICO, CONTEXTO DE OCORRÊNCIA E PRODUÇÃO DE DIAMANTE NO BRASIL

Desde o descobrimento da ocorrência de diamantes no país, o Brasil explorou depósitos detríticos, incluindo cascalhos de natureza aluvial, eluvial e coluvional, assim como conglomerados de diversas idades geológicas. De acordo com Gonzaga e Tompkins (1991), existem depósitos secundários (*placers*) ao longo de todo registro sedimentar do Brasil do Proterozóico ao Quaternário.

O Brasil foi o primeiro país das Américas a produzir diamantes a partir da lavagem de depósitos aluviais encontrados em Minas Gerais no início do século XVIII. Existem depósitos do tipo *placers* distribuídos pela maioria dos estados com produções que já registraram 1.000.000 ct/ano. Os kimberlitos foram descobertos apenas na década de 1960 em Coromandel e mais tarde no Goiás, Mato Grosso, Rondônia e Piauí (Svisero, 1995).

No final da década de 1940, a produção de diamantes a partir de fontes aluviais representou cerca de 40% da produção mundial. Essa produção mais que duplicou durante a década de 1970 e já representou aproximadamente 30% da produção mundial (Sutherland, 1982).

No Brasil, a maior parte da produção de diamantes é proveniente de empresas de mineração em pequena escala, procedente de áreas objeto de Permissão de Lavra Garimpeira (PLG). Explorações mecanizadas usando dragas modernas foram bem sucedidas em apenas duas distintas localidades: Rio Jequitinhonha (Diamantina) e na Fazenda Camargo (Mato Grosso; Svisero, 1995). Em 2007, as empresas de mineração em pequena escala produziram em Juína/MT cerca de 98.000 ct de diamantes, o que correspondeu aproximadamente a 54% da produção brasileira (DNPM, 2008).

A atividade de mineração em pequena escala ao longo do rio Araguaia teve início no século XVIII, com a extração de diamantes na região de Barra do Garças, antes denominada de Barra Cuiabana. A descoberta de diamantes nesta região atraiu um grande contingente de pessoas, o que fez com que algumas cidades fossem estabelecidas ao longo das margens do rio

Araguaia (Alto Garças, Alto Araguaia, Araguainha, Baliza, Torixoréu, Barra do Garças e Aragarças (Martins & Brito, 1989). Estima-se que a reserva de cascalho diamantífero desta região do Alto Araguaia, no estado de Goiás, está em torno de 50 milhões de m<sup>3</sup>, com teores variando de 10 a 80 pontos/m<sup>3</sup> (Barbosa, 1991).

Atualmente, a exploração de diamantes na região do Vale do Araguaia é desenvolvida principalmente entre as cidades de Barra do Garças e Ponte Branca. Na região o diamante ocorre associado a depósitos aluviais e coluviais dispostos ao longo da antiga e da atual calha do rio Araguaia. Estes depósitos são constituídos principalmente por cascalhos com seixos e calhaus de sílex, de cherts, de quartzitos, de arenitos, de siltitos e de calcários porosos (Yanhez, *et al.* 1983).

A concepção da exploração convencional de depósitos *placers* foi modernizada e métodos geofísicos têm sido largamente empregados. A natureza não invasiva dos métodos geofísicos rasos aliados ao relativo baixo custo operacional têm se tornado uma boa alternativa para realização de estudos ambientais. A análise comparativa de dados geológicos e geofísicos permite um entendimento mais refinado dos processos relacionados à deposição diamantífera ocorrente ao longo da calha do rio e áreas dispersas no Alto Araguaia. O mapeamento e identificação de *facies* sedimentares são bastante importantes para que se evitem atividades de dragagem em zonas não favoráveis à deposição de diamantes.

### **1.1 Localização da Área de Estudo**

O estudo foi desenvolvido num trecho do rio Araguaia, principal tributário do rio Tocantins. Sua área de drenagem é de aproximadamente 380.000 km<sup>2</sup> e descarga média de 6.100 m<sup>3</sup>/s. É considerado um rio de baixa sinuosidade, com ilhas, braços e tendência ao entrelaçamento. Alguns trechos apresentam canal único e às vezes forma meandros. Seu índice de entrelaçamento, entretanto, é baixo, com um canal principal e não mais do que um ou dois braços. Ilhas e bancos de areia são feições aluviais principais ao longo do canal (Latrubesse & Stevaux, 2002). O projeto foi realizado entre a cidade de Barra do Garças e proximidades do município de Jerusalém. A pesquisa considerou tanto a área do rio (aproximadamente 40 km de extensão) quanto regiões adjacentes consideradas como terraço aluvial, para melhor entendimento das relações geológicas e estratigráficas dos níveis rasos de cascalho (Figura 1.1).

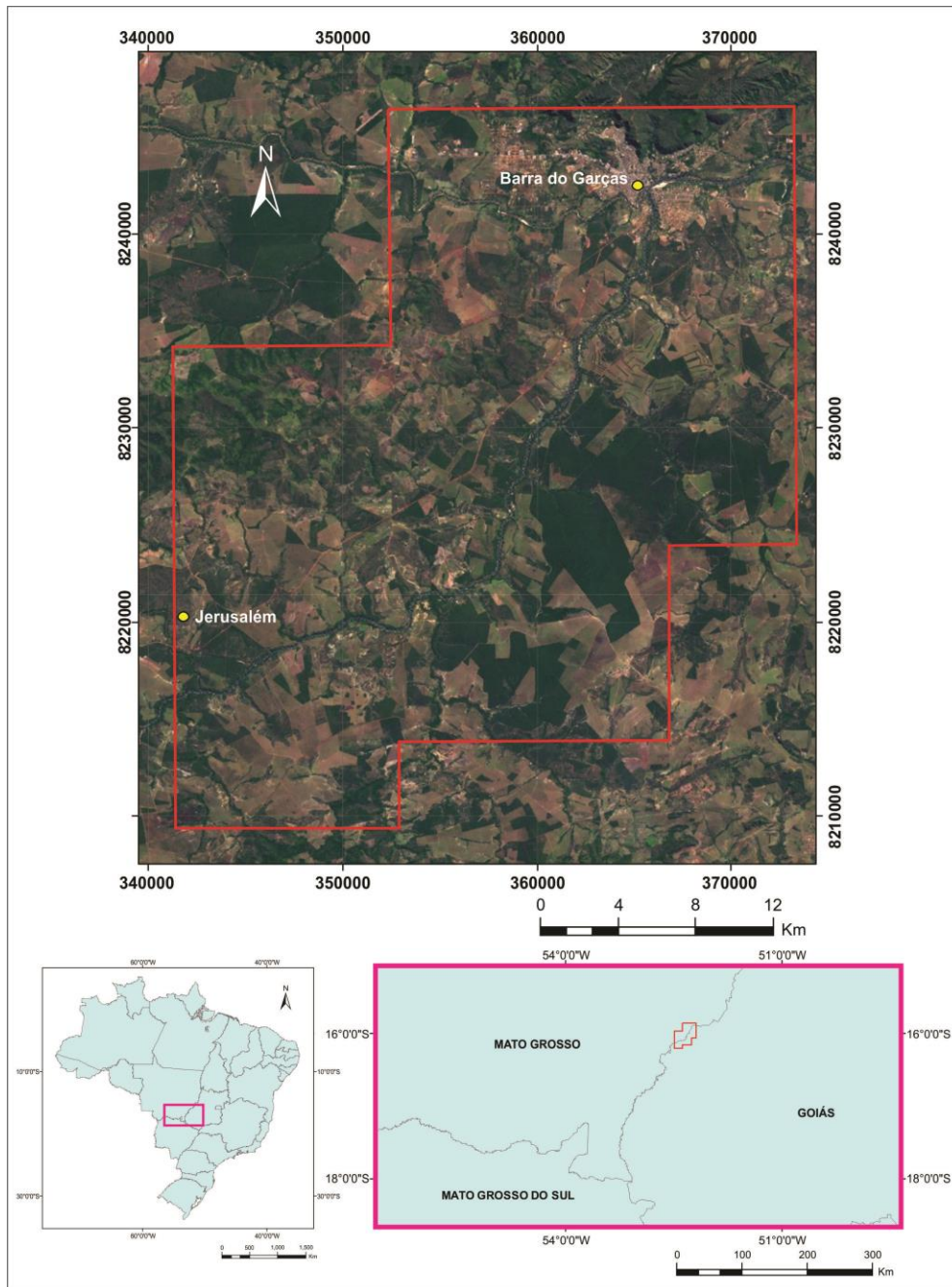


Figura 1.1: Mapa de localização da área de estudo. O polígono em vermelho indica as imediações do trecho investigado. Fonte da imagem: *ESRI Basemap 2013*. Datum: WGS 1984. Sistema de projeção: UTM Zona 22 S.

## 1.2 Justificativa

O diamante é o mineral com maior dureza encontrado na natureza e, devido às suas propriedades cristalinas únicas, tem alto valor comercial como gema. O histórico de ocorrência, prospecção e registros minerários documentados pelo Departamento Nacional de Produção

Mineral (DNPM) mostram que o diamante é considerado um bem mineral de significativa importância, diretamente impactante na economia mineral do país. O crescimento de indicadores econômicos positivos da balança comercial e a ampliação de mercados na exportação denotam a incessante procura das Permissões de Lavras Garimpeiras (PLGs) e grupos empresariais por novas jazidas e ocorrências, principalmente em sistemas de depósitos secundários.

No ano de 2008, em consequência das pesquisas minerais realizadas principalmente nos estados de Minas Gerais e Bahia, o Brasil aumentou sua reserva em 351% se comparado ao ano de 2006, passando a deter 8,13% das reservas mundiais de diamante. Dos 111 Mct declarados, cerca de 105 Mct são de depósitos secundários e 6M ct de depósitos primários. No mesmo ano o Brasil produziu 182.031,88 ct, e contribuiu com 0,11% da produção mundial (DNPM, 2008).

Em 2011, o Brasil produziu 45.526,09 ct de diamantes, o que representa um acréscimo de 80% em relação ao ano de 2010, cuja produção foi de 25.394,00 ct. O estado de Mato Grosso foi o maior produtor de diamante em quantidade, com 78,1% do total da produção brasileira, seguido de Minas Gerais (11,1%), Bahia (8,6%) e Paraná (2,2%). A maior parcela da produção brasileira em 2011 foi derivada de áreas de PLGs, em pequena escala, as quais estão trabalhando muito abaixo da sua capacidade nominal ou permanecem paralisadas aguardando a estabilidade do mercado diamantífero (DNPM, 2012).

Em geral, as atividades da mineração em pequena escala provocam um impacto ambiental maior que de outros tipos de minas, tanto nas fases de exploração, quanto de exploração e processamento do minério (Hentschel *et al.*, 2002). Um dos principais problemas ambientais associados à exploração de diamantes em depósitos secundários encontrados em leitos atuais de rios é a remobilização do material sedimentar de fundo, ou seja, o aumento da quantidade de sedimento em suspensão e a retirada da flora desenvolvida no leito do rio. Este acréscimo de carga sedimentar acelera o assoreamento de rios, bem como provoca um déficit na dieta alimentar da ictiofauna.

Dados regionais de geologia mostram que os diamantes das bacias do Alto rio Garças e do Alto rio Araguaia ocorrem em grande parte nos depósitos recentes oriundos da desagregação dos conglomerados do Cretáceo Superior - Formação Bauru (Passos Jr. *et al.*, 2010). A concentração do diamante fica condicionada à sedimentação da fração sedimentar pesada no rio, relacionada a zonas de deposição de mais alta energia.

O entendimento da migração das formas de leito do aluvião, classificação de sistemas deposicionais baseados em respostas e anomalias geofísicas, frações granulométricas e análises estruturais determinam a localização de sítios potenciais à ocorrência diamantífera. A identificação e entendimento desses fatores pode conduzir a extração mineral de forma otimizada e menos impactante.

### **1.3 Objetivos**

O objetivo dessa dissertação é mostrar o potencial da integração de dados geológicos e geofísicos para identificação e caracterização de cascalhos com potencial diamantífero (depósitos do tipo *placer*) na calha do rio Araguaia. Este estudo visa diagnosticar os níveis estratigráficos rasos de cascalho que podem se associar à deposição diamantífera.

A análise detalhada da área por meio de mapeamento geológico e correlações estratigráficas possibilitou ainda a reconstrução paleoambiental dos processos deposicionais inerentes ao transporte e deposição do diamante.

A observação dos dados geológicos e integração de métodos geofísicos foram importantes para a interpretação dos variados depósitos sedimentares. O mapeamento dos sítios potenciais ao acúmulo de diamantes irá proporcionar o direcionamento de atividade de dragagem garimpeira e promover a mitigação de impactos ambientais associados à extração mineral no rio, visto que a atividade de dragagem é desordenada, sem plano adequado de manejo de resíduos sólidos gerados e contribui para maiores taxas de erosão de margens e assoreamento do rio.

### **1.4 Materiais e Métodos**

#### **1.4.1. Materiais**

Os materiais utilizados na pesquisa compreendem equipamentos para levantamento de dados geológicos e instrumentos utilizados nos levantamentos geofísicos. A universidade de Brasília por meio do Laboratório de Geofísica Aplicada disponibilizou para aquisição de dados geofísicos:



- Perfilador de subfundo Edgetech 3100P com transdutor SB 216S, tecnologia “*chirp*”, com frequência de 2-16 kHz e resolução de 10 cm;
- Sonar de varredura lateral *Edgetech 4100P* com transdutor 272 TD, de dupla frequência, que opera nas frequências de 100 kHz ou 500 kHz, resolução de 0.5° - 1.2° e seleção de varredura lateral entre 25 e 150 m;
- Gradiômetro magnético de três componentes *SeaQuest Marine Magnetics*, modelo G-856AX com acurácia absoluta de 0,2 nT, sensibilidade de 0,01 nT e resolução de 0,001 nT;
- Sistema de imageamento de Resistividade Multieletrodo *Syscal Pro (Iris Instruments)* acoplado à unidade *Sysmar* com cabo aquático submerso de 13 eletrodos com espaçamento de 5,0 m, fonte 200 W – 400 W e intensidade de corrente de 2,5 A;
- DGPS *Trimble DSM 232*, 12 canais e dupla frequência (L1L2).

Para aquisição, processamento e interpretação dos dados, foram utilizados alguns *softwares*, conforme especificação de cada equipamento. Todos os *softwares* e licenças pertencentes à Universidade de Brasília:

- *Discover 3100: Software* de aquisição de dados de sísmica rasa com fonte do tipo “*chirp*”;
- *Discover 4100: Software* de aquisição de sonografia de fundo de alta resolução;
- *Hypack 2010: Software* com interface a DGPS para controle da navegação;
- *SonarWiz.Map 5: Software* utilizado para processamento e interpretação de dados de sonar de varredura lateral e perfilador de subfundo;
- *SeaLink: Software* de aquisição de dados de Gradiometria Magnética;
- *ArcGIS 10: Processamento* de sistemas de informações geográficas gerados pelos sensores e imageadores geofísicos com função de gestão, análise e interpretação de dados;
- *REFLEX: Processamento* e interpretação de dados sísmicos de alta resolução;
- *Global Mapper 11: Manipulação* de dados SIG e transformação de formatos de arquivos do tipo *raster* ou vetor;

- *Oasis Montaj GEOSOFT*: Manipulação de tabelas e confecção de gráficos de gradiometria magnética;
- *Corel Draw X6*: Manipulação de arquivos vetorizados e figuras conforme demanda de interpretação;
- *Res2DINV*: Processamento e inversão de dados de eletrorresistividade;
- *Sysmar*: Aquisição de dados geoeletricos.

## **1.4.2. Métodos**

O projeto de pesquisa consistiu basicamente em três etapas principais maiores: execução de mapeamento geológico; levantamentos geofísicos; processamento, análise comparativa dos métodos geofísicos e interpretação de dados.

### **1.4.2.1 Mapeamento Geológico**

Para realização do mapeamento geológico, foram divididas três etapas principais de atividades, que se subdividem em etapas de pré-campo, de campo e de pós campo.

A etapa de pré-campo consistiu em levantamentos bibliográficos e estudos prévios da região do projeto, além de análise e interpretação de produtos de imagens de sensoriamento remoto e geofísica, onde foram elaboradas as principais bases cartográficas. Foi utilizada a base de imagens *ESRI* para obtenção de imagens de alta resolução espacial a fim de se reconhecer principais feições com maior detalhe. As análises estruturais foram realizadas a partir de mapas de radar com resolução de 30 m (“topo data” do INPE).

A etapa de campo consistiu no mapeamento geológico através de perfis e caminhamentos de reconhecimento da área, com objetivo principal de coleta e estudo de dados, medições de estruturas de campo, bem como mapeamento e reconhecimento das margens do rio Araguaia com uma lancha. Para esta atividade, foram utilizados objetos apropriados como martelo, bússola, GPS de mão, caderneta de campo, lupa, canivete e ácido para identificação de materiais carbonáticos. Ao final desta etapa, foi possível elaborar um mapa geológico local, com as principais estruturas e feições de campo reconhecidas.

A última fase foi relacionada à análise e interpretação dos dados coletados em campo, com objetivo principal de reestruturação e refinamento de mapa preliminar. O cruzamento de imagens de alta resolução, dados geológicos e imagens de radar permitiu uma avaliação mais representativa das feições e estruturas passíveis de reconhecimento.

#### **1.4.2.2 Campanhas geofísicas**

Para realização dessa etapa de trabalho foi feito estudo da área de pesquisa abrangendo dados de geologia regional e levantamento de acervo de sistemas de informação geográfica (SIG). As atividades geofísicas foram realizadas conforme estações de cheia e seca, para que se atingissem as condições necessárias de navegabilidade ao longo da calha do rio, mantendo a integridade e segurança da tripulação.

Cada campanha geofísica foi implementada seguindo escopos distintos, na tentativa de mapear e descrever o canal ativo do aluvião e as principais estruturas que o compõem. Não foi possível implantar uma malha de linhas de navegação dentro do rio por critérios de navegabilidade. Desta forma, os levantamentos foram executados seguindo linhas longitudinais ao canal do rio, considerando-se todos os sensores.

A primeira campanha geofísica foi realizada com os sensores *Edgeteh Side Scan Sonar* (Sonar de Varredura Lateral) e *Subbottom Profiler* (perfilador de subfundo), ambos configurados para que se obtivessem sinais acústicos menos ruidosos com boa resolução. A segunda campanha geofísica foi realizada com gradiômetro magnético da *Marine Magnetics* modelo G-856AX e a terceira campanha geofísica utilizou o eletrorresistivímetro multieletrodo *Syscal Pro* acoplado ao sistema aquático *Sysmar (Iris Instruments)* simultaneamente com o perfilador de subfundo e sonar de varredura lateral.

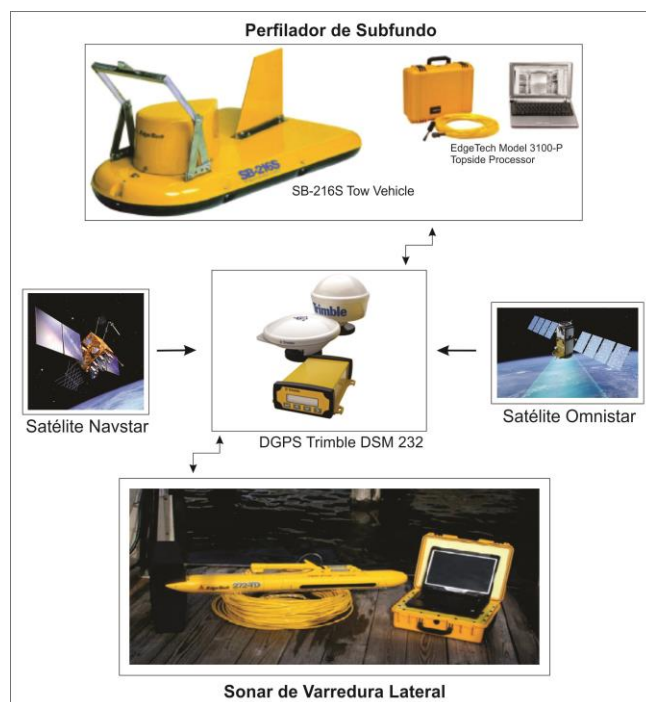
##### **1.4.2.2.1 Métodos Acústicos**

O levantamento com perfilador de subfundo (SBP, do inglês “subbottom profiler), modulado com frequência do tipo “chirp”, foi operado em alta frequência (2 – 15 kHz), para obtenção de dados de mais alta resolução. O sonar de varredura lateral (SSS, do inglês “side scan sonar”) adquiriu dados em alta e baixa frequência (100 e 500 kHz), para melhor controle e para

assegurar a qualidade dos dados, levando-se em consideração tanto a obtenção de imagens de alta resolução quanto sonografias com alta razão sinal/ruído. Os equipamentos foram acoplados por cabos nas maletas de processamento (*topside processor*) que por sua vez se comunicaram com um computador através do *software* de gerenciamento dos sensores e de aquisição dos dados. Os dados de posicionamento recebidos do DGPS foram utilizados para a georreferenciamento dos registros geofísicos em tempo real.

Para a aquisição de dados, foram feitos testes preliminares com os equipamentos acústicos no Laboratório de Geofísica Aplicada da UnB. Estes foram conectados à bateria 12 V para verificação da sensibilidade do transdutor em resposta a fricções aplicadas nas superfícies dos mesmos. Após etapas de testes laboratoriais, os sensores foram instalados em uma haste na porção frontal do barco, abaixo do GPS (figuras 1.2 e 1.3). Os *offsets* dos sensores foram mínimos tendo em vista o escopo do trabalho e a proximidade dos equipamentos com o GPS.

Após etapa de instalação, o GPS foi configurado para transmitir via portas seriais dados no padrão NMEA 0183, sentenças GGA, VTG e *baud rate* 9600. Todos os dados de posicionamento são associados ao datum de referência mundial WGS-1984, com coordenadas geográficas – latitude e longitude – e coordenadas projetadas pelo sistema UTM zona 22 S.



**Figura 1.2:** Fotografia dos equipamentos acústicos utilizados neste trabalho. Os sensores recebem coordenadas com correções diferenciais via satélite.

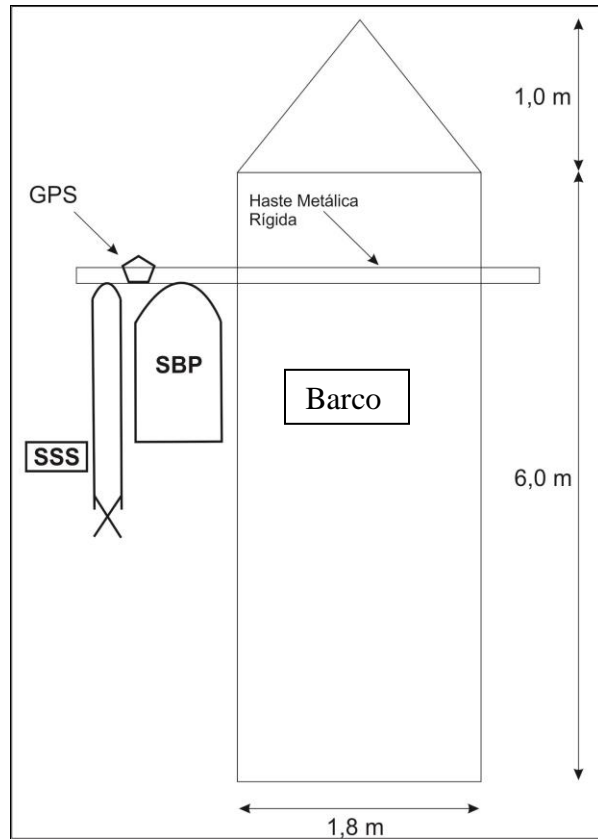


Figura 1.3: Croqui demonstrativo dos sensores acústicos instalados a bordo, com vista do barco em planta.

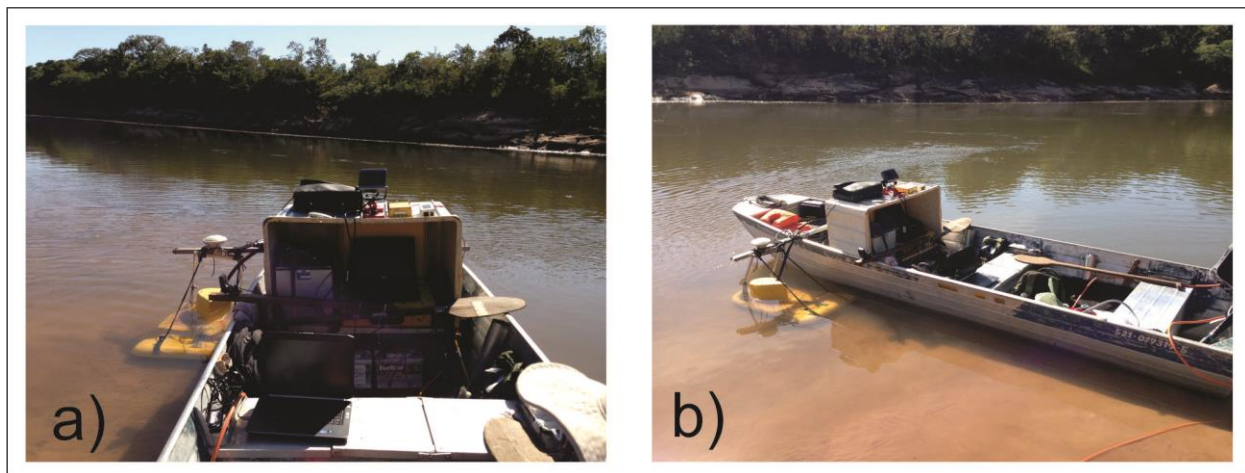


Figura 1.4: Fotografias evidenciam o sistema acústico, elétrico e de georreferenciamento montados. Em “a” vista em perspectiva do barco e em “b” vista lateral.

A configuração dos sensores requer sincronia da conexão local IP, das taxas de transmissão com o GPS (*baud rate*) e saída de porta serial (Figura 1.5)



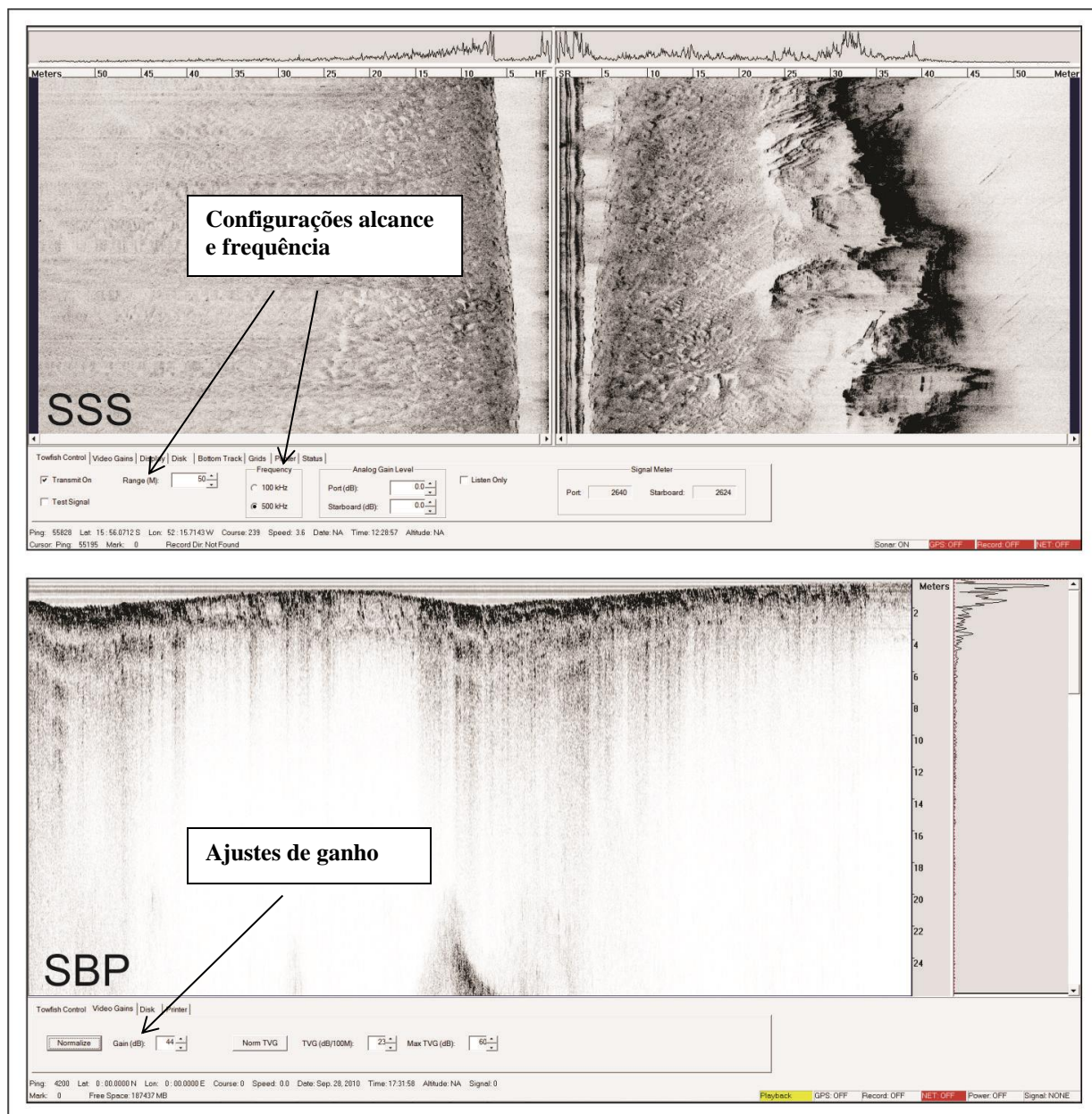
**Figura 1.5: Janelas de configuração dos sensores SSS e SBP para seleção das portas seriais e *baud rate*.**

Após determinação dos parâmetros de comunicação, configurou-se o sensor para aquisição conforme escopo da pesquisa. Ajustou-se o sonar de varredura lateral para aquisição em alta frequência (500 kHz) e varredura de 50 m por canal. Operou-se o perfilador de subfundo em alta frequência (2-15 kHz) e máxima potência. Em todos os registros levaram-se em consideração aspectos como o ajuste adequado de ganhos, os alcances de varredura e a adequação da escala nos perfis acústicos (Figura 1.6).

#### **1.4.2.2.2. Método de Gradiometria Magnética**

O sensor de gradiometria magnética foi utilizado na segunda campanha geofísica para locação de possíveis anomalias magnéticas. O levantamento foi realizado longitudinalmente à calha do rio na tentativa de relacionar anomalias magnéticas com aspectos estruturais ou mineralógicos. A aquisição foi iniciada à jusante de Jerusalém em direção à cidade de Barra do Garças.

Para a execução do trabalho o equipamento foi levado sobre uma câmara de pneu de caminhão até chegada à área inicial de aquisição, para evitar danos físicos ao mesmo (Figura 1.7). Foi montado o sistema do gradiômetro (Figura 1.8) composto por computador de aquisição, *transceiver* conversor de dados e GPS. A alimentação dos equipamentos foi garantida pelo uso de um gerador de corrente.



**Figura 1.6:** Tela de aquisição dos sensores SSS e SBP. O *software* é interativo e possibilita o ajuste em tempo real de ganhos, alcance e correções *gamma*. *Softwares:* *Discover 4100* e *Discover 3100*.

Apesar de o levantamento englobar toda a extensão do rio compreendida na pesquisa, só foi possível aproveitar cerca de 17 km de dados tendo em vista que não houve sincronia total do GPS com o *transceiver* do gradiômetro. O *software* de aquisição diversifica a tela onde dispõe em diferentes janelas cada componente do gradiente magnético e seu gradiente total.

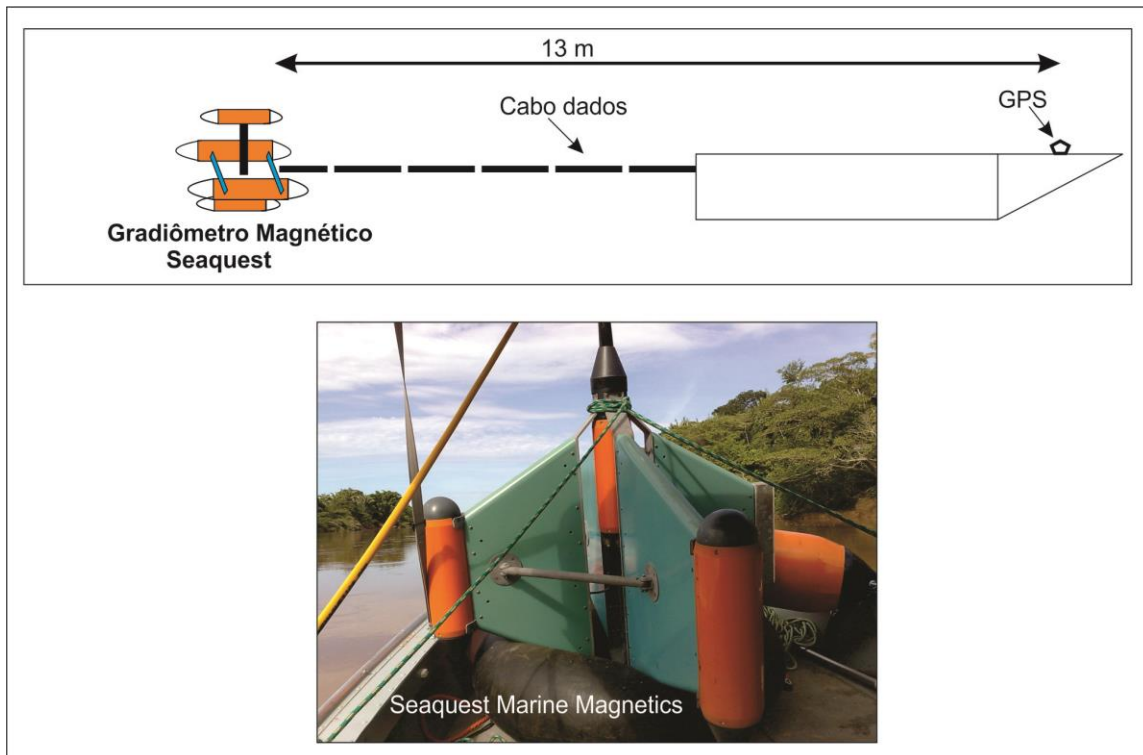


Figura 1.7: Croqui e fotografia do equipamento sendo levado para a área do levantamento à montante de área Barra do Garças. O equipamento foi rebocado com *layback* de 13 metros.

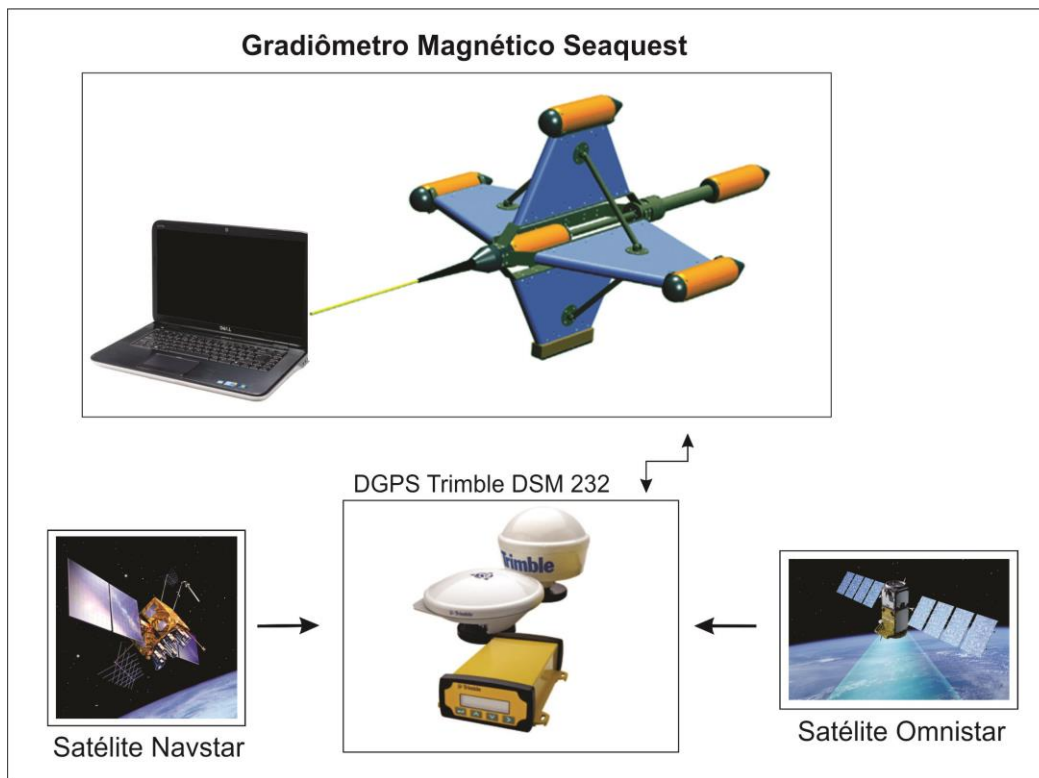


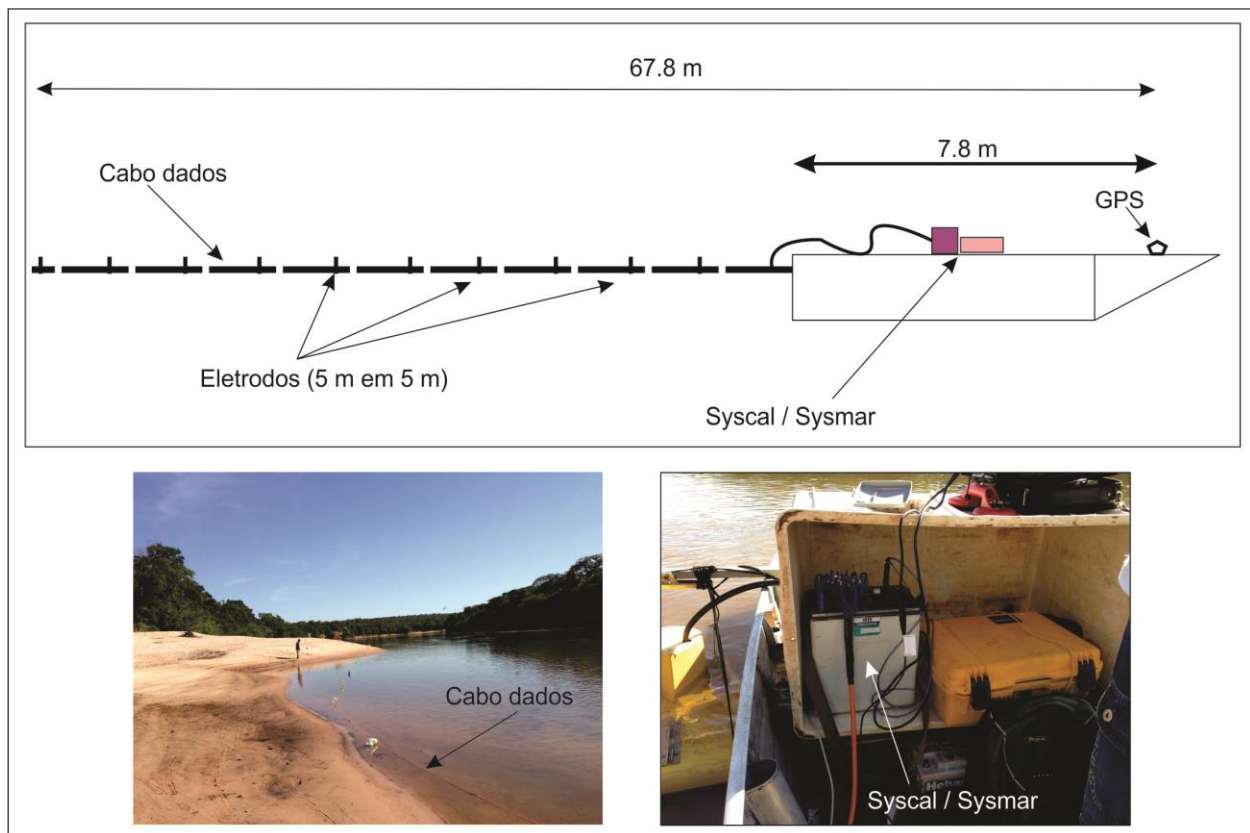
Figura 1.8: Sistema simplificado de aquisição por gradiometria magnética.



### 1.4.2.2.3. Método Elétrico

Na terceira campanha geofísica realizou-se aquisição de eletrorresistividade com os equipamentos *Syscal Pro* e *Sysmar*, da *Iris Instruments*. Foi adotada técnica de caminhamento elétrico (CE) com o arranjo *Wenner – Schlumberger* depois de etapa de testes e mudanças de arranjos no lago Paranoá – DF, na tentativa de avaliar a melhor configuração possível (Correa, 2013).

O tempo de injeção de corrente foi de 250 milissegundos (ms), aplicou-se uma tensão elétrica de 800 V com aproximadamente 10 níveis de investigação. Foram adquiridos dados em todo o trecho proposto da pesquisa (aproximadamente 40 km de dados em extensão), com espaçamento de eletrodos de 5 metros (Figura 1.9) e velocidade de aquisição constante de aproximadamente 4 nós.



**Figura 1.9:** Sistema de aquisição geofísica por eletrorresistividade. O barco se movimenta a uma velocidade constante com cabo de dados flutuante. Nas fotografias é possível observar o equipamento a bordo (*Syscal/Sysmar*) e o cabo de dados esticado na margem para início da aquisição.

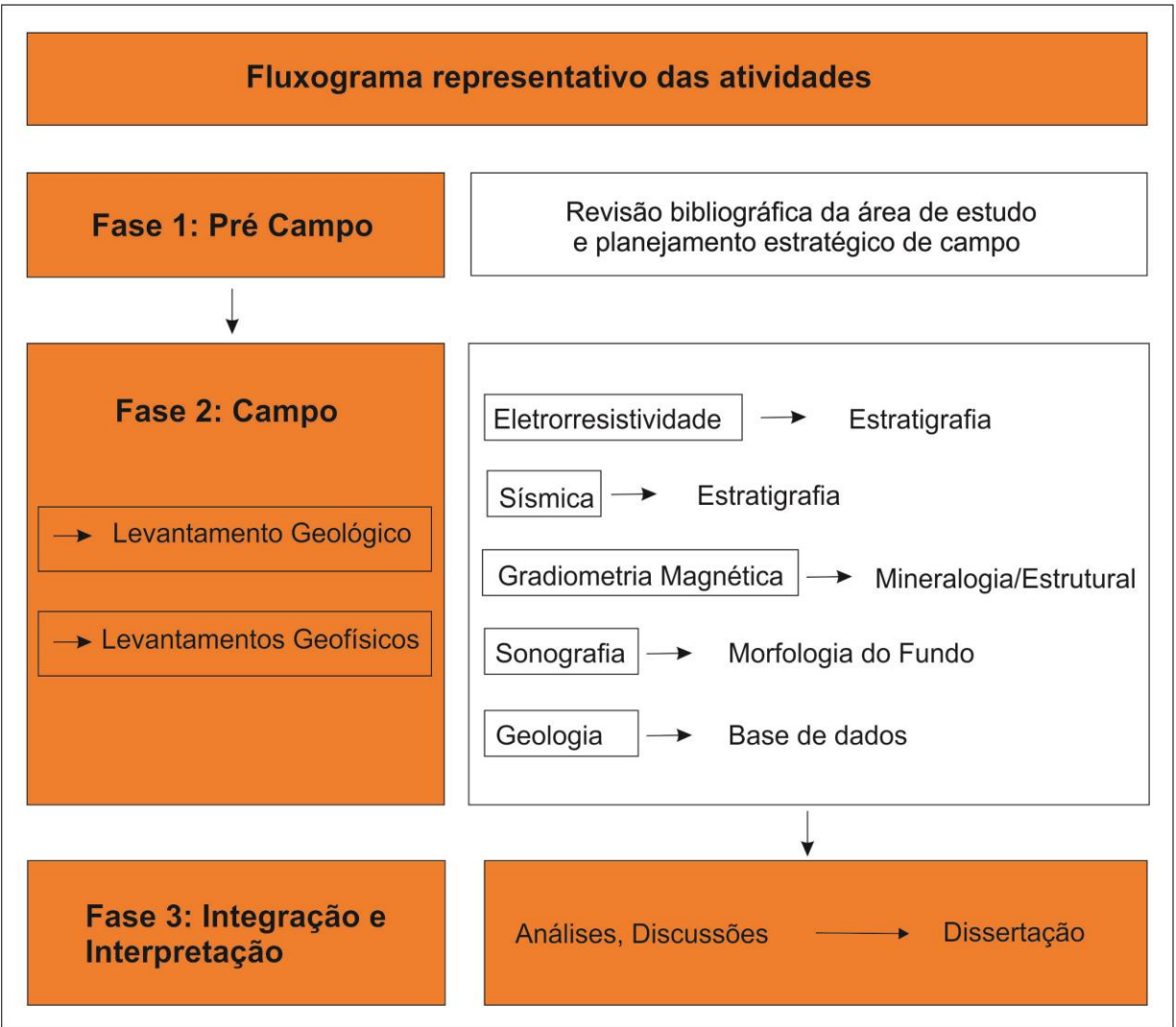
### 1.4.2.3. Processamento, Interpretação e Integração de Dados Geofísicos

Após a etapa de mapeamento geológico e de aquisição geofísica, os dados foram processados nos *softwares* adequados conforme descrito no item 1.4. Para todos os sensores geofísicos foram considerados os *offsets* em relação ao GPS para as devidas correções das coordenadas de aquisição. A Tabela 1.1 mostra cada método geofísico aplicado, os equipamentos envolvidos e os *softwares* utilizados nas três campanhas geofísicas.

Os resultados gerados com o processamento dos dados serviram de base para uma interpretação mais acurada acerca dos processos envolvidos na deposição dos cascalhos com possível potencial diamantífero. O entendimento da base geológica local, caracterização geofísica, formas e processos sedimentares envolvidos no transporte e deposição do diamante constituem as principais diretrizes que embasam o estudo no rio Araguaia. O fluxograma da figura 1.10 mostra de forma sintética as principais etapas envolvidas na área de pesquisa.

**Tabela 1.1: Demonstrativo simplificado de aquisição e processamento de dados geofísicos.**

<b>Método Geofísico</b>	<b>Equipamento</b>	<b>Software Aquisição</b>	<b>Software Processamento</b>
Sísmica 2D Chirp	<i>Subbottom Profiler</i>	<i>Discover 3100</i>	<i>SonarWiz Map 5</i>
Sonográfico	<i>Side Scan Sonar</i>	<i>Discover 4100</i>	<i>SonarWiz Map 5</i>
Magnético	Gradiômetro Magnético	<i>Sealink</i>	<i>Oasis Montaj Geosoft</i>
Elétrico	Eletrorresistímetro	<i>Sysmar</i>	<i>Res2dINV</i>



**Figura 1.10: Fluxograma de atividades propostas no desenvolvimento da pesquisa.**

## CAPÍTULO 2

### 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo apresenta revisão bibliográfica sobre dados de geologia regional, geologia do diamante e geofísica aplicada à localização de *placers* do rio Araguaia.

#### 2.1. Geologia Regional

A área da pesquisa se insere no contexto da Bacia do Paraná (Figura. 2.1), uma vasta região de sedimentação situada na porção centro-oriental da América do Sul que evoluiu durante o Paleozóico e o Mesozóico e abriga um registro estratigráfico temporalmente posicionado entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo, documentando assim quase 400 milhões de anos da história geológica fanerozóica dessa região do planeta (Milani, 1998). A Bacia do Paraná, em função de aspectos inerentes a seu posicionamento geotectônico atual e a suas características tectono-sedimentares, é considerada uma típica bacia intracratônica. O conceito de "bacia cratônica", temática cujos diversos aspectos foram sintetizados por Leighton & Kolata (1990), implica uma região de sedimentação suportada por um embasamento consolidado, um domínio crustal caracterizado por elevada resistência a esforços originados em margens de placas.

A Bacia do Paraná, originada como um golfo (Zalán *et al.* 1990, Milani 1992) aberto para o Panthalassa, tornou-se com o tempo uma depressão intracratônica aprisionada no interior do Gondwana. Dois domínios distintos devem ser considerados ao se analisar a tectônica e sedimentação no Gondwana sul-ocidental; sua porção cratônica, correspondente ao núcleo do paleocontinente e constituída por um complexo mosaico de blocos crustais aglutinados e ligados entre si até o Cambriano (Powell 1993); de outro lado os Gondwanides (Keidel 1916), uma extensa faixa de orógenos do Fanerozóico e bacias associadas distribuídas ao longo da margem meridional do Gondwana (Figura 2.2), unidade geotectônica conhecida também como "geossinclinal Samfrau", por Du Toit (1927) e modernamente cartografada por De Wit *et al.*, (1988).

A Bacia do Paraná desenvolveu-se sobre o Gondwana cratônico, mais ao lado da zona móvel dos Gondwanides, experimentando assim uma influência dos esforços compressivos

originados pela convergência de placas ao longo da faixa de colisão.

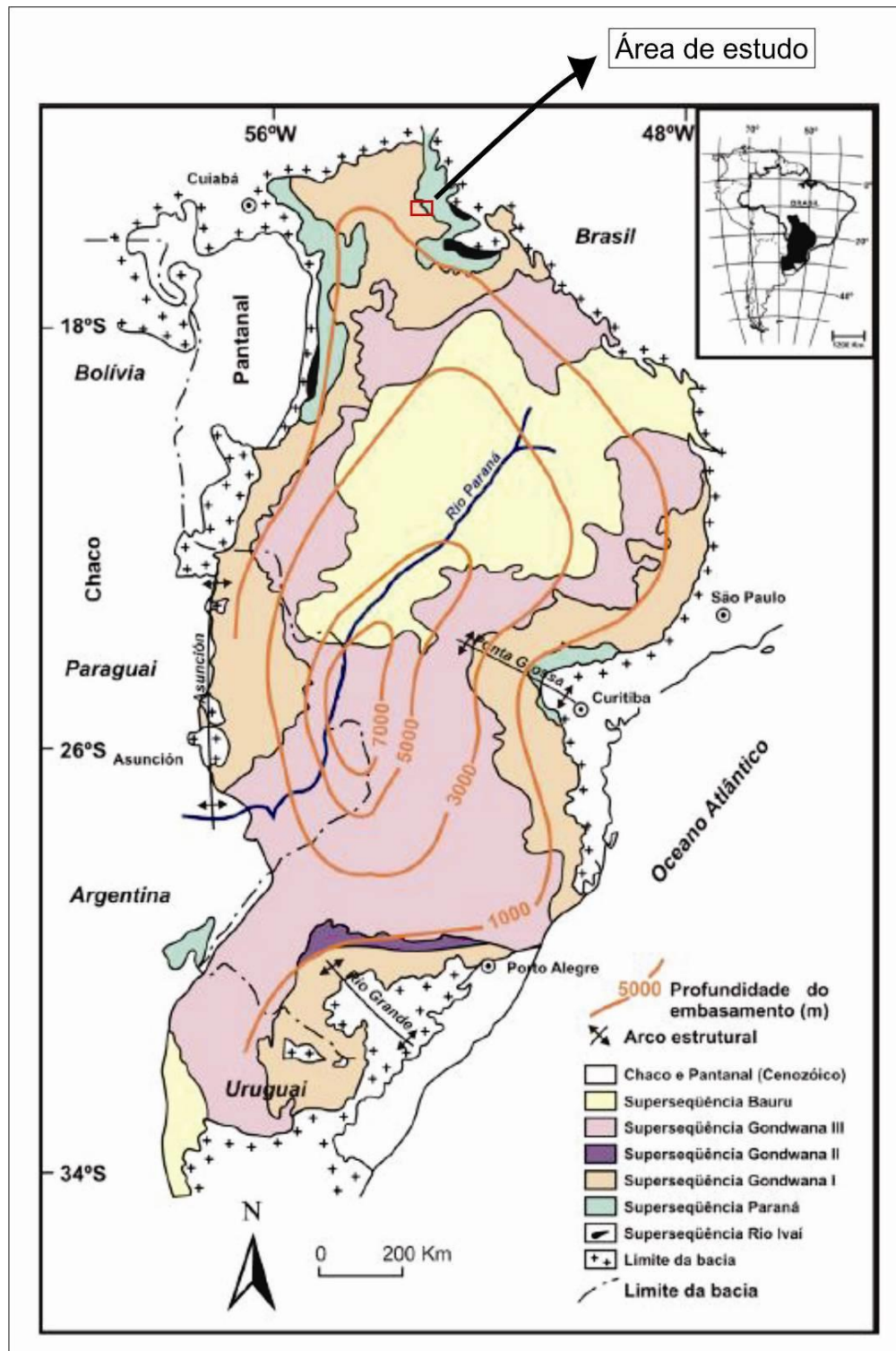


Figura 2.1: Mapa geológico da bacia do Paraná, envolvendo suas seis unidades intracratônicas principais. Notar área de estudo diagramada na porção norte da bacia (em vermelho). Adaptado de Milani, 1998.

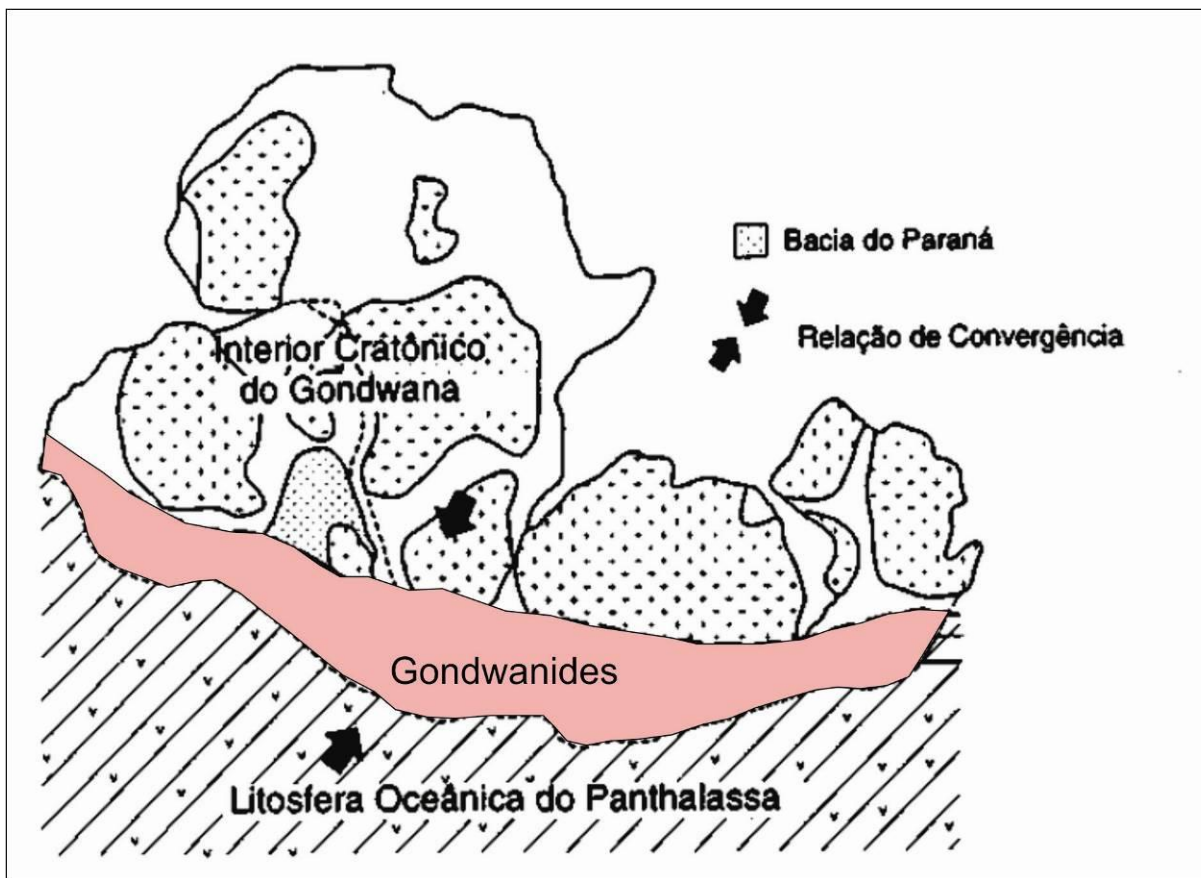


Figura 2.2: Contexto geotectônico fanerozoico da margem sul do Gondwana, um sítio de persistente convergência entre o paleocontinente e o assoalho oceânico do Panthalassa. Compilado de Powell (1993) e De Wit *et al.* (1988), segundo a concepção de Du Toit (1927, *apud* Milani, 1998).

Estudos precedentes (Cordani *et al.*, 1984, Zalán *et al.*, 1990, Soares 1991) descreveram o assoalho da Bacia do Paraná como constituído por um "núcleo cratônico" central circundado por faixas móveis brasilianas. Tal interpretação implica a existência de um domínio estável justamente na região central da sinéclise da bacia, onde são abrigadas as maiores espessuras de quase todas as supersequências.

Interpretações de dados geofísicos em escala de bacia, recentemente efetuadas (Marques *et al.*, 1993), revelaram uma persistente orientação SW-NE de anomalias gravimétricas e magnetométricas marcantes em toda a área da bacia, provavelmente relacionadas à estruturação do embasamento. Dados de sísmica de reflexão igualmente detectaram um padrão SW-NE de estruturas, configuradas como calhas na região central da bacia que alojam seus pacotes paleozóicos mais inferiores, pré-devonianos.

O Arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná documenta seis unidades

aloestratigráficas de segunda ordem, ou supersequências. Na concepção de Vail *et al.*, (1977), cada uma delas compreende um registro geológico da ordem de algumas dezenas de milhões de anos, constituem o arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná (Milani 1997). O registro completo engloba o intervalo 450 a 65 Ma, e uma grande parte do tempo encontra-se condensado nos hiatos que separam as diversas supersequências Rio Ivaí (Caradociano-Landoveriano), Paraná (Lockoviano-Frasniano) e Gondwana I (Westfaliano-Scythiano), que materializam grandes ciclos transgressivo-regressivos paleozóicos, enquanto Gondwana II (Anisiano-Noriano), Gondwana III (Neojurássico-Berriasiano) e Bauru (Aptiano-Maestrichtiano) são representados por pacotes sedimentares continentais e rochas ígneas associadas (Milani, 1998). A Figura 2.3 apresenta a carta estratigráfica proposta por Milani, (1997).

As unidades geológicas presentes na região de estudo abrangem formações das supersequências Paraná e Gondwana I, separadas por um hiato de 55 milhões de anos associado à grande glaciação Gondwanica “Pré Itararé” (Milani, 1997). A supersequência Paraná apresenta geometria de ocorrência tabular, materializa um ciclo transgressivo-regressivo completo de oscilação do nível do antigo continente Panthalassa, iniciando com sedimentos arenosos continentais a transicionais eodevonianos (Formação Furnas) recobertos em transição por sedimentos marinhos síltico-argilosos (Formação Ponta Grossa), datados do Emsiano ao Frasniano (Milani, 1998).

A Formação Furnas é a unidade basal do Grupo Paraná. O nome Furnas foi utilizado por Oliveira (1912), para designar os arenitos das escarpas da Serra de Furnas e de Serrinha (PR), aflorantes desde norte da estação Serrinha até as imediações Itapeva (SP). Essa unidade é representada principalmente por arenitos quartzosos, brancos, de granulometria média a grossa e que exibem estratificações cruzadas de diversos tipos e portes.

Esta unidade pode atingir até 250 metros de espessura e sua cor branca se deve à presença do argilomineral caulinita. A idade da sua porção basal é problemática, sendo sua deposição possivelmente iniciada no final do Siluriano. Secundariamente, desenvolveram-se intervalos de pequena espessura de arenitos conglomeráticos, arenitos finos e siltitos argilosos, sendo esses últimos frequentemente micáceos. Os arenitos conglomeráticos são mais frequentes na porção inferior da formação e as partículas constituem-se principalmente de seixos e grânulos de material quartzoso. Estratificação cruzada é a feição sedimentar mais conspícua da formação. Além dessa, encontram-se também intervalos com estratificação cruzada planar e plano-paralela.

O ambiente de sedimentação é controverso e foi postulado para sua gênese como litorâneo de praia, estuarino e marinho a continental. O tipo de estratificação cruzada, a presença de estruturas do tipo corte e preenchimento (*cut and fill*), depósitos residuais de canais nos quais são encontrados seixos de argilito e neoformação de caulinita indicam ambiente continental fluvial (Muhlmann *et al.*, (1974).

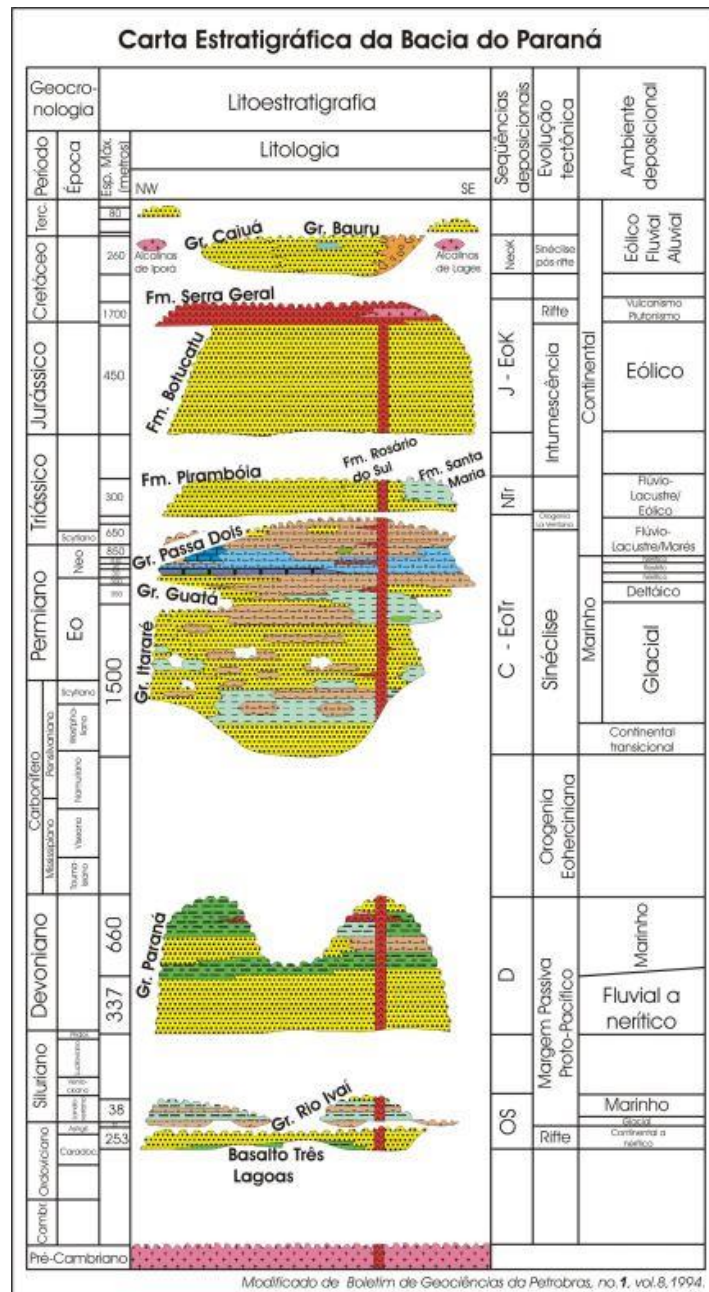


Figura 2.3: Carta estratigráfica proposta por Milani (1997). Notar seqüências de margem passiva que compreendem as formações Furnas e Ponta Grossa, de idade devoniana separada por um hiato de mais de 50 milhões de anos até o fim do Carbonífero, quando se iniciam os registros da sinécise da Formação Aquidauana.



O termo Formação Ponta Grossa foi utilizado pela primeira vez por Oliveira (1912), para designar os folhelhos aflorantes nos arredores da cidade homônima no Paraná. Essa formação, conforme Milani (2007) caracteriza-se por idade devoniana e constitui-se de folhelhos, folhelhos sílticos e siltitos cinza escuros a pretos, localmente carbonosos, fossilíferos, micáceos, com intercalações de arenitos cinza claros, finos a muito finos, grãos angulares e subangulares, argilosos, micáceos, fossilíferos e localmente formam bancos de até 5 m de espessura. Quando alterada, a formação pode apresentar cores variadas, predominando colorações amarela, arroxeadas e castanha.

As principais estruturas sedimentares da Formação Ponta Grossa são relacionadas a estratificações plano-paralelas. Em certos intervalos são observadas estratificações cruzadas de pequeno porte, localmente acanalada, laminação cruzada, laminação *flaser*, marcas onduladas, bioturbação e estruturas de escorregamento. Seu conteúdo fossilífero indica condições marinhas de deposição. A maior parte dos sedimentos da Formação Ponta Grossa foram depositados em ambientes de águas rasas sob influência de marés (Muhlmann, 1974).

Unidade composta por rochas de cor tipicamente vermelha, a Formação Aquidauana é reconhecida na bacia nos estados de Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. O nome Aquidauana foi utilizado pela primeira vez por Lisboa (1909), para designar sedimentos vermelhos que ocorrem no vale do rio Aquidauana, Mato Grosso do Sul, indicando como seção tipo aquela que atravessa estrada de ferro Noroeste do Brasil, neste mesmo vale.

Esta formação aflora ao longo de uma faixa alongada de direção NNE e extensão aproximada de 300 km, que corta todo o estado e apresenta continuidade para o norte, no Estado de Mato Grosso, e para o sul, no Paraguai Oriental, onde é conhecida por Formação Aquidaban. Esta unidade é composta, em termos gerais, por arenitos de várias granulações, secundariamente siltitos, argilitos, ritmitos, lamitos com clastos e diamictitos (rochas sedimentares conglomeráticas maciças, ricas em matriz argilosa ou arenosa) avermelhados, sendo comuns estruturas sedimentares trativas como estratificações cruzadas planares, tangenciais e acanaladas de pequeno e médio porte, além de dobras convolutas, estratificação plano-paralela e termos maciços (Gesicki *et al.* 2000).

A porção inferior caracteriza-se pela predominância de arenitos vermelhos-arroxeados, médios a grossos, estratificação cruzada com desenvolvimento subordinado de diamictitos finos, arenito esbranquiçado grosso conglomerático e conglomerado delgado basal. Na porção média

tem amplo desenvolvimento de siltitos, folhelhos e arenitos finos, vermelho-arroxeados, finamente estratificados plano-paralelamente. Localmente, pode ocorrer de forma intercalada diamictitos, folhelhos cinza e cinza-esverdeados. No topo da sequência, a tendência é a ocorrência de arenito vermelho tijolo, médio, regularmente selecionado com estratificação cruzada planar. A coloração vermelha dos sedimentos e suas estruturas sedimentares, principalmente cruzada acanalada, sugerem que a deposição da Formação Aquidauana ocorreu em ambiente continental, altamente oxidante, por sistemas fluviais e lacustres associados e presença de influência glacial próximo à área de sedimentação (Gonçalves & Schneider, 1970).

## 2.2. Geologia do Diamante

Segundo Barbosa (2006), Pereira & Fuck (2005), os dois principais litotipos considerados como fontes primárias de diamantes são o kimberlito e o lamproíto. Ambos têm propriedades físicas semelhantes, sendo que a maior parte das descobertas mundiais de diamantes está associada aos kimberlitos. Por outro lado, a importância econômica dos diamantes associados a depósitos secundários (canais fluviais recentes e antigos, paleocanais, *placers*) também é considerável, pelo fato de, por exemplo, apresentarem uma qualidade geralmente superior a dos diamantes provenientes de depósitos primários.

A maioria da ocorrência de diamantes se distribui nos crátons ou nas bordas dos mesmos (áreas pericratônicas). O cráton amazônico hospeda mais de 13 ocorrências, enquanto o cráton São Francisco hospeda cerca de sete. O restante é distribuído ao longo de das bordas SE, NE, N, NW e W da Bacia do Paraná (11 ocorrências) e bordas S e W da Bacia do Parnaíba, com duas ocorrências (Svisero, 1995).

Até início da década 80 do século passado, exceto os depósitos aluvionares, os kimberlitos localizados no crátons arqueanos constituíam a única fonte viável de diamante. Em 1983, com a descoberta do lamproíto Argyle no oeste da Austrália, percebeu-se alto teor de diamante e foi demonstrada a possibilidade de outro tipo de rocha (olivina lamproíto) também conter diamantes (Pereira, 2001). As principais feições geológicas e tectônicas da América do Sul apontam quatro áreas cratônicas principais relacionadas à ocorrência de diamantes: Amazônica, São Luis, São Francisco e Rio de la Plata. (Brito Neves & Cordani, 1991). A Figura 2.4 mostra um mapa genérico de ocorrência de kimberlitos dispersos em escala mundial.

### 2.2.1. Depósitos Primários

O kimberlito é um grupo de rocha alcalina subsaturada em sílica, potássica, ultramáfica e enriquecida em voláteis. São grupos de rochas híbridas encaixadas como brechas explosivas em forma de diatremas (Figura 2.5), alimentadas por complexos intrusivos de diques e *sills*. As rochas são enriquecidas em CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O (aproximadamente 12% peso), que são “sequestrados” na formação de calcitas primárias e serpentina secundária, substituindo olivina e ortopiroxênio. Alterações *subsolidus* para argila e carbonato são comuns por causa da alta fugacidade de H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub> dos magmas. Conseqüentemente, as rochas tendem a intemperizar-se rapidamente, são notoriamente pouco expostas e comumente estão por baixo dos solos e áreas de depressões topográficas preenchidas por água (Best, 2003).



Figura 2.4: Mapa de ocorrência de kimberlitos e lamproítos, rochas carreadoras do diamante. Notar a presença restrita das intrusões aos cratons, ou regiões adjacentes aos mesmos. Imagem adaptada de Nixon (1995) e Haggerty (1999).

Sua intrusão é associada a estruturas profundas, que atingem ou estão próximas ao manto, e por ascenderem à crosta em alta velocidade, trazem em seu trajeto fragmentos mantélicos, fato que os torna de grande interesse para a comunidade geocientífica. Segundo Mitchell (1995), esses fragmentos podem ser peridotitos (dunito, lherzolito, hazburgito), ou ainda eclogitos do

manto. O magma kimberlítico chega à superfície por meio de plumas que têm origem na região entre os limites manto-núcleo e manto superior – manto inferior (Haggerty, 1999).

O lamproíto é uma rocha ígnea magnesiânica, ultrapotássica, e se caracteriza pela alta razão  $K_2O/Na_2O$  e concentrações elevadas de Cr, Ni, Rb, Sr, Zr, e Ba. Ao contrário do kimberlito, o  $CO_2$  é praticamente ausente. Contém quantidades variáveis de leucita como fenocristal primário ou constituinte da matriz. Minerais proeminentes como flogopita titanífera, clinopiroxênio (diopsídio), richterita titanífera potássica, olivina e feldspato potássico sanidina são comuns. Acessórios como priderita, perovskita, apatita, wadeíta e espinélio podem ocorrer.

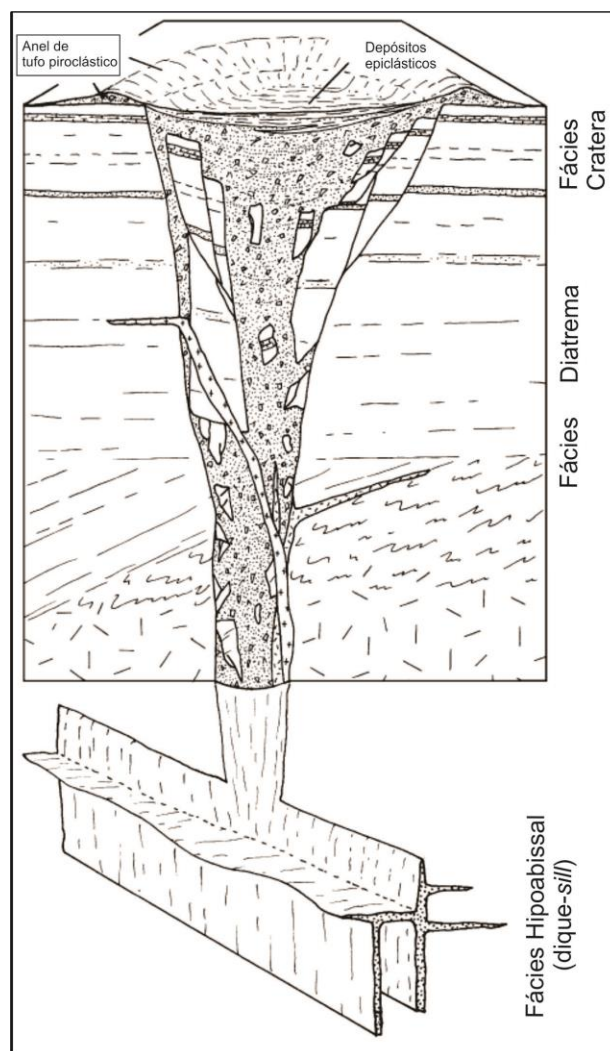


Figura 2.5: Esquema ilustrativo de uma diatrema. É possível distinguir fácies em diferentes níveis de ocorrência (hipoabissal, diatrema e cratera). Adaptado de Best (2003).

Em contraste aos kimberlitos, que atingem profundidades de 2 km, os lamproítos não ultrapassam 500 m, o que resulta na ausência de zona de diatrema e de zona de raiz menos desenvolvida que nos kimberlitos. Esse fato é atribuído à baixa presença de CO<sub>2</sub> na erupção dos magmas lamproíticos, o que resulta em maior precipitação da zona de cratera acompanhada de alimentadores (*vents*) e exibe formato em taça de champanhe, diferente dos cones kimberlíticos. Lamproítos, assim como kimberlitos, são resultante de magmatismo intraplaca. Contudo, ao contrário dos kimberlitos (econômicos), que estão confinados aos crátons, os lamproítos tendem a ocorrer nas margens destes crátons e associados a cinturões móveis (Pereira, 2001).

É consenso que a ascensão do diamante à crosta por meio dessas rochas alcalinas ultrapotássicas é limitada às zonas cratônicas. Datações Sm/Nd de ortopiroxênio, granada encapsulada em diamantes e Re/Os de xenólitos da litosfera de kimberlitos da África do Sul e Sibéria indicam que os crátons e as litosferas mais espessas subjacentes formaram-se no Arqueano (Condie, 1997). Provavelmente devido ao empobrecimento de elementos radiogênicos como U e Th, as áreas arqueanas apresentam fluxo térmico menor que as mais jovens. A inflexão das geotermas para a base de litosferas subjacentes em relação aos crátons arqueanos indica que as temperaturas são menores que as observadas na mesma profundidade, porém fora desse ambiente (Haggerty, 1986). A convergência dos dados permite inferir que os diamantes são formados, e permanecem estáveis, na raiz fria e menos densa das quilhas litosféricas sob os crátons arqueanos, onde a estabilidade do mineral é limitada por temperaturas entre 900°C e 1300°C, profundidades de 150 a 200 km, pressões entre 45 e 65 kba e geoterma próximo a 40 mW/m<sup>2</sup>.

Estudos em xenólitos diamantíferos apontam que a formação do diamante na base da crosta da litosfera está associada a dois tipos de rochas: granada peridotito/granada harzburgito (diamantes tipo “P”) e eclogito (diamantes tipo “E”). Suas idades e assinaturas isotópicas divergem: datações de diamantes do tipo P provenientes de kimberlitos da África do Sul e Sibéria indicam que estes são arqueanos e outros diamantes oriundos de eclogitos também da África do Sul indicam que estes mostram idades entre 2.7 Ga e 990 Ma, o que sugere processos distintos de formação (Pereira, 2001). O conteúdo de Carbono  $\delta^{13}\text{C}$  de diamantes peridotíticos está confinado entre -2 e -9‰, enquanto os do tipo “E” apresentam valores entre -34 e +3‰, semelhantes aos materiais encontrados na crosta. Esta divergência permite inferir que a fonte de carbono dos diamantes peridotíticos é astenosférico, e os eclogíticos são crustais, reciclados para o manto por

processos de subducção. A composição química de inclusões e xenólitos de kimberlitos apontam fonte situada no manto superior, constituída por granada harzburgito com lentes de eclogito, empobrecida em FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO e enriquecida em elementos terra rara leves por metassomatismo (Nyblade, 2001).

Os diamantes formados no Arqueano e/ou Proterozóico permanecem estáveis na base da litosfera por longo período de tempo até a sua captura por kimberlitos e Lamproítos muito mais recentes (preferencialmente paleozóicos e mesozóicos). O transporte do diamante desde seu campo de estabilidade até a superfície implica em grande diluição do teor, indicando um meio quimicamente e fisicamente hostil que resulta em absorções, quebra e abrasão dos cristais (Pereira, 2001).

### **2.2.2. Depósitos Secundários**

De forma geral, os depósitos secundários (*placers*) podem ser descritos como depósitos formados pela concentração mecânica de um grupo diverso de minerais detríticos resistados economicamente importantes, resultantes da erosão de sua rocha fonte (Smirnov, 1982; Misra, 2000; Silva, 2000; Patik Kara, 2002; 2008; Els & Erikson, 2006; Carling & Breakspear, 2006). Eles incluem diversos bens minerais metálicos e não metálicos (ouro, cassiterita, zircão, rutilo, ilmenita, magnetita, minerais do grupo da platina, cromita, monazita dentre outros). Depósitos do tipo *placer* geralmente estão associados a ambientes de alta energia, no entanto podem ocorrer em todos os sistemas deposicionais: Eluvial, coluvial, fluvial (aluvial), eólico, glacial, lacustre e marinho (Sminov, 1982; Misra, 2000). Entender o processo de formação desses depósitos e sua inter-relação com concentração dos minerais pesados é essencial para a localização dos *placers* e avaliação de seu potencial econômico (Carling & Breakspear, 2006).

Os minerais detríticos geralmente são conhecidos como “minerais pesados”, em função da sua alta densidade (entre 21 e 2,9 g/cm<sup>3</sup>), superior à do quartzo (2,65 g/cm<sup>3</sup>). Emery & Noakes (1968) classificam os minerais pesados conforme seu peso específico e em minerais pesados “pesados” (gravidade específica entre 21 e 6,8 g/cm<sup>3</sup>), minerais pesados “leves” (gravidade específica entre 5,3 e 4,2 g/cm<sup>3</sup>) e gemas (gravidade específica entre 4,1 e 2,9 g/cm<sup>3</sup>).

Os minerais pesados “pesados” são transportados por curtas distâncias (15 a 20 km) e englobam principalmente ouro, platina, cassiterita. Os pesados “leves” - ilmenita, rutilo, zircão,

monazita e magnetita – chegam mais comumente às zonas costeiras, concentrando-se em ambientes de deposição de alta energia. Entre as gemas, destaca-se o diamante, que se concentra principalmente em aluviões, praias e plataforma continental.

A formação dos depósitos diamantíferos recentes está intimamente associada com a evolução do relevo atual da região, fruto de intemperismo e erosão de terrenos proterozóicos. Segundo Weska (1987, 1996), esses tipos de depósitos podem ser classificados como depósitos de terceira e quarta ordem. Os depósitos de terceira ordem correspondem a depósitos sedimentares fluviais, gravitacionais, de intemperismo latossólico e se localizam em zonas de armadilhas sedimentares responsáveis pela sua captura por redução da velocidade de transporte de carga sedimentar. Os de quarta ordem são atribuídos a solos modernos desenvolvidos sobre materiais transportados.

A forma de concentração de diamantes ligados a sistemas fluviais compreendem processos que resultaram na concentração de sedimentos grossos no curso da evolução temporal e espacial do sistema de drenagem. Segundo Campos & Gonzaga (1999), os principais ambientes sedimentares relacionados à deposição de diamantes incluem sistemas fluviais de leques aluviais, de rios entrelaçados, de rios meandantes, e os depósitos resultantes da interação entre esses sistemas. Ambientes flúvio-glaciais e canais subglaciais também apresentam elevado potencial para acumulação de minerais pesados. Os depósitos podem situar-se no interior ou entorno dos rios, nos paredões que limitam os vales atuais ou antigos e podem ou não estar associados a armadilhas estruturais.

Esses autores destacam ainda que os principais controles associados à geração de depósitos do tipo *placer* são parâmetros associados ao fluxo, tais como a intensidade e variabilidade da descarga; quantidade e tamanho dos clastos transportados por tração; velocidade de corrente; gradiente do sistema; quantidade e tipo de vegetação; clima; tipo de fonte (primária ou secundária); arcabouço tectônico e evolução geomorfológica da área.

Outros fatores locais podem ainda controlar a acumulação de elementos pesados pelos sistemas fluviais (Figura 2.6): (A) aprisionamento de minerais pesados entre seixos de clastos maiores (Muggeridge, 1986); (B) junção de sistemas de drenagem com regimes de fluxos diferentes (o material transportado por saltação se deposita por agradação vertical quando alcança outro sistema de fluxo menor competência (Mosley & Schumm, 1977); (C) descontinuidades no *bedrock* (barreiras caracterizadas por heterogeneidades na forma de leito,

tais como fraturas, xistosidade, contatos, diques, etc.) que proporcionam pontos preferenciais para acúmulo de minerais pesados a partir da remoção dos leves por turbilhonamento de corrente; (D) sinuosidade dos canais ativos nas porções internas de suas curvas ou sinuosidade de barras de sistemas entrelaçados por meio da rápida queda de energia que promove a deposição (Smith & Beukes, 1983); (E) bases de canais de reativação (sucessão de canais do tipo *cut and fill*) que pode proporcionar deposição sequencial de elementos pesados de interesse; (F) regiões com grande gradiente local, com corredeiras e depressões que promovem turbilhonamento de fluxo que pode gerar concentrações pontuais; (G) gradiente do embasamento, em condições de pequena inclinação que favorecem o rápido aprisionamento de minerais pesados (Day & Fletcher, 1991) e (H) canais abandonados, promovidos pela migração lateral de formas de leito constituem regiões favoráveis à concentração devido à rápida diminuição da energia.

Segundo Nolasco *et al.* (2001), outros tipos de armadilhas fluviais podem ser atribuídas a cascalhos de fundo de canal, resultante da migração lateral de canais; lampeiros, áreas entre acamamentos rochosos, áreas de sumidouros e fraturas ao longo dos rios, que operam como filtros e retém material grosso, formando depósitos bem selecionados, ou ainda vales residuais suspensos em degraus escarpados que indicam registros da evolução do modelamento do relevo e também funcionam como trapas.

### **2.3. Geofísica Aplicada à Localização de *Placers***

*Placers* diamantíferos representam aproximadamente 20% da produção mundial de diamantes, no entanto, a maior parte destes diamantes possui um valor agregado maior que os recuperados nas fontes primárias, uma vez que sofreram processos de seleção e qualificação ao longo de todo percurso na bacia sedimentar até a sua deposição final. Um dos maiores depósitos de *placer* diamantífero do mundo se encontra no sudoeste do continente africano e abrange os países da Namíbia e África do Sul. São *placers* situados na região costeira e plataforma continental, explorados desde 1908 e já produziram mais de 75 milhões de quilates de diamantes de alta qualidade gemológica (Spaggiari *et al.*, 2006), com reservas estimadas em torno de 80 Mct.

A maioria de estudos de prospecção em sistemas fluviais se baseia em duas principais categorias: Observação direta de trincheiras rasas, afloramentos/áreas expostas ou levantamentos



geofísicos conduzidos em regiões secas e rasas de barras entrelaçadas de rios. Uma variedade de métodos de levantamentos geofísicos têm sido aplicados para caracterização de ambientes fluviais e fornecem descrição de diferentes feições e parâmetros físicos de significativa importância no mapeamento de camadas de interesse (Ianniruberto *et al.*, 2012).

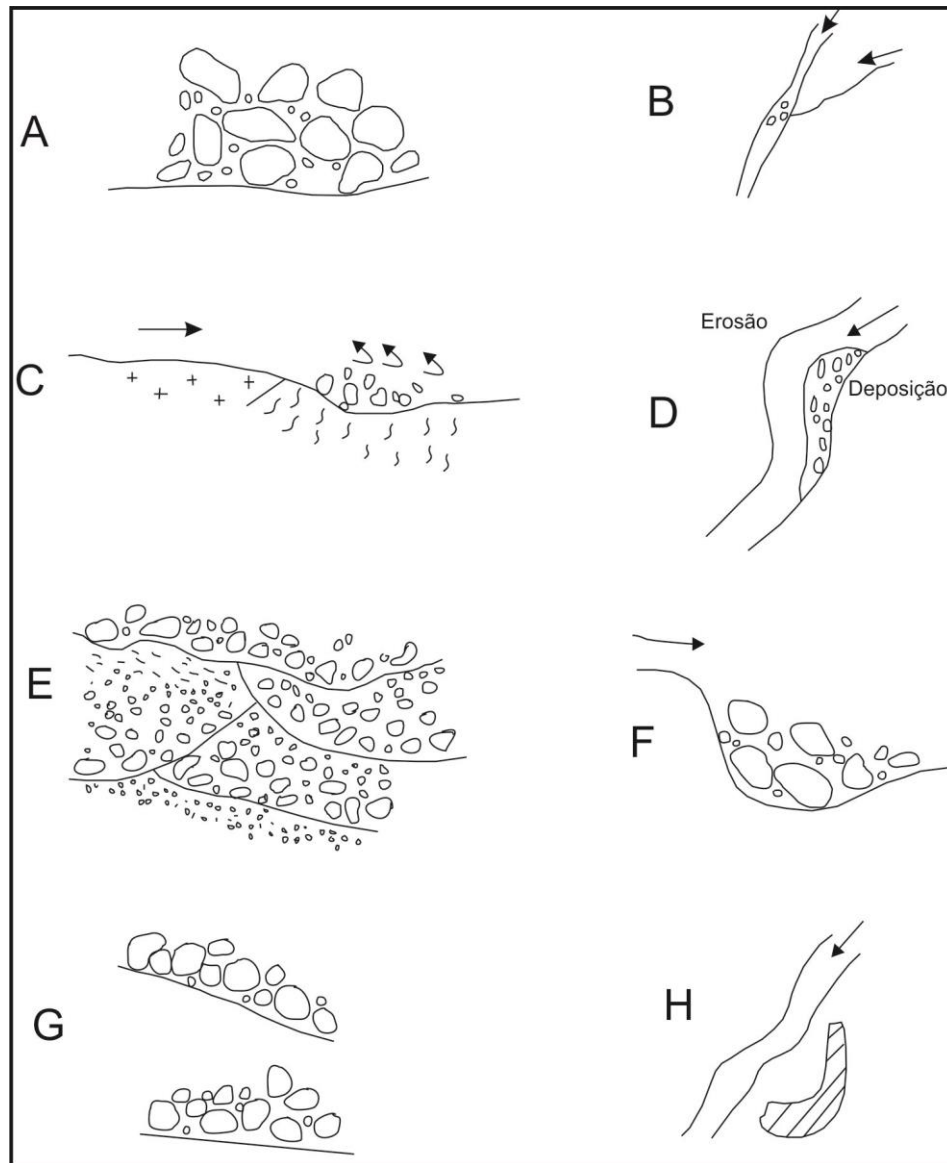


Figura 2.6: Processos favoráveis à geração de acumulações diamantíferas do tipo *placers* fluviais. Adaptado de Campos & Gonzaga (1999).

Baines *et al.*, (2002) mostrou a aplicação de tomografia elétrica para mapear a geometria de depósitos de cascalhos e canais de rios arenosos soterrados enquanto o método de GPR (*ground penetrating radar*) mostrou a estruturação interna do terraço aluvial. Por outro lado,

Hofmann *et al.*, (2006) e Novak & Bjorck, (2002) mostraram que o método sísmico é bem empregado no mapeamento de canais e apresentam resultados desses estudos aplicados à investigação de fácies sedimentares arquiteturais internos de forma satisfatória.

Diversos métodos geofísicos podem ser empregados para mapeamento de camadas relacionadas a depósitos do tipo *placer*. A integração de métodos geofísicos tem se tornado uma boa alternativa para o mapeamento dessas camadas *placers* de interesse, visto que cada método geofísico possui uma vantagem/desvantagem em relação ao outro, dependendo do tipo de equipamento, arranjo empregado e tipo de ambiente sedimentar.

Errey & Brabers, (2009) executaram campanha geofísica na África, República do Congo no rio Sankuru em uma região com concessão de prospecção diamantífera. Levantamento sísmico de reflexão e refração foram empregados, além de levantamento por eletrorresistividade com cabos aquáticos. A pesquisa mostrou que os dados de eletrorresistividade são mais eficientes para determinação de variações laterais faciológicas associadas a sítios diamantíferos e conseguem atingir maior penetração de sinal.

O sistema acústico empregado mostra dados com boa resolução espacial, porém com penetração limitada. A presença de cascalhos e *boulders* limita a penetração das ondas acústicas dificultando a passagem pelos meios e interfaces sedimentares.

## CAPÍTULO 3

### 3. MÉTODOS GEOFÍSICOS

A geofísica estuda o planeta Terra através da medição de suas propriedades físicas. Existem diversos tipos de métodos geofísicos, cada um relacionado à medida de uma propriedade física do nosso planeta ou consequência desta, tais como a velocidade de propagação e atenuação de ondas P e S, a eletrorresistividade, a polarização induzida, a radioatividade *gamma* natural, os campos gravitacional e magnético e o fluxo de calor. A medição de cada uma destas propriedades fornece informações valiosas sobre as características geológicas de uma determinada área de interesse (Ayres, 2000). A seguir será descrito cada método geofísico utilizado na pesquisa dos sítios potenciais à ocorrência de diamantes do rio Araguaia.

#### 3.1. Métodos Acústicos

Uma das ferramentas geofísicas mais importantes para o estudo de áreas submersas é baseado na propagação de ondas acústicas. Os principais métodos de investigação do fundo e sub-fundo marinho que utilizam a propagação de ondas acústicas são a sísmica, a sonografia e a batimetria. Estes sistemas de aquisição funcionam segundo o mesmo princípio: a emissão, transmissão, reflexão e espalhamento de ondas acústicas entre dois ou mais meios físicos de propriedades elásticas distintas (coluna d'água, camadas sedimentares, etc; Ayres, 2000).

O sensoriamento remoto acústico é um dos principais meios de investigação em áreas submersas, visto que os métodos de sensoriamento remoto convencionais, óticos e radar, são pouco eficientes devido à alta atenuação das ondas eletromagnéticas pela água. As ondas acústicas são geradas com facilidade, pouco absorvidas pela água e permite a realização de levantamentos nas regiões mais profundas dos oceanos assim como investiga camadas geológicas até alguns quilômetros abaixo do fundo submarino.

### 3.1.1. Propagação de Ondas Acústicas

A velocidade de propagação de ondas acústicas em um meio qualquer é função de suas constantes elásticas como módulo de Young (E), módulo de Poisson ( $\nu$ ), módulo de rigidez ( $\mu$ ) e módulo de compressão (k). Estas constantes variam de acordo com o material e relacionam a quantidade de deformação sofrida por um material em função da força exercida sobre ele. As velocidades de propagação das ondas P (ondas longitudinais) e S (ondas transversais) são definidas pelas equações 1 e 2 (Schön, 1996):

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad \text{(EQUAÇÃO 1)} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \text{(EQUAÇÃO 2)}$$

onde  $V_p$  é a velocidade da onda P,  $V_s$  é a velocidade da onda S,  $\rho$  é a densidade do meio em que a onda se propaga, k é o módulo de compressibilidade e  $\mu$  é a rigidez do material atravessado. Como o módulo de rigidez da água é igual à zero, as ondas do tipo S não conseguem se propagar nesse meio.

Em água rasas, as ondas acústicas se propagam com uma velocidade em torno de 1500 m/s. A variação da velocidade depende basicamente da salinidade e sofre influência da pressão e da temperatura. A velocidade de propagação nos sedimentos, por sua vez, depende basicamente de duas das constantes relacionadas acima, os módulos de compressão e rigidez. De acordo com Woods (1991), os fatores que controlam estes parâmetros em sedimentos são porosidade, pressão de confinamento, grau de saturação e temperatura. Os sedimentos submersos inconsolidados são materiais com mais de uma fase (sólida = grãos, líquida = fluido intersticial). Em alguns casos pode ocorrer a presença de gás biogênico ou mesmo ar fazendo com que o sedimento seja constituído por três fases. Por isso suas propriedades elásticas medidas são um valor resultante das propriedades elásticas de seus componentes, relativa sua presença e volume (Ayres, 2000).

Tao *et al.* (1995) mostrou que a propagação de ondas P em sedimentos submersos está ligada ao módulo de compressão do fluido intersticial. Este fato é claramente observado ao se comparar a velocidade de propagação em um sedimento saturado com água e outro com o mesmo conteúdo de sólidos, mas contendo gás. Devido ao módulo de compressão muito baixo

do gás quando comparado ao da água, a sua presença, mesmo em pequenas proporções, domina o módulo de compressão final do sistema, reduzindo a velocidade de propagação das ondas acústicas nos sedimentos.

A impedância acústica ( $I$ ) é definida como sendo o produto entre a velocidade do som ( $V$ ) e a densidade ( $\rho$ ) de um determinado meio. A velocidade do som em águas rasas é relativamente constante, pois suas propriedades variam pouco dadas a mesma temperatura e pressão. Por outro lado, a densidade dos sedimentos de fundo é função basicamente da mineralogia, da porosidade e do teor de água.

### **3.1.2. Interação das Ondas Acústicas com as Interfaces**

O coeficiente de reflexão é função da diferença de impedância acústica entre dois meios (neste caso a água e os sedimentos do fundo). Quanto maior for esta diferença, maior será a quantidade de energia refletida. Um sedimento mais compacto, menos poroso e com um teor de água menor será mais denso e refletirá uma quantidade maior de energia. Afloramentos rochosos também apresentam alta refletividade acústica (as mais altas).

Por outro lado, sedimentos porosos e saturados, com densidade pouco maior que a água serão pouco refletivos. É justamente esta variação nas propriedades de materiais que permite a aplicação dos métodos acústicos: quando uma frente de ondas se desloca e encontra uma interface entre dois meios físicos com propriedades elásticas diferentes parte da energia será transmitida para o segundo meio, parte será refletida de volta para cima e parte será absorvida. A quantidade de energia refletida e transmitida, assim como o grau de absorção é resultado de uma série de fatores que atuam simultaneamente e de maneira complexa. No entanto, é este eco que carrega as informações necessárias para interpretação da geologia do substrato investigado (Ayres, 2000). Este eco pode ser registrado a partir de sistemas como o sonar de varredura lateral e sistemas sísmicos, que podem ser aplicados à exploração mineral.

### **3.1.3. Sonografia**

A sonografia fornece informações sobre as características morfológicas e sedimentares do fundo dos rios. Ela mostra feições expressivas do relevo e a variação da distribuição superficial

dos sedimentos. Em certas condições, pode fornecer ainda informações sobre a ação de correntes sobre estes sedimentos. Os registros sonográficos são capazes de mostrar também a presença de objetos submersos, como barcos naufragados ou estruturas de engenharia. As imagens podem ser obtidas por meio de sensores acoplados ao barco como o sonar de varredura lateral (Figura 3.1).



**Figura 3.1:** Ilustração representativa da forma de aquisição por sonografia de fundo. Notar sonar de varredura lateral acoplado ao barco sendo rebocado na medida em que o levantamento geofísico se concretiza. Imagem adaptada de: [www.morb.com.br](http://www.morb.com.br).

O sonar de varredura lateral é um equipamento rebocado por uma embarcação que emite um feixe lateral de ondas acústicas e produz uma imagem acústica do fundo cujo resultado final em muito se assemelha a uma fotografia aérea. Os sistemas de sonares de varredura podem ser divididos em 2 grupos: a) rebocados próximo à superfície da água (*shallow-tow*) e, b) rebocados próximo ao fundo (*deep-tow*; Figura 3.2).

Os equipamentos do tipo *shallow-tow* operam em um intervalo de frequência mais baixo (6 a 12 kHz) e servem para mapeamentos em grande escala. Os sistemas *deep-tow* são menores, mais baratos e são utilizados por empresas privadas e agências governamentais. Estes sistemas operam em um intervalo de frequências entre 100 e 1600 kHz, dependendo do modelo, e possuem uma capacidade de varredura máxima da ordem de 2 mil metros (mil metros para cada

lado). São sistemas de maior resolução e usados para levantamentos ambientais e ligados a projeto de engenharia *offshore*.

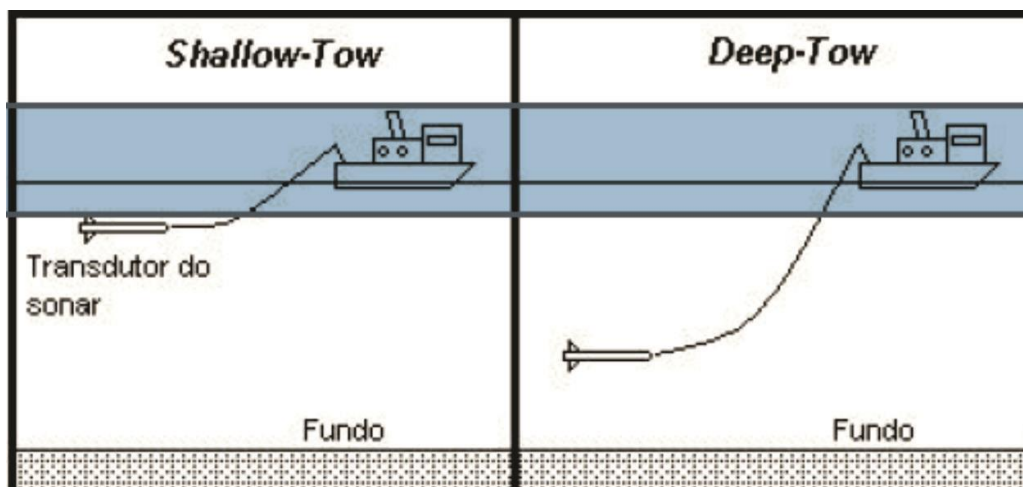


Figura 3.2: Métodos de aquisição por sonar de varredura lateral. Modificado de Ayres, 2000.

O tipo de equipamento a ser utilizado vai depender da escala do levantamento e do nível de resolução que se pretende. Quanto maior a definição desejada maior deve ser a frequência utilizada. No entanto, devido à atenuação do sinal pela água a faixa do fundo a ser estudada vai ser bem mais estreita. A imagem sonográfica é formada pelo eco do sinal emitido que retorna ao equipamento com intensidades distintas de acordo com uma série de fatores. Os principais são o tipo de sedimento do fundo, o ângulo de incidência, a micromorfologia do fundo e a atenuação das ondas acústicas (Blondel & Murton, 1997).

O ângulo de incidência é definido como o ângulo entre o feixe incidente e a tangente do fundo oceânico no ponto de incidência. Este ângulo depende da distância do transdutor em relação ao fundo e da inclinação do fundo. A quantidade de energia refletida é maior para os feixes mais internos e menor para os feixes mais externos. Como regra geral, a distância entre o fundo e o transdutor correspondente a aproximadamente 10% da varredura lateral. Se o fundo fosse inteiramente plano (em todas as escalas) a quantidade de energia refletida obedeceria unicamente à Lei de *Snell* e o ângulo de incidência seria igual ao ângulo de reflexão. Mas o fundo é irregular em microescala. Esta micro topografia é responsável pela dispersão de parte da energia acústica e localmente pelo aumento da energia refletida. Outro fator que influencia na energia refletida é associado à geomorfologia do fundo. Por exemplo, as cristas de ondas de

areia (Figura 3.3) de pequena escala causam um incremento da energia refletida em um flanco e grande dispersão em outro flanco.

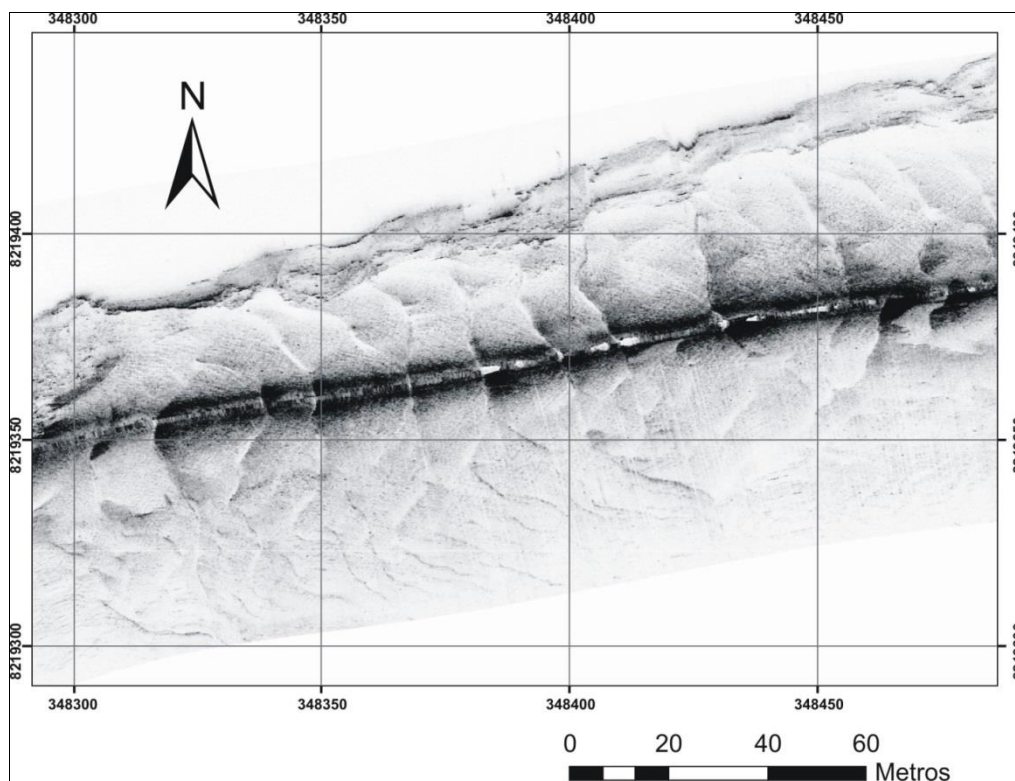


Figura 3.3: Exemplo de sonografia de fundo em campanha com sonar de varredura lateral realizada em março de 2010 no Rio Araguaia. A imagem mostra as macroformas do leito do rio, formadas por sistemas de dunas. Datum de Referência: WGS 1984. Sistema de Projeção: UTM Zona 22S. (Aquisição feita em alta frequência (500 kHz) e alcance lateral de varredura por canal de 50 m).

De maneira geral, quanto mais grosso for o sedimento maior será a quantidade de energia refletida. Assim sendo uma areia grossa refletirá mais energia do que um sedimento lamoso. Isso acontece porque a irregularidade e a área de incidência causada por grãos maiores possibilitam que a energia incidente em determinados pontos seja preferencialmente refletida. No entanto, o registro final é o resultado relativo das energias refletidas (Ayres, 2000).

O processamento de dados sonográficos envolve duas etapas básicas. A primeira consiste na digitalização das feições das margens. Esse processo informa ao sistema o par de coordenadas  $xy$  de cada trecho a partir de coordenadas sincronizadas do transdutor com o GPS utilizado no levantamento. Após esse procedimento deve-se prosseguir com correções de *layback*, ganhos e ajustes à melhor escala. A segunda etapa consiste na elaboração de mosaico das sonografias, feitas a partir de ordenamento dos registros acústicos.



O uso de sistemas de sonar de varredura lateral tem uma gama de aplicações bastante variada e tem se tornado ferramenta de pesquisa cada vez mais usada para investigações de áreas submersas. Segundo Souza (2006), o uso deste equipamento pode ser aplicado à arqueologia subaquática, busca de objetos naufragados, caracterização sedimentar, instalação de cabos e dutos submarinos, investigações ambientais, dentre outras.

Na indústria do petróleo é bastante eficiente na etapa de estudo e monitoramento de estruturas de engenharia, por meio de análises sedimentares (mapeamento de zonas de instabilidade) e reconhecimento geológico estrutural local. Investigações de cunho ambiental também são bastante aplicáveis ao uso do sonar de varredura lateral. Identificação e delimitação de áreas com formas de vida marinha são feitas de forma bastante eficiente, além de importante aplicação ao mapeamento de plumas de efluentes e áreas de reserva natural marinha (Simon *et al.*, 2007).

#### **3.1.4. Sísmica de Alta Resolução**

O método sísmico fornece dados sobre a disposição estrutural das camadas sedimentares em subsuperfície. Através de um registro sísmico é possível avaliar parâmetros como espessura de camadas, mergulho, presença de falhas, ocorrências de acumulações rasas de gás biogênico e deslizamentos subaquáticos.

A grande vantagem desse método acústico é o excelente custo benefício devido à alta taxa de aquisição de dados em um curto período de tempo. Os dados, após serem devidamente processados, fornecem valiosas informações sobre a área investigada e permite que campanhas de sondagem e amostragem sejam determinadas do modo mais eficiente, reduzindo os custos finais de projetos de pesquisa. Por esta razão, a sísmica de alta resolução vem sendo amplamente utilizada na exploração de recursos minerais em águas rasas e profundas (Ayres, 2000).

O método sísmico utiliza o fato de que ondas elásticas (também chamadas de ondas sísmicas) viajam com diferentes velocidades em diferentes tipos de materiais (Figura 3.4). Através da geração de ondas sísmicas, e observando-se o tempo de chegada destas ondas em diferentes pontos, é possível determinar o contraste de impedância acústica e localizar interfaces onde as ondas são refletidas e refratadas.

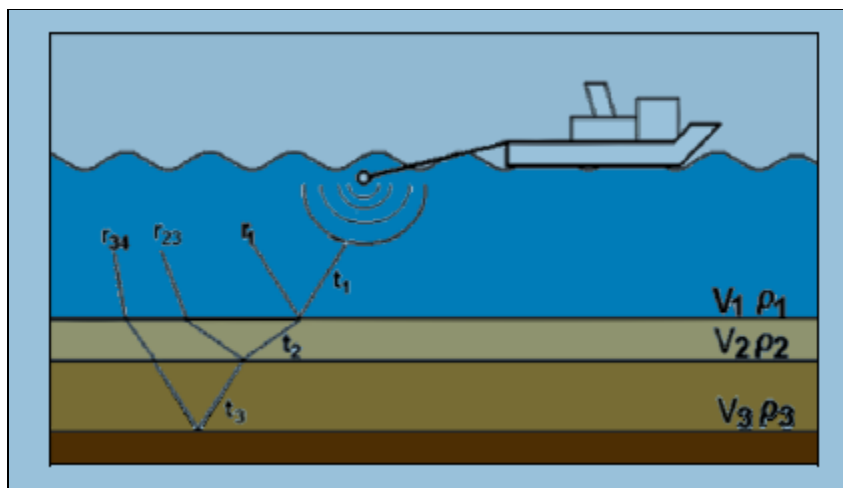


Figura 3.4: Esquema prático que mostra o funcionamento do método sísmico aquático de alta resolução (perfilador de subfundo). O transdutor acústico é adaptado ao barco e emite pulsos do tipo “chirp” que variam de acordo com a impedância acústica ( $Vn \cdot \rho n$ ) das camadas imediatamente abaixo do fundo. Adaptado de Ayres, 2000).

O sinal é refletido sempre que a onda sísmica encontra um material com impedância acústica diferente daquele onde está se propagando. A amplitude do sinal refletido é função de uma complexa interação entre diversos fatores. No entanto, uma simplificação desta relação é definida para ângulos de incidência normal à superfície refletora. Neste caso o coeficiente de reflexão ( $R$ ), definido como a razão entre a amplitude do sinal refletido e a amplitude da onda incidente é dado pela equação abaixo (Sharma, 1997):

$$R_c = \frac{A_r}{A_i} = \frac{(\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1)}{(\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1)} \quad \text{(EQUAÇÃO 3)}$$

Na equação 3,  $R_c$  é o coeficiente de reflexão,  $A_r$  a amplitude do sinal refletido,  $A_i$  a amplitude do sinal incidente,  $\rho$  a densidade do meio e  $V$  a velocidade de propagação do meio. Portanto o coeficiente de reflexão depende do contraste de impedância acústica (produto da velocidade pela densidade) entre dois meios físicos. Estas interfaces aparecem nos registros sísmicos como horizontes refletora ou simplesmente refletora sísmica. De uma maneira geral cada refletor pode representar uma camada geológica.

Existem vários tipos de fontes sísmicas utilizadas na investigação de ambientes submersos, cada uma emitindo um sinal dentro de um determinado espectro de frequência e com uma assinatura característica conforme o tipo de aplicação desejada. Por isso cada tipo de fonte é

utilizado para uma finalidade. De uma maneira geral quanto mais alta for a frequência de uma fonte sísmica maior será a sua atenuação e, por conseguinte menor sua capacidade de penetração.

A fonte sísmica de um sistema *sparker* utiliza uma bolha de ar como fonte do sinal acústico. O *sparker* é constituído por uma série de centelhadores que ao receberem uma corrente elétrica de alta voltagem geram uma descarga elétrica dentro da água. Esta descarga elétrica ioniza as moléculas de água criando uma bolha que ao colapsar devido à pressão hidrostática exercida pela água ao redor gera um sinal acústico característico.

O sistema *boomer* também é um sistema elétrico como o *sparker*, mas utiliza outra forma de geração de sinal. O *boomer* consiste em um sistema de bobinas que ao receberem uma corrente elétrica de alta voltagem geram um campo magnético que irá impulsionar uma placa coberta por uma membrana de borracha. O deslocamento brusco desta membrana, semelhante à batida de um tambor, gera o sinal acústico com melhor definição do que o sinal gerado pelo *sparker*.

O tipo de fonte utilizada na pesquisa do rio Araguaia – ressonante – utiliza as propriedades piezo-elétricas de alguns cristais para geração do sinal acústico. Diferentemente desses outros sistemas sísmicos, que necessitam de um receptor (hidrofonos), as fontes ressonantes são ao mesmo tempo emissores e receptores do sinal sísmico. As principais características destas fontes são a melhor repetibilidade do sinal emitido e a baixa potência necessária para geração dos sinais. São equipamentos mais simples e compactos permitindo a operação em embarcações de pequeno porte. A capacidade de penetração da onda desse tipo de fonte pode chegar a 50 metros dependendo do tipo de sedimento (Ayres, 2000).

O processamento de dados sísmicos é realizado basicamente em três etapas. A primeira consiste na melhora da aparência dos perfis sísmicos por meio de regulagem de ganhos e correções *gamma* dos sinais do sensor. Filtros de comprimento de onda são inseridos ao programa, para melhor ajuste do sinal na tentativa de eliminar ruídos não interessantes e facilitar a etapa de interpretação dos dados, na identificação de possíveis refletores.

A segunda etapa é relacionada à determinação da lâmina d'água e offset do sensor em relação ao GPS. Procede-se com a digitalização do fundo do leito do rio através da ferramenta *pick*. Esta operação define ao *software* qual a profundidade do leito do rio (define a lâmina d'água), que somado à opção *layback* corrige com maior exatidão o *offset* e profundidade do sensor em relação ao GPS.

A terceira etapa de processamento dos dados refere-se à aparência final dos registros acústicos para exportação dos perfis sísmicos no formato desejado. Utiliza-se a ferramenta “*time cut*” para eliminar quaisquer ruídos sobressalentes que margeiam a lâmina d’água e a opção “*muting*” para definir até qual intervalo em milissegundos o perfil deve ser exibido. Com isso, basta exportar a imagem e realizar as devidas interpretações.

### **3.2. Método Elétrico**

O método da eletrorresistividade é um dos principais métodos geofísicos para o estudo das estruturas geológicas da parte rasa da crosta. Está inserido nos métodos geoeletricos, cuja fundamentação é baseada nos campos elétricos e eletromagnéticos (Braga, 1997).

De acordo com Orellana (1972), a eletrorresistividade, assim com os outros métodos geoeletricos (polarização induzida e potencial espontâneo), teve início no século XVIII com a descoberta da resistividade dos materiais geológicos por Gray e Wheller. Entretanto, o seu desenvolvimento para aplicações em grande escala é datado no início da década de 70 devido ao avanço da informática que possibilitou o aprimoramento de *softwares* para processar e analisar os dados em grande escala (Reynolds, 1997).

A eletrorresistividade é usada no estudo de discontinuidades verticais e horizontais, bem como para detecção de corpos anômalos em três dimensões. Tem vasta aplicação nas áreas de mineração, engenharia, hidrogeologia e geofísica ambiental para investigar a geologia de subsuperfície rasa. Os métodos elétricos utilizam correntes diretas ou correntes alternadas de baixa frequência para investigar as propriedades elétricas de subsuperfície, em contraste com os métodos eletromagnéticos, os quais utilizam campos eletromagnéticos alternados de frequência mais alta para esse fim (Kearey *et al*, 2009).

#### **3.2.1. Eletrorresistividade**

No método da eletrorresistividade, correntes elétricas artificialmente geradas são introduzidas no solo, e as diferenças de potencial resultantes são medidas na superfície. Os desvios do padrão de diferenças de potencial esperado do solo homogêneo fornecem informações sobre a forma e as propriedades elétricas das heterogeneidades de subsuperfície.

A resistividade de um material (Figura 3.5) é definida como a resistência em ohms entre as faces opostas de um cubo unitário do material. Para um cilindro condutor de resistência “R”, comprimento “L”, e área de seção transversal “A”, a resistividade pode ser dada pela equação 4.

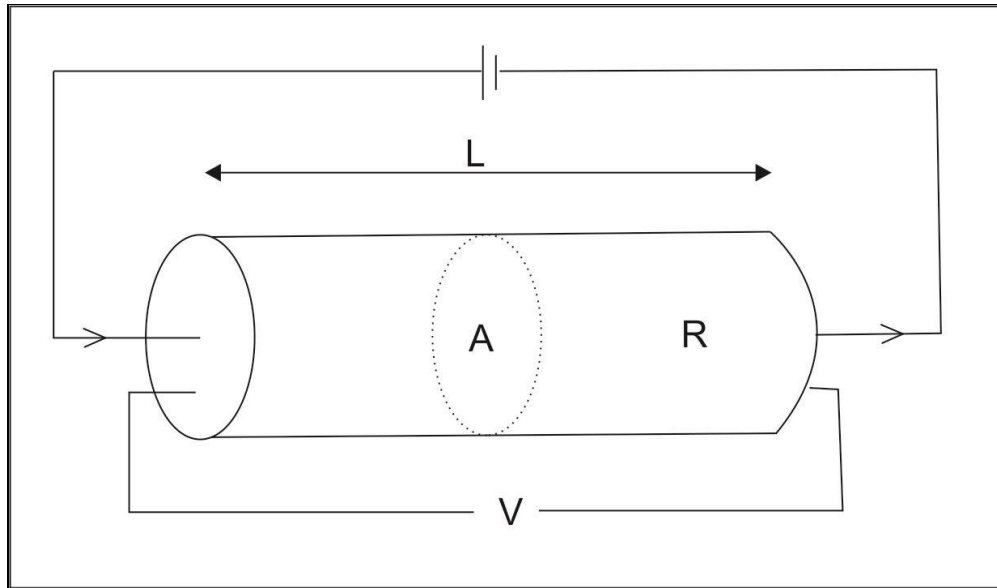


Figura 3.5: Modelo de cilindro condutor relativo aos parâmetros utilizados na definição da eletroresistividade. Desta forma, a resistividade  $\rho$  [ohm.m] dada pela equação 4 é função do comprimento L [metro] da aresta, área da seção A [metro<sup>2</sup>] e a resistência R [ohm].

$$\rho = \delta R \cdot \frac{\delta A}{\delta L} \quad \text{(EQUAÇÃO 4)}$$

A medida da resistividade é uma propriedade física bastante variável. Metais nativos e grafite são capazes de conduzir a eletricidade via passagem de elétrons. No entanto, a maior parte dos constituintes das rochas é, entretanto, isolante e a corrente elétrica é conduzida através do meio principalmente pela passagem dos íons nos poros (processo eletrolítico).

Desta forma, a maioria das rochas conduz mais eletricidade por processos eletrolíticos do que por processos eletrônicos. Segue-se que a porosidade é o principal controle da resistividade das rochas e que a resistividade tende a aumentar com a diminuição da porosidade. Entretanto, mesmo rochas cristalinas com porosidade intergranular insignificante são condutoras ao longo de fraturas e fissuras. (Kearey *et al*, 2009). A Figura 3.6 apresenta o intervalo de resistividade esperado para alguns tipos de rochas.

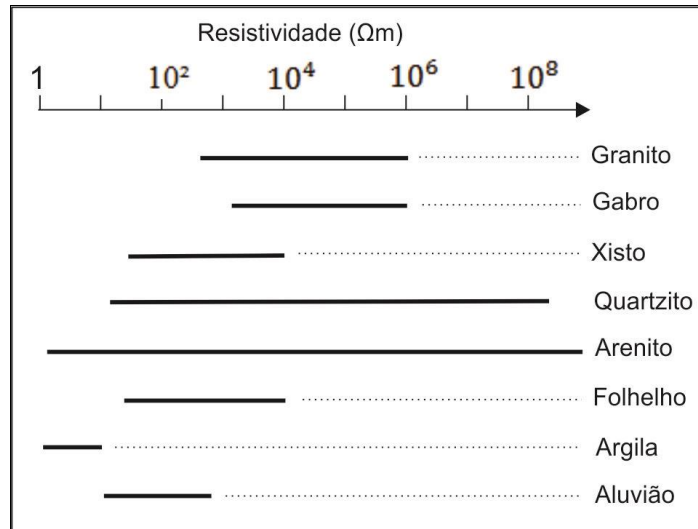


Figura 3.6: Tabela com intervalo aproximado de valores de resistividade dos tipos comuns de rocha. Adaptado de Kearey *et al.*, (2009).

É evidente que há considerável superposição entre diferentes tipos de rochas e, conseqüentemente, a identificação de um determinado tipo de rocha não é possível somente com base nos dados de resistividade. Estritamente, a equação 4 é associada à condução eletrônica, mas pode ainda ser utilizada para descrever a resistividade efetiva de uma rocha (resistividade da rocha e da água contida nos poros). Esse parâmetro também pode ser expresso em termos da resistividade e do volume de água presente nos poros, de acordo com a fórmula empírica proposta por Archie (1942) – equação 5:

$$\rho = a \cdot \varphi^{-b} \cdot f^{-c} \cdot \rho_w \quad \text{(EQUAÇÃO 5)}$$

onde “ $\varphi$ ” indica a porosidade, “ $f$ ” a fração de poros contendo água de resistividade “ $\rho_w$ ” e “ $a$ ”, “ $b$ ” e “ $c$ ” constantes empíricas.  $\rho_w$  pode variar consideravelmente de acordo com as quantidades e condutividades dos materiais dissolvidos.

### 3.2.2. Fluxo de Corrente no Solo

Considerando o elemento de material homogêneo mostrado na figura 3.5, uma corrente “ $I$ ” é passada através do cilindro causando uma queda de potencial  $-\delta V$  entre as extremidades do

elemento. A lei de Ohm relaciona a corrente, a diferença de potencial e a resistência de forma que  $-\delta V = \delta R \cdot I$ , e da equação 4,  $\delta R = \rho \frac{\delta L}{\delta A}$ . Substituindo:

$$\frac{\delta L}{\delta V} = \frac{\rho I}{\delta A} = -\rho \cdot i \quad \text{(EQUAÇÃO 6)}$$

onde  $\frac{\delta V}{\delta L}$  representa o gradiente de potencial através do elemento (em volt/m) e “i” a intensidade de corrente (em A/m<sup>2</sup>). Em geral, a densidade de corrente em qualquer direção, dentro de um material é dada pela derivada parcial negativa do potencial naquela direção, dividido pela resistividade.

Considerando um eletrodo de corrente na superfície de um meio de resistividade uniforme “ $\rho$ ” (Figura 3.7), o circuito é completado por um sumidouro de corrente a uma grande distância do eletrodo.

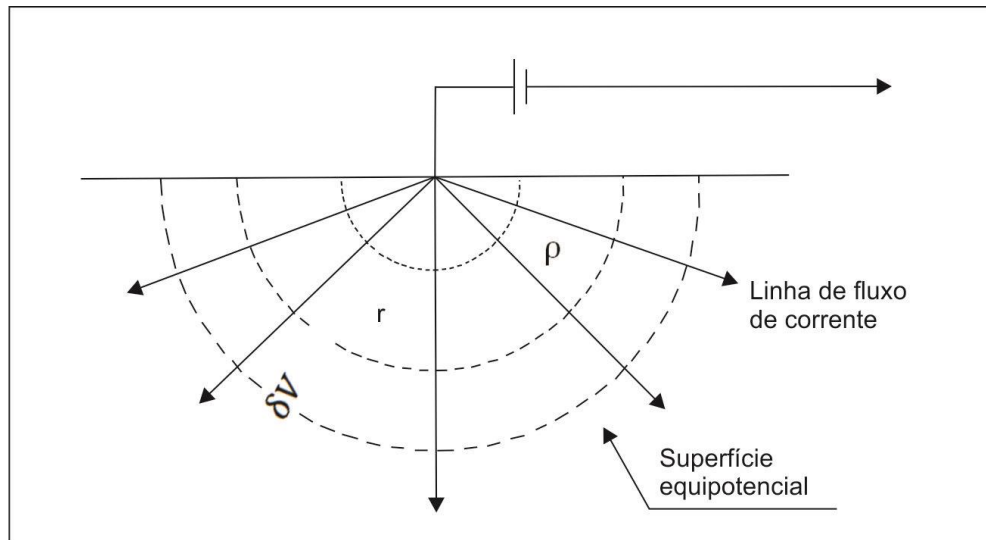


Figura 3.7: Modelo de fluxo de corrente de um único eletrodo na superfície. Adaptado de Kearey *et al.*, (2009).

A corrente flui radialmente a partir do eletrodo, de forma que a distribuição de corrente seja uniforme sobre as cascas hemisféricas centradas na fonte. Na distância “r” do eletrodo, a casca tem uma área superficial de  $2\pi r^2$  e, assim, a densidade de corrente é dada por:

$$i = \frac{I}{2\pi r^2} \quad \text{(EQUAÇÃO 7)}$$

Da equação 6, o gradiente de potencial associado a essa corrente é:

$$\frac{\partial V}{\partial r} = -\rho \cdot i = -\frac{\rho I}{2\pi r^2} \quad \text{(EQUAÇÃO 8)}$$

O potencial “Vr” à distância “r” é, então, obtido pela integração:

$$Vr = \int \partial V = - \int_R^\infty \rho \cdot I \cdot \frac{\partial r}{2\pi r^2} = \rho \cdot \frac{I}{2\pi r^2} \quad \text{(EQUAÇÃO 9)}$$

Esta última equação permite o cálculo do potencial em qualquer ponto ou abaixo da superfície de um semiespaço homogêneo. As cascas hemisféricas exemplificadas na figura 3.7 marcam superfície de voltagem constante e são chamadas de superfícies equipotenciais.

Considerando o modelo anterior com a adição de mais uma fonte de corrente (Figura 3.8), é estabelecido que há dois eletrodos de potencial no centro (M e N) e dois eletrodos de corrente nas extremidades (A e B). O potencial Vp em um ponto no solo é igual à soma da voltagem dos eletrodos, assim Vp = Va + Vb, onde Va e Vb são os potenciais decorrentes dos eletrodos A e B, respectivamente.

Desta forma, o potencial nos eletrodos “M” e “N” pode ser expresso por:

$$Vm = \rho \cdot \frac{I}{2\pi} \left[ \frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] \quad \text{(EQUAÇÃO 9)}; \quad Vn = \rho \cdot \frac{I}{2\pi} \left[ \frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \quad \text{(EQUAÇÃO 10)}$$

Aplicando-se a diferença dos potenciais tem-se:

$$\delta V = Vm - Vn = \rho \cdot \frac{I}{2\pi} \left\{ \left[ \frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[ \frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\} \quad \text{(EQUAÇÃO 11)}$$



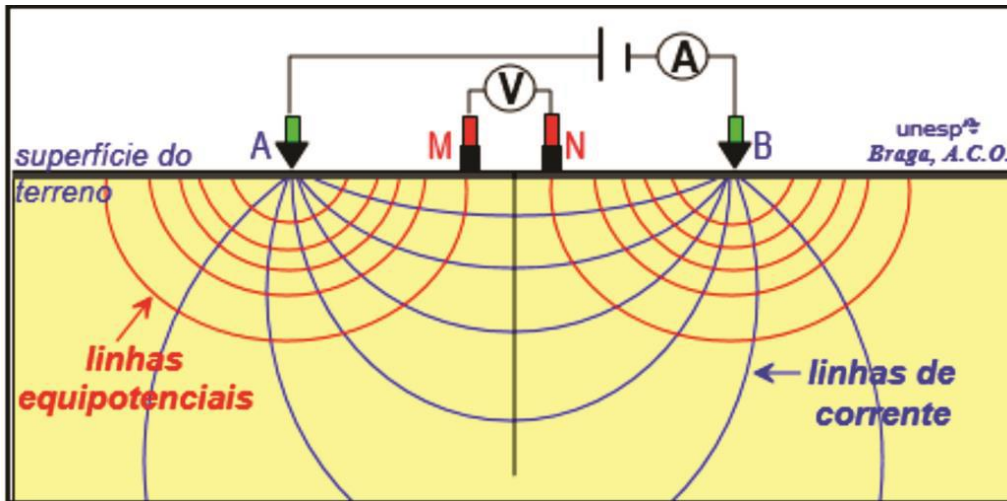


Figura 3.8: Modelo proposto para duas fontes de corrente, a partir do espaçamento dos eletrodos. Adaptado de Braga, (2007).

Formulando-se a equação em termos da resistividade:

$$\rho = \frac{2\pi\delta Vmn}{I} \left\{ \left[ \frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[ \frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\} \quad \text{(EQUAÇÃO 12)}$$

A resistividade obtida na equação 12 equivale a uma resistividade aparente ( $\rho_a$ ), visto que o meio geológico é heterogêneo, anisotrópico e irregular. Assim sendo, a resistividade medida é uma média das resistividades por onde a corrente passou. A condutividade também é afetada pela configuração geométrica dos eletrodos, isto é, a posição relativa entre eles. Isso é definido como coeficiente geométrico (K). Diferentes coeficientes geométricos estão relacionados a diferentes arranjos de eletrodos. Assim, reorganizando a equação 12 obtêm-se:

$$\rho_a = \frac{\delta Vmn}{I} \cdot K$$

Desta forma, o fator K pode ser escrito como:

$$K = \frac{2\pi}{\left[ \frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[ \frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right]} \quad \text{(EQUAÇÃO 13)}$$

### 3.2.3. Técnicas de Aquisição de Dados

A aquisição de dados de eletrorresistividade pode ser agrupada em três principais categorias (Figura 3.9): A sondagem elétrica vertical (SEV), caminhamento elétrico (CE) e perfilagem elétrica de poços (PERF).

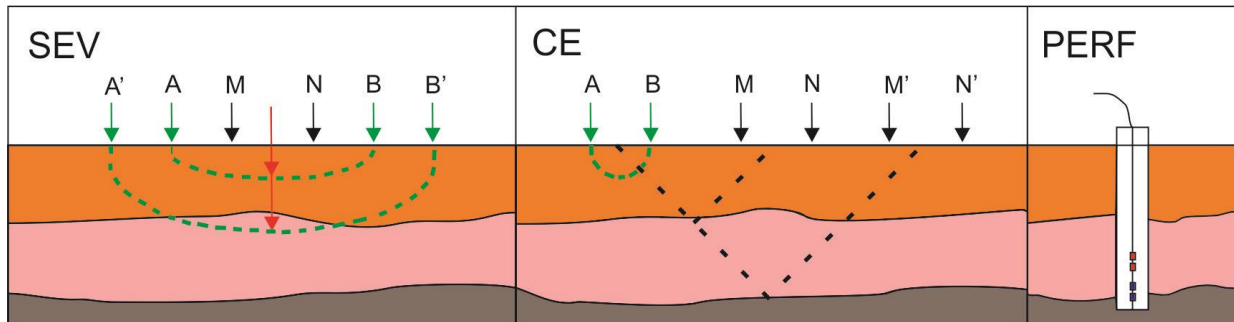


Figura 3.9: Principais técnicas de aquisição do método de eletrorresistividade. Adaptado de Braga, (2007).

A aquisição por SEV, também conhecida com sonda de expansão, é usada no estudo de interfaces horizontais ou quase horizontais. A corrente e os eletrodos de potencial são mantidos no mesmo espaçamento relativo e o arranjo todo é progressivamente expandido ao redor de um ponto fixo central. Conseqüentemente, as leituras são obtidas enquanto as correntes atingem progressivamente maiores profundidades (Kearey *et al.*, 2009). O emprego dessa técnica é realizado geralmente quando se necessita de maior resolução vertical de investigação. O CE é usado para investigações laterais de uma ou várias profundidades determinadas. Os resultados de uma série de caminhamentos com espaçamento de eletrodos fixo pode ser utilizado na elaboração de mapas de contorno de resistividade. A PERF é utilizada no interior de furos de sondagem, neste caso mede-se diretamente a resistividade da rocha.

Todos os levantamentos feitos para este trabalho foram adquiridos com a técnica CE. Inicialmente foram desenvolvidos dois arranjos: Schlumberger e Wenner. Os outros arranjos são derivações destes com o intuito de aumentar resolução ou diminuir o tempo de aquisição. Dentre estes arranjos, destacam-se para este estudo: Wenner, dipolo – dipolo e Wenner – Schlumberger.

O arranjo Wenner é dividido em três configurações: Alfa, beta e gama. Todos os eletrodos nos arranjos Wenner são separados pela mesma distância “x”. O Wenner alfa é caracterizado por dois eletrodos de corrente nas extremidades e dois de potencial no centro. O beta possui os dois primeiros eletrodos como de corrente e os seguintes como potencial. O

arranjo Wenner gama possui os eletrodos de corrente e potencial intercalados. Realizado a medida, os eletrodos são espaçados por uma distância “n” vezes “x”,  $n \in \mathbb{N}$ , para medir outro ponto no mesmo nível de investigação. Com o objetivo de investigar outra profundidade, aumenta-se o espaçamento entre eletodos.

O arranjo Wenner – Schlumberger consiste em dois eletrodos de corrente nas extremidades e os de potencial ao centro. Os eletrodos de potencial são espaçados por “x”. A distância entre os eletrodos de corrente e o de potencial seguinte é igual a “n” vezes x,  $n \in \mathbb{N}$ .

O arranjo Dipolo-Dipolo é caracterizado pelos dois primeiros eletrodos espaçados por uma distância “x”, e os dois eletrodos de potencial separados pela mesma distância. Os eletrodos de corrente e potencial são espaçados por “n” vezes “x”,  $n \in \mathbb{N}$ , onde n equivale ao nível de investigação.

O processamento de sinais de eletrorresistividade envolve adição de filtros e modelagem dos sinais. A modelagem direta consiste na obtenção de seções de eletrorresistividade esperadas com base na entrada de condições de contorno como geometria e resistividade aproximada das camadas sedimentares. Conforme Annan (1992) e Daniels (1996) os valores de resistividade da água, silte saturado, areia saturada, cascalho saturado e arenito são, 40, 80, 100, 10.000.000, 100.000 ohm.m, respectivamente. Assim, foi utilizado o software Res2dmod para o cálculo do modelo esperado de acordo com as condições de contorno descritas anteriormente.

Após etapa de modelagem direta, a organização, redução e ajuste dos dados foi realizada no software Prosys II, da *Iris Instruments*. Nesta etapa, verifica-se a consistência dos dados por meio da análise de ruído, que consiste em analisar as curvas de potencial e resistividade nível a nível, insere-se a batimetria, e filtram-se valores que não condizem com o modelo geológico. Procede-se com inversão dos dados no software RES2DINV, da Geotomo. A rotina usada pelo programa baseia-se no método contraste de suavização dos mínimos quadrados (Degroot-Heldin e Constable 1990, Sasaki, 1992).

A partir dos dados observados em campo, calcula-se a resistividade aparente que seria medida por um levantamento na área. Neste trabalho, usou-se o método “Elemento – Finito”, que gera uma malha ajustando os valores das células por meio da triangulação de primeira ordem dos elementos. Os cálculos de profundidade dos níveis de investigação são baseados no método de Edwards (1997). Como a maioria dos métodos de otimização, busca-se alcançar o menor erro entre diferença do modelo medido e o modelo calculado, isto é expresso pela soma dos erros ao

quadrado, denominado erro médio quadrático (RMS). Neste estudo, usou-se o método Quasi – Newton que calcula as derivadas parciais da matriz jacobiana apenas para as 2 primeiras iterações, sendo que as iterações subsequentes são estimadas. Como a densidade de pontos deste trabalho foi alta, aplicou-se esse método, visto que diminui o tempo de inversão e produz resultados com menos de 5% de diferença da metodologia padrão (Locke, 2010).

### **3.3. Método Magnético**

A origem da palavra magnetismo está ligada ao nome de uma antiga cidade Turca chamada Magnésia, rica em minério de ferro. O nome magnetismo surgiu na antiguidade devido às propriedades que algumas rochas tinham de atrair fragmentos de ferro, muito possivelmente devido ao seu conteúdo em magnetita, um dos minerais responsáveis por esse fenômeno (Rezende, 2004). Na época, o fenômeno não era compreendido e, por isso, foi ligado a forças sobrenaturais.

Em 1600, William Gilbert publicou “De Magnete”, trabalho que trata das propriedades do ímã e do magnetismo, do campo magnético terrestre e trata a Terra como um grande ímã com seus polos magnéticos próximos aos polos de seu eixo de rotação. O magnetismo, contudo, já era usado para a prospecção no final do século XVI (Luiz e Silva, 1995). Seu uso de forma sistemática só aparece, no entanto, no século XX.

O Método Magnético ou Magnetometria é um dos métodos mais utilizados na prospecção, devido ao baixo custo e rapidez. É possível realizar medidas nos ambientes mais adversos como lugares alagados, impregnados de raízes, desnivelados ou cobertos por gelo. As medidas podem ser obtidas em levantamentos aéreos e marinhos para cobrir grandes áreas, ou de forma minuciosa, em levantamentos terrestres em áreas menores. Sua aplicação é vasta como: prospecção mineral, petróleo, mapeamento geológico, arqueologia, etc.

O objetivo de um levantamento magnético é investigar a geologia com base nas anomalias do campo magnético da Terra resultantes das propriedades magnéticas das rochas e constituintes em subsuperfície. Embora a maior parte dos minerais formadores das rochas não seja magnética, certos tipos de rochas possuem minerais magnéticos o suficiente para produzir anomalias magnéticas significativas.

### 3.3.1. Princípios do Método Magnético

Nas vizinhanças de uma barra magnética desenvolve-se um campo magnético que flui de uma extremidade do magneto para a outra (Figura 3.10). Esses pontos dentro do magneto para onde o fluxo converge são conhecidos como polo do magneto. A força existente entre dois polos magnéticos pode ser dada pela equação 14.

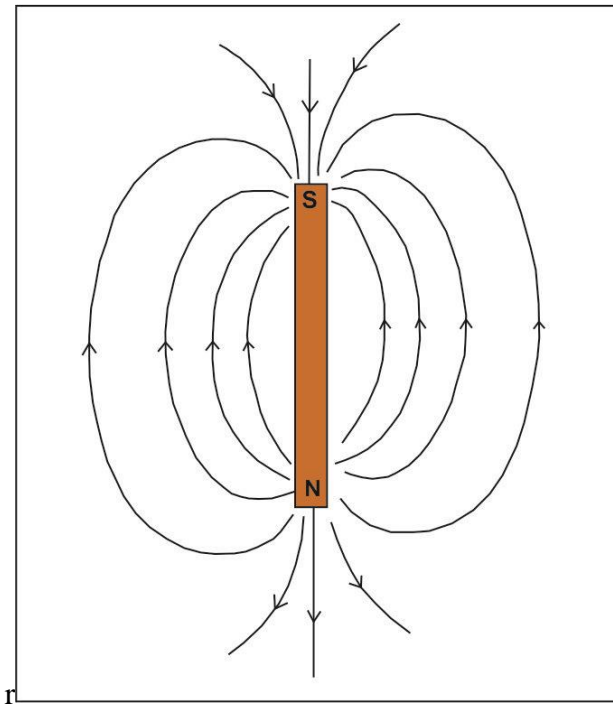


Figura 3.10: Fluxo magnético imaginário ao redor de uma barra magnética. Adaptado de Kearey *et al.*, (2009).

$$F = \mu_0 \cdot m_1 \cdot \frac{m_2}{4\pi\mu_r \cdot r^2} \quad \text{(EQUAÇÃO 14)}$$

onde  $\mu_0$  e  $\mu_r$  são constantes relacionadas à permeabilidade magnética no vácuo e permeabilidade magnética relativa do meio que separa os dois polos.

O campo magnético  $B$  em razão de um polo de intensidade  $m$  a uma distância  $r$  do polo é definido como a força exercida sobre uma unidade de polo positiva naquele ponto (equação 15).

$$B = \mu_0 \cdot \frac{m}{4\pi\mu_r \cdot r^2} \quad \text{(EQUAÇÃO 15)}$$

Os campos magnéticos podem ser definidos em termos de potenciais magnéticos, de um modo semelhante aos campos gravitacionais. Para um único polo de intensidade  $m$ , o potencial magnético  $V$  a uma distância  $r$  do polo é dado por:

$$V = \mu_0 \cdot \frac{m}{4\pi\mu r} \quad \text{(EQUAÇÃO 16)}$$

A componente do campo magnético em qualquer direção é, então, dada pela derivada parcial do potencial naquela direção. No sistema internacional (SI) de unidades, os parâmetros magnéticos são definidos em termos do fluxo de corrente elétrica. Se uma corrente passa através de uma bobina composta por várias espiras, um fluxo magnético gerado por uma força de magnetização  $H$  flui através e ao redor do anel da bobina. A magnitude  $H$  é proporcional ao número de espiras da bobina e à intensidade de corrente, e inversamente proporcional ao comprimento do fio da bobina, de forma que  $H$  é expresso em termos  $A \cdot n^{-1}$

A densidade do fluxo magnético, medida sobre uma área perpendicular à direção de fluxo, é conhecida como indução magnética ou campo magnético  $B$  da bobina.  $B$  é proporcional a  $H$  e a constante de proporcionalidade é conhecida como permeabilidade magnética. A lei de indução de Lenz relaciona a taxa de variação do fluxo magnético em um circuito à tensão a ele associada, de forma que  $B$  é expresso em  $V \cdot s \cdot m^{-2}$  (Weber -  $Wb \cdot m^{-2}$ ). Essa unidade é designada como Tesla. A permeabilidade consequentemente pode ser expressa como  $Wb \cdot A^{-1} \cdot m^{-1}$  ou Henry (H). A unidade C.G.S. de intensidade do campo magnético é o Gauss (G) numericamente equivalente a  $10^{-4}$  T (Kearey *et al.*, 2009).

Magnetos comuns exibem par de polos e são, portanto, chamados de dipolos. O momento magnético  $M$  de um dipolo com polos de intensidade  $m$  separados por uma distância  $l$  é dado por:

$$M = m \cdot l \quad \text{(EQUAÇÃO 17)}$$

O momento magnético de uma bobina submetida a uma corrente é proporcional ao número de voltas (espiras) na bobina, à sua área transversal e à magnitude da corrente, de forma que o momento magnético é expresso em  $A \cdot m^2$ .

Ao submeter um material a um dado campo magnético, este pode magnetizar-se em na direção do campo. Essa propriedade é conhecida como magnetização induzida ou polarização magnética e resulta do alinhamento dos dipolos elementares dentro do material na direção do campo. A intensidade da magnetização induzida  $J_i$  de um material é definida como momento dipolar por unidade de volume do material:

$$J_i = \frac{M}{LA} \quad (\text{EQUAÇÃO 18})$$

onde  $M$  é o momento magnético de uma amostra de comprimento  $L$  e seção transversal de área  $A$ .  $J_i$  é, conseqüentemente, expressa em  $A.m^{-1}$ .

A intensidade induzida de magnetização é proporcional à intensidade da força de magnetização  $H$  do campo induzido:

$$J_i = k.H \quad (\text{EQUAÇÃO 19})$$

onde  $k$  é a susceptibilidade magnética do material.  $J_i$  e  $H$  são ambas medidas em  $A.m^{-1}$  e portanto são adimensionais no SI e no C.G.S.

Ao inserir um material magnético no campo magnético da Terra, a magnetização resultante gera um campo adicional na região ocupada por esse material, cuja intensidade é dada por  $\mu_0 J_i$ . Dentro do corpo, o campo magnético total ou indução magnética  $B$  é dado por  $B = \mu_0 H + \mu_0 J_i$ . Substituindo a equação 19, tem-se:

$$B = \mu_0.H + \mu_0.kH = (1 + k)\mu_0.H = \mu_r.\mu_0.H \quad (\text{EQUAÇÃO 20})$$

onde  $\mu_r$  é uma constante adimensional conhecida como permeabilidade magnética relativa. A permeabilidade magnética  $\mu$  é o produto da permeabilidade relativa pela permeabilidade no vácuo.

### 3.3.2. Magnetismo das Rochas

Os minerais formadores de rochas mais comuns exibem uma susceptibilidade magnética muito baixa, e as rochas devem seu caráter magnético à proporção geralmente baixa de minerais magnéticos que contém. Dois grupos geoquímicos podem ser associados na geração de tais minerais: O grupo ferro-titânio-oxigênio, que possui uma série de soluções sólidas de minerais magnéticos que vai da magnetita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) ao ulvoespínélio ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ); grupo ferro-enxofre com o relativo mineral magnético pirrotita ( $\text{FeS}_{1+x}$ , com  $0 < x < 0,15$ ), cuja susceptibilidade magnética é dependente da sua composição.

O mineral magnético mais comum é a magnetita. Embora o tamanho e a forma dos grãos altere o comportamento magnético em uma rocha, é razoável classificar seu comportamento magnético de acordo com seu conteúdo global de magnetita (Figura 3.11).

As rochas ígneas básicas são, em geral, altamente magnéticas em razão de seu conteúdo relativamente alto em magnetita. A proporção de magnetita em rochas ígneas tende a diminuir com o aumento da acidez, de modo que as rochas ácidas, embora variáveis no seu comportamento magnético, são geralmente menos magnéticas que as básicas. As rochas metamórficas são também variáveis em seu caráter magnético. Se a pressão parcial do oxigênio for relativamente baixa, a magnetita é reabsorvida e o ferro e oxigênio são incorporados em outras fases minerais com o aumento do grau do metamorfismo. Por outro lado, a pressão parcial do oxigênio alta pode resultar na formação de magnetita como mineral acessório em reações metamórficas.

Em geral, o conteúdo de magnetita e, portanto, a susceptibilidade das rochas é extremamente variável e pode haver considerável sobreposição entre diferentes tipos de rochas, não sendo possível identificar qual tipo exato de rocha apenas com dados magnéticos. Entretanto, rochas sedimentares são tipicamente não magnéticas, a menos que contenham quantidade significativa de magnetita na fração de minerais pesados. Onde anomalias magnéticas são observadas sobre áreas cobertas por sedimentos, elas são geralmente causadas por um embasamento ígneo ou metamórfico, ou por intrusões nos sedimentos.

Causas comuns de anomalias magnéticas incluem diques, *sills*, fluxo de lavas falhadas, dobradas ou truncadas, intrusões de maciços básicos, embasamentos de rochas metamórficas e corpos de minério de magnetita. As anomalias magnéticas variam, em amplitude, de umas



poucas dezenas de nT sobre embasamentos metamórficos profundos, a várias centenas de nT sobre intrusões básicas, e podem atingir uma amplitude de vários milhares de nT sobre depósitos de magnetita (Kearey *et al.*, 2009).

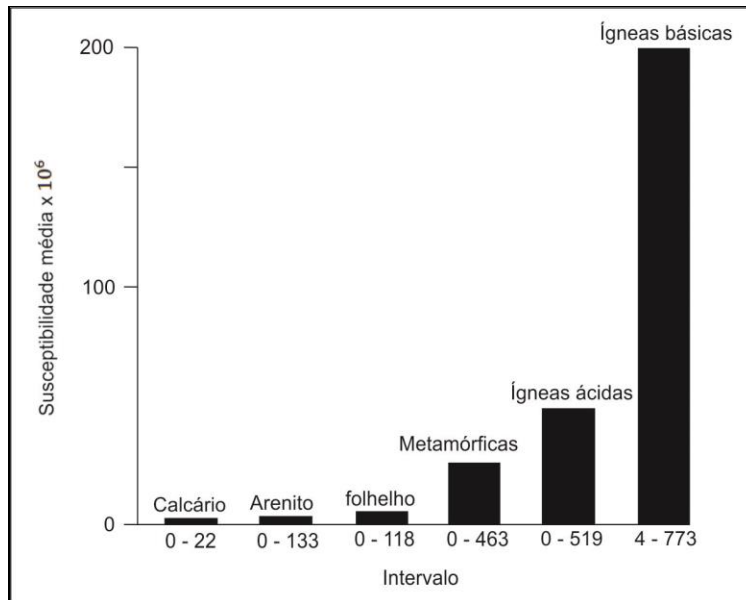


Figura 3.11: Histograma mostrando valores médios e intervalos de susceptibilidade de tipos de rochas mais comuns. Adaptado de Dobrin & Savit, 1988.

### 3.3.3. O Campo Magnético

As anomalias magnéticas causadas por rochas são efeitos locais que se superpõem ao campo magnético normal da Terra (campo geomagnético). Consequentemente, o conhecimento do comportamento do campo geomagnético é necessário, tanto para redução de dados magnéticos a um datum apropriado, quanto para a interpretação das anomalias resultantes. Esse campo exibe variações e irregularidades em orientação e magnitude com a latitude, longitude e o tempo. Para se descrever o vetor campo magnético, são usados componentes geomagnéticos (Figura 3.12). O vetor campo total  $B$  tem uma componente vertical  $Z$  e uma componente horizontal  $H$  na direção do norte magnético. O mergulho de  $B$  é a inclinação  $I$  do campo, e o ângulo horizontal entre o norte geográfico e o magnético é a declinação  $D$ .  $B$  varia, em intensidade, cerca de 25.000 nT nas regiões equatoriais e cerca de 70.000 nT nos polos.

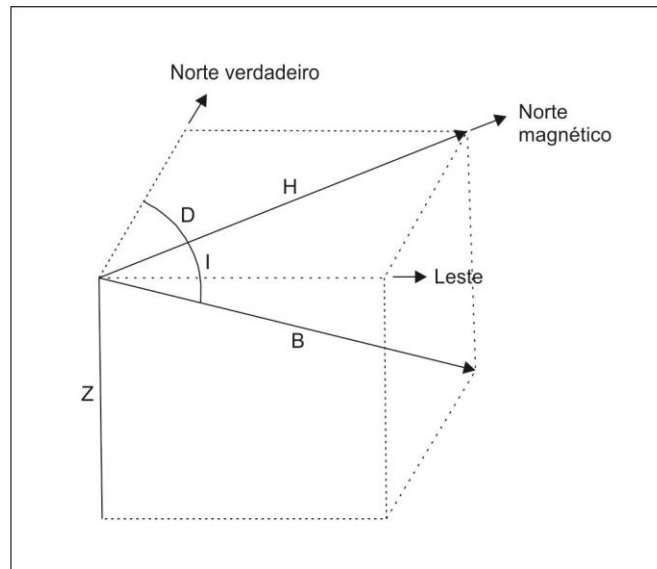


Figura 3.12: Componentes de um campo geomagnético modelo.

O campo magnético terrestre não resulta apenas do magnetismo permanente no interior da Terra. A causa do campo geomagnético é atribuída a uma ação de dínamo produzida pela circulação de partículas carregadas em células de convecção conjugadas no núcleo externo da Terra, que é fluido. Acredita-se que a troca de dominância entre essas células produz as mudanças periódicas na polaridade do campo geomagnético reveladas por estudos paleomagnéticos. Os padrões de circulação dentro do núcleo não são fixos e mudam lentamente com o tempo, o que reflete numa lenta e progressiva mudança com o tempo em todos os elementos geomagnéticos conhecida como variação secular. Essa variação pode ser predita e um exemplo bem conhecido é a gradual rotação do polo norte magnético ao redor do polo geográfico (Kearey *et al.*, 2009).

A polaridade do campo magnético sofre reversão de modo cíclico em grandezas temporais de dezenas de milhares a milhões de anos. Acredita-se que a última reversão ocorreu há 780.000 anos (Glatzmaier, 2002) e que a próxima inversão dar-se-á em aproximadamente 1500 anos.

Os efeitos magnéticos de origem externa fazem com que o campo geomagnético varie diariamente produzindo variações diurnas. Sob condições normais, a variação diurna é suave e regular e tem amplitude de cerca de 20 a 80 nT, chegando a um máximo nas regiões polares. Tal variação resulta do campo magnético induzido pelo fluxo de partículas carregadas dentro da

ionosfera em direção aos polos magnéticos, visto que ambos os padrões de circulação e as variações diurnas se modificam em sintonia com os efeitos de maré do sol e da lua.

Alguns dias são diferenciados pelas variações diurnas, bem menos regulares e envolvem distúrbios grandes e de curta duração no campo geomagnético, com amplitudes de até 1.000 nT, conhecidas como tempestades magnéticas. Esses dias são geralmente associados a uma intensa atividade solar e resultam na chegada da ionosfera de partículas solares carregadas. Sob essas condições, quaisquer tipos de levantamentos magnéticos devem ser interrompidos, dada a impossibilidade de se corrigir os dados coletados, pelas mudanças rápidas e de alta amplitude no campo magnético (Kearey *et al.*, 2009).

### **3.3.4. Gradiometria Magnética**

Os gradiômetros magnéticos são magnetômetros diferenciais, nos quais o espaço entre os sensores é fixo e pequeno em relação à distância do corpo causador, cujo gradiente do campo magnético deve ser medido. Os gradiômetros magnéticos são empregados em levantamentos de feições magnéticas rasas, já que as anomalias de gradiente tendem a decompor anomalias complexas em suas componentes individuais, o que pode ser usado para determinar a localização, forma e profundidade dos corpos causadores (Kearey *et al.*, 2009).

A maioria dos gradiômetros utilizam dois diferentes magnetômetros (ou pares diferentes de magnetômetros para medição de mais de uma componente) separados por uma distância fixa. Diferenciando é possível derivar um valor proporcional ao gradiente magnético ao longo de uma linha base desde que os eixos sensitivos do magnetômetro estejam alinhados com suficiente acurácia.

O tamanho e peso do sensor e a sua flexibilidade o faz altamente adaptável com custo benefício significativo para uma gama de usos comerciais, em particular para levantamentos móveis. Processos criogênicos portáteis são prontamente disponíveis na manutenção do sensor a baixas temperaturas não aumentando seu tamanho e peso para o uso em levantamentos dinâmicos. Testes múltiplos de laboratórios têm provado que a acurácia de suas medições é grande o suficiente para medidas diretas de alta qualidade de gradientes magnéticos (Veryaskin, 2001). O método tem ainda a vantagem adicional de remover automaticamente as variações regionais e temporais do campo geomagnético (Kearey *et al.*, 2009).

O processamento dos dados foi relativamente simples e envolveu apenas elaboração de gráficos dos gradientes das componentes em função da posição geográfica do sensor. Como o levantamento foi feito com única linha longitudinal, não foi considerado cálculo de *grid* gerado por malha de levantamento.

## CAPÍTULO 4

### 4. RESULTADOS

Este capítulo discorre sobre os resultados do mapeamento geológico e os levantamentos geofísicos obtidos com os métodos de aquisição utilizados: sonografia, sísmica de alta resolução, eletrorresistividade e gradiometria magnética. Cada método será discutido individualmente, levando-se em consideração todos os aspectos pertinentes à aquisição, tais como frequência de operação, arranjo, alcance de varredura e eficácia de investigação.

Trabalhos com diversos métodos geofísicos são interessantes, pois são capazes de mostrar o desempenho de cada sensor nas áreas críticas de interesse. A amostragem conjunta de dados permite ainda uma discussão mais acurada das formas arquiteturais do leito do rio, evitando-se ambiguidades de interpretações geofísicas e melhor eficiência na descrição da geometria de depósitos sedimentares. Além disso, a integração desses tipos de dados pode ser bastante útil no teste de algoritmos de inversão e análise de padrões de respostas geofísicas (Hirsch, 2008).

A aquisição de dados pode ser relacionada a diferentes situações impostas pelos próprios aspectos geológicos associados ao rio e seu regime sedimentar. As análises foram feitas levando-se em consideração o tipo de sedimento envolvido, presença ou não de afloramentos rochosos e situações comparativas entre estações do ano (seca e cheia) em detrimento da dinâmica do rio.

#### 4.1. Geologia Local

A área de estudo é situada na porção norte da Bacia do Paraná, conforme ilustrado na Figura 2.1. Esta região ocorre sobre o contexto geológico das rochas das formações Furnas, Ponta Grossa e Aquidauana, além de depósitos aluvionares recentes dispersos ao longo do terraço aluvial e regiões adjacentes à calha do rio Araguaia. A Figura 4.1 apresenta o mapa geológico proposto para a área de estudo.

Apesar das formações Furnas e Ponta Grossa estarem presentes no mapa geológico, essas unidades não foram identificadas em campo, apenas a Formação Aquidauana e os depósitos aluvionares. Para descrição da Fm. Aquidauana foi utilizada a proposta de nomenclatura de Miall

(1978, 1985) para unidades relacionadas à sedimentação fluvial, que propõe o emprego de elementos arquiteturais caracterizados pelo arranjo de fácies (alguns podem ocorrer em diferentes escalas), incluindo: acamamento interno (referente ao arranjo interno e escala das estruturas que os compõem) e gradação interna (tendência de arranjo interno granulométrico ordenado). Os elementos arquiteturais são caracterizados de acordo com a classificação das fácies que os compõem. As fácies podem se subdividir de forma predominante em: cascalho matriz-suportado (Gmg); cascalho clasto-suportado (Gci); cascalho clasto- suportado em camada (Gh); cascalho estratificado (Gt/Gp); areia fina a grossa/seixosa (St, Sp); areia fina a grossa com laminação plano-paralela (Sh); areia massiva fina a grossa (Sm); areia, silte e argila finamente laminado (Fl); silte e argila massivo (Fsm).

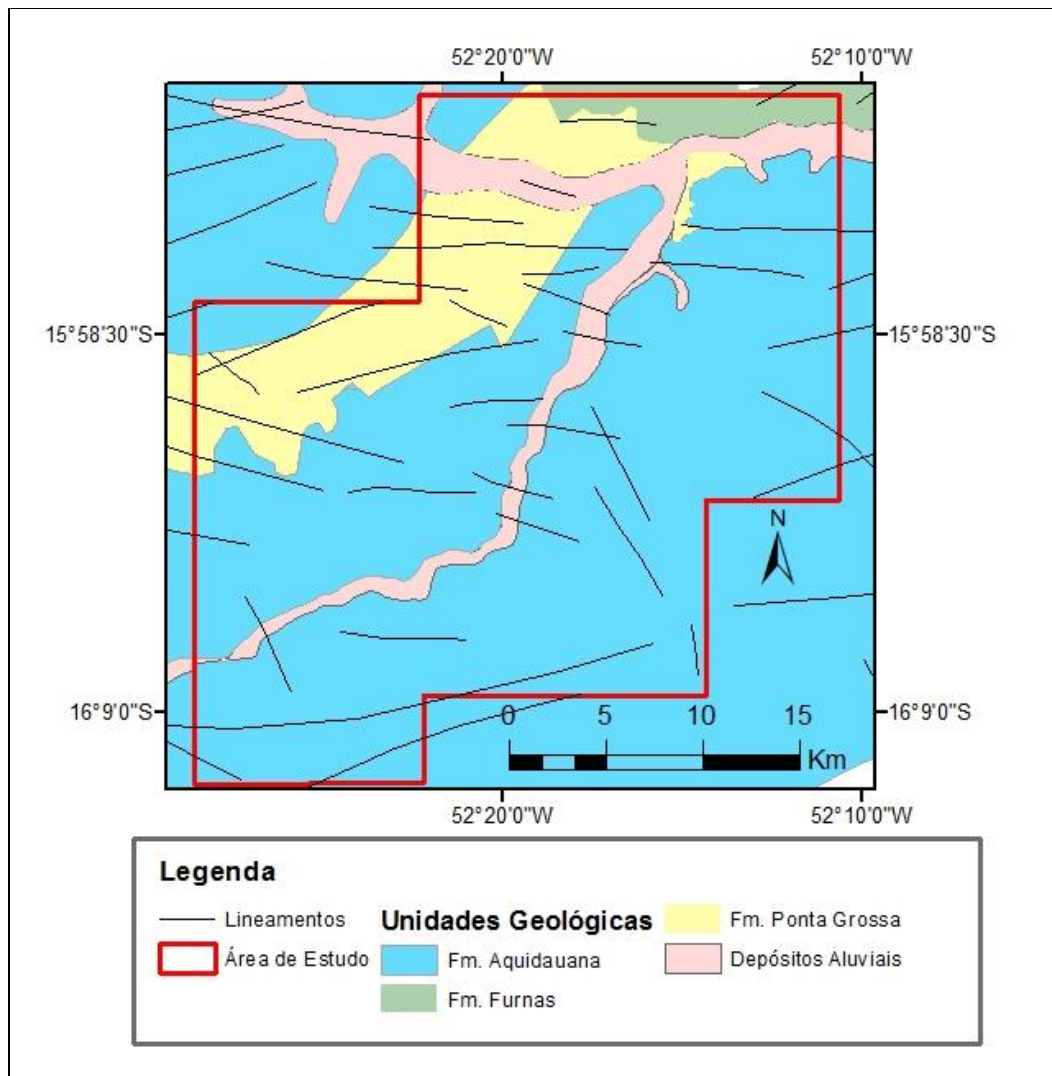


Figura 4.1: Mapa geológico da área de estudo ao milionésimo (CPRM): SE.22 e SD.22 Datum: SAD 1969.

Os elementos arquiteturais podem ser classificados em canais (CH), barras de cascalho (GB), acamamentos arenosos (SB), acreção rio abaixo de macroforma (DA), acreção lateral de macroforma (LA), cavidades em covas (HO), fluxos gravitacionais (SG), camadas de areia laminada (LS) e recobrimentos sedimentares (FF). A classificação das superfícies dos elementos pode ser descrita de 1ª a 6ª ordem, dependendo da sua escala. Segundo Miall (1985), esta classificação é de 1ª ou 2ª ordem quando relacionada a arranjos em microescala ou mesoescala (ex, *ripples* ou dunas); 3ª ordem para arranjo em macroescala (ex, estrato inclinado); 4ª ordem para pacotes em macroescala (pacote de estratos inclinados); 5ª e 6ª ordem para grupos de pacotes em macroescala (canais ou conjunto de canais, respectivamente).

Com relação à descrição das fácies glaciais, foi utilizada a classificação de Eyles *et al.*, (1983) que propõem a classificação de diamictitos segundo fábrica sedimentar, arranjo estrutural interno e disposição granulométrica. As fácies podem ser classificadas como Diamictito matriz-suportado maciço (Dmm); Diamictito Matriz-suportado estratificado (Dms); Diamictito matriz-suportado gradacional (Dmg); Diamictito clasto-suportado maciço (Dcm); Diamictito clasto-suportado estratificado (Dcs) e Diamictito clasto-suportado gradacional (Dcg).

#### **4.1.1. Formação Aquidauana**

A Formação Aquidauana foi mapeada em diversos afloramentos, tanto na calha do rio quanto em regiões adjacentes. Conforme visto nos dados de geologia regional, os três níveis estratigráficos propostos pelos autores (inferior, intermediário e superior) foram identificados, em distintas áreas e condições de sedimentação. As rochas correlacionadas à porção inferior ocorrem como arenitos (Figura 4.2) e conglomerados médios a grossos. O arenito apresenta coloração vermelho-arroxeadada típica e planos de sedimentação métricos a decimétricos. Seus grãos geralmente são angulosos a subangulosos, mal selecionados e se dispõem em matriz arenosa. Não foram encontrados níveis arcoseanos, com predominância de grãos de quartzo e óxidos.

Os afloramentos em geral são bastante oxidados e mostram concreções lateríticas. Localmente há ocorrência de feições irregulares devido a provável processo de deformação plástica, relacionado a influências de retrabalhamento sedimentar glacial. A figura 4.2 pode ser correlacionável a um afloramento de acamamento arenoso (SB) composto de fácies Sm.

Além de arenito arroxeadado, foram encontrados afloramentos de arenito esbranquiçado com nível conglomerático (Figura 4.3) e afloramentos de diamictito. O arenito esbranquiçado é sotoposto localmente por camada delgada de cascalho (Gt), ambos concordantes à camada de arenito vermelho inferior. A matriz é arenosa e é possível a ocorrência de clastos originados de provável fluxo gravitacional.

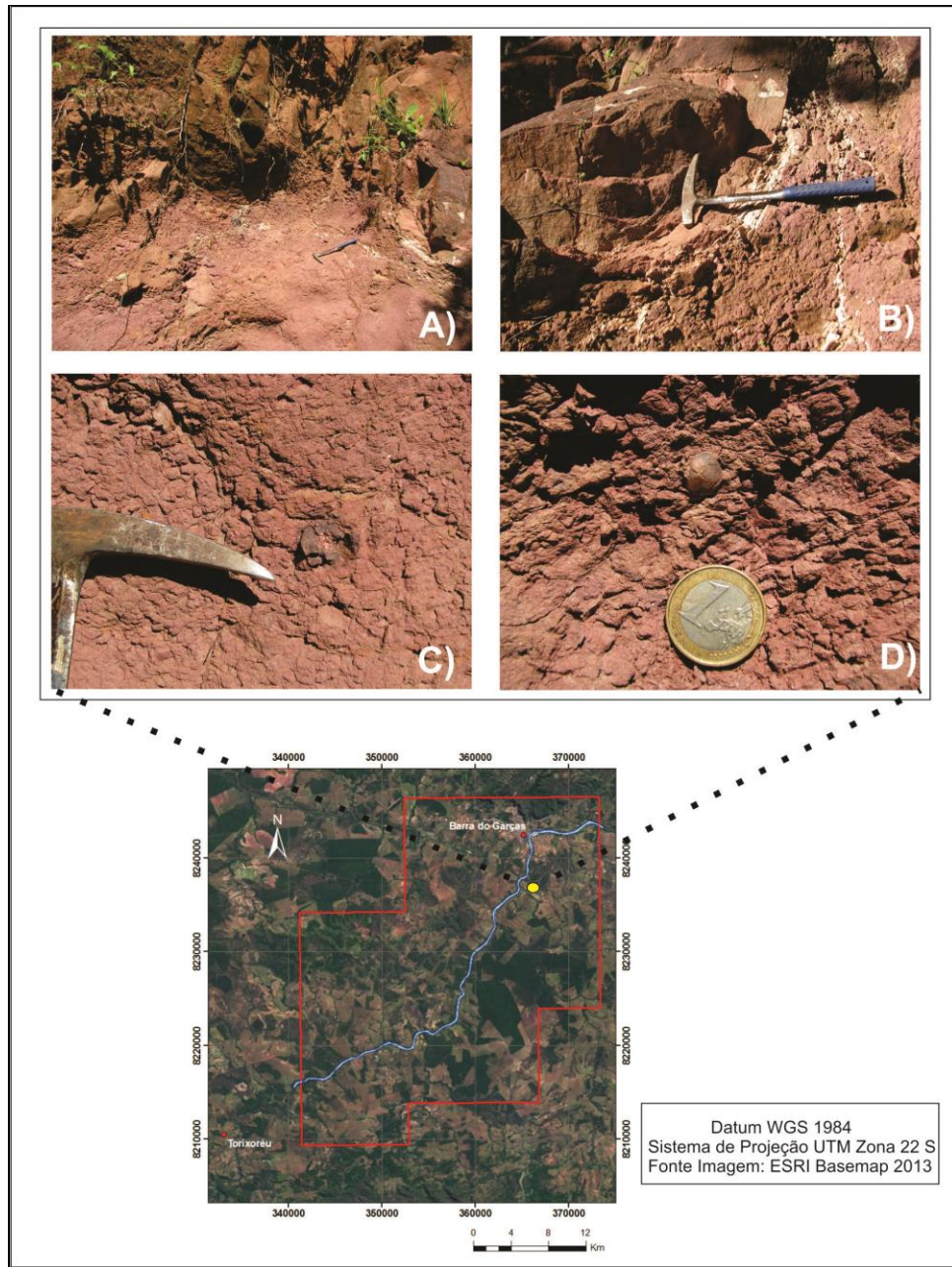
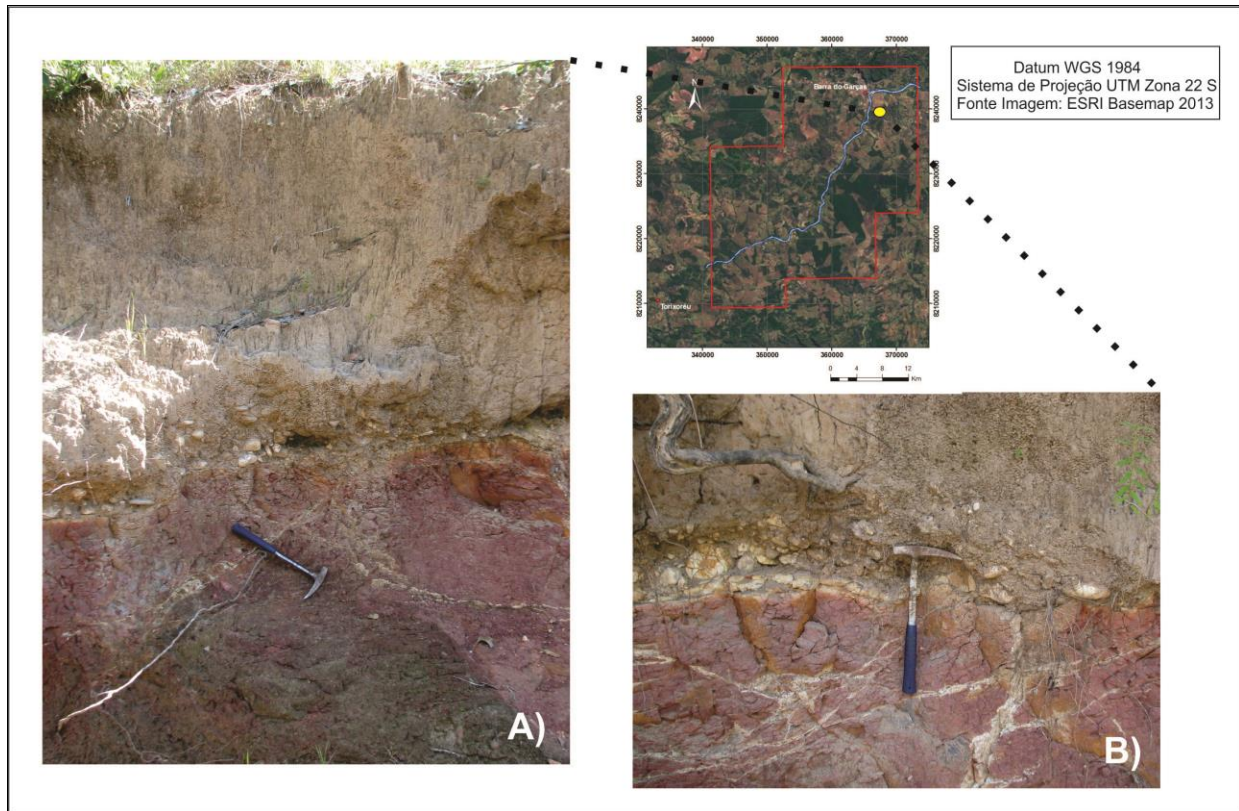


Figura 4.2: Afloramento correlacionável ao pacote inferior. Em A) visão periférica do afloramento, em B) uma aproximação em relação à A). Observa-se estrato métrico maciço ausente de estratificação interna; em C) detalhe do afloramento e pequena concreção ferruginosa ao centro e em D) seixo de quartzo subanguloso.



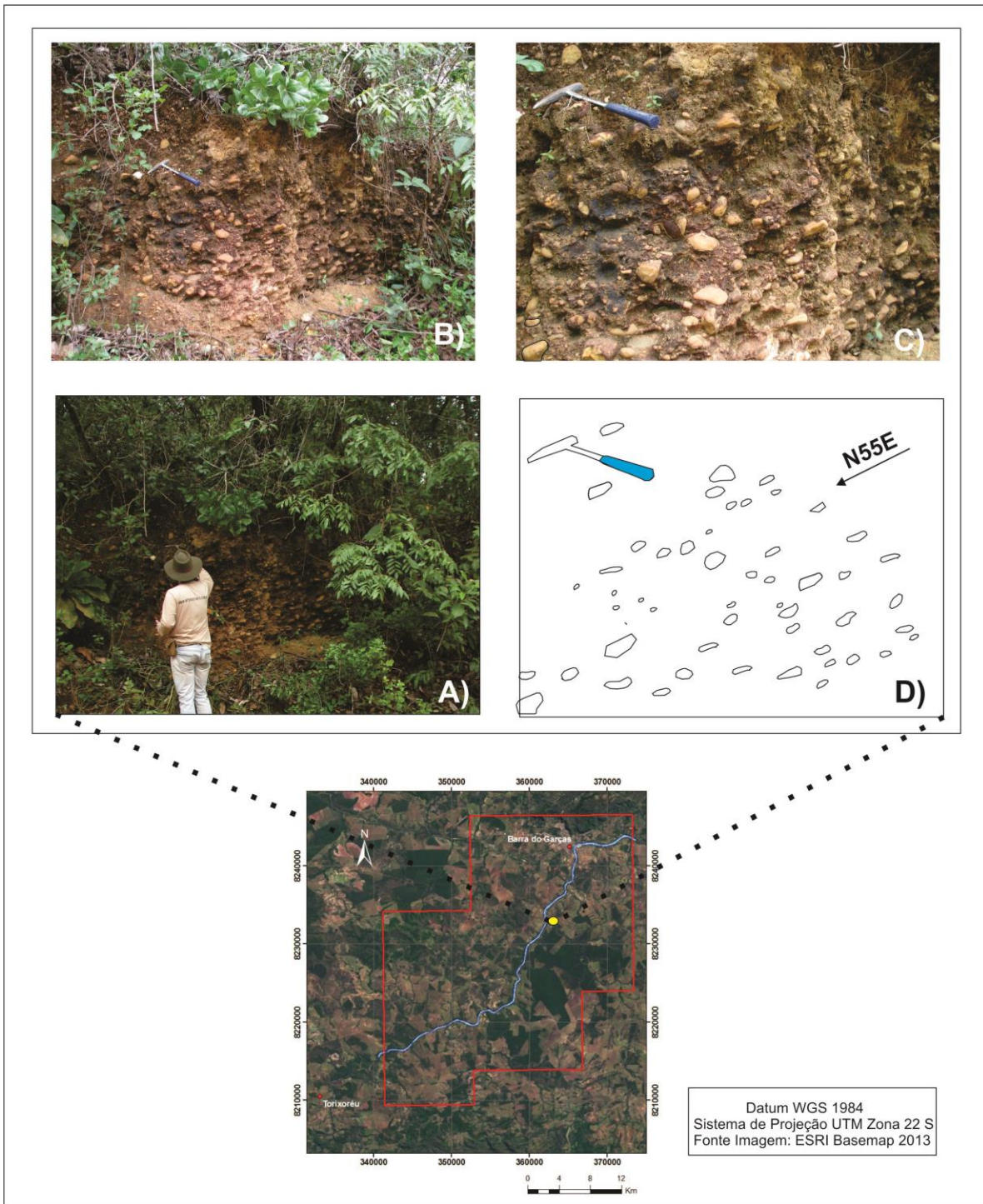
O diamictito matriz-suportado (Dmg) apresenta matriz fina, seixos de arenito e quartzo, que variam entre angulosos a subarredondados e mostra fraturas disseminadas. Foi possível notar também imbricamento de seixos, com mergulho moderado para NE (valor médio 055/15) e distribuição granulométrica gradacional normal (Figura 4.4). A ocorrência dessa unidade sugere que o diamictito formou-se por meio de fluxo de detritos viscoso de alta concentração onde o mecanismo de arranjo dos clastos foi provavelmente devido à coesão e dinamismo de uma matriz argilo-arenosa saturada. Esses depósitos podem ser denominados como “fluxos de detritos coesivos” apesar da coesão da matriz não ter sido o mecanismo de suporte dominante (Lowe, 1979; Postma, 1986).



**Figura 4.3: Exemplo de regolito. Observa-se o perfil de solo completo (A), camada delgada de arenito esbranquiçado com nível conglomerático de matriz arenosa e arenito médio, avermelhado, fraturado sotoposto (B).**

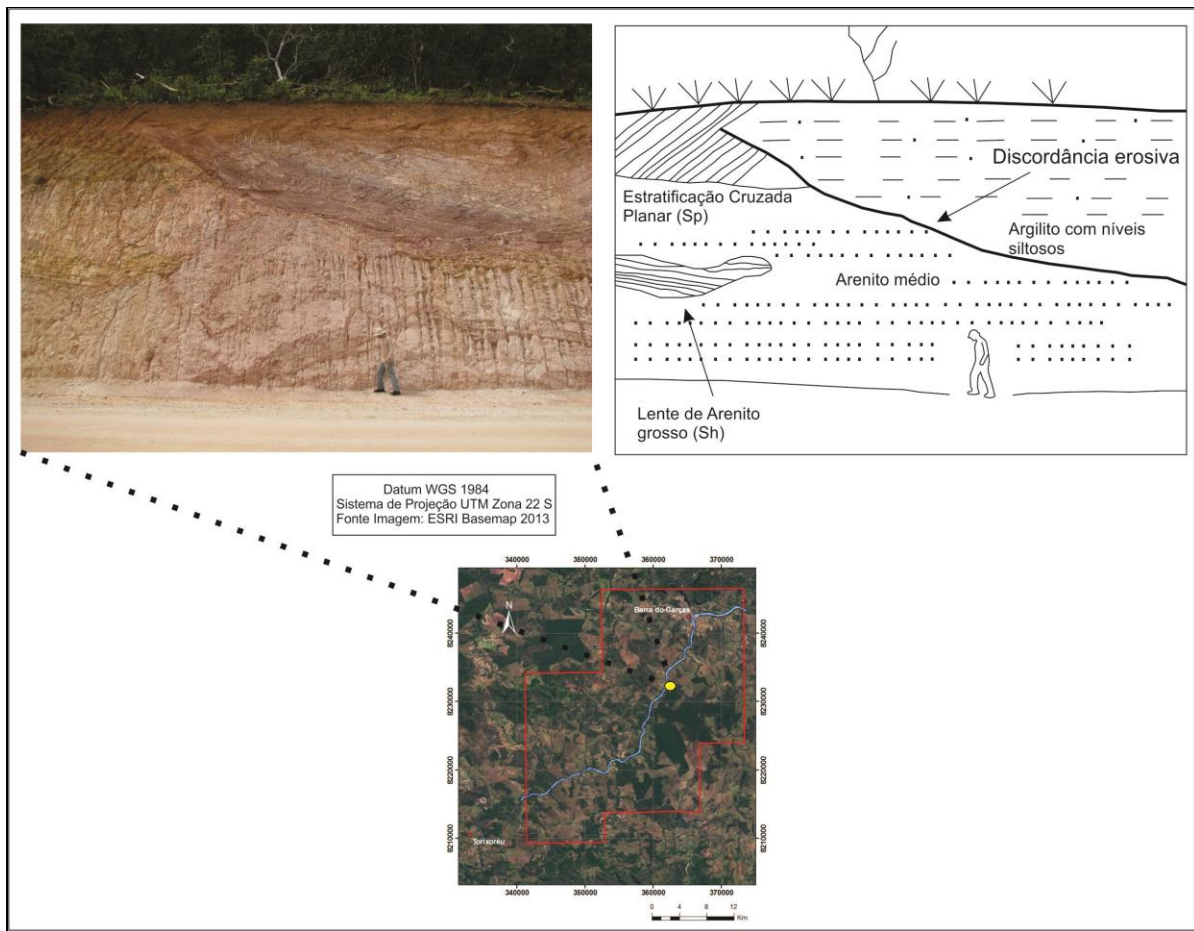
O desenvolvimento de gradação normal registra a ocorrência restrita de fluxos fluidos, parcialmente turbulentos e, talvez, de maior velocidade associado a fluxos de detritos não turbulentos, viscosos. Essa configuração possibilita maior mobilidade dos clastos, geração de pressões dispersivas criada por contato clasto a clasto e a capacidade de segregá-los conforme

seu tamanho (Lowe, 1982; Postma, 1986).



**Figura 4.4:** Afloramento de diamictito matriz suportado gradacional (Dmg) próximo ao rio Araguaia. Rocha marcada pelo imbricamento de seixos e incipiente acamamento gradacional. A paleocorrente predominante é para N55E, com baixo ângulo (aproximadamente 15°) possivelmente afetado pela estrutural. Em A) e B) vista frontal do afloramento; em C) detalhe do afloramento; e D) o *croqui* ilustrativo do imbricamento de seixos.

Ainda com relação ao pacote inferior da Formação Aquidauana, foram mapeadas estruturas com superfícies de 1ª e 3ª ordem, relativas à estratificações cruzadas planares (Sp) típicas desse nível estratigráfico. A Figura 4.5 mostra um exemplo de discordância erosiva que registra macroformas sedimentares por acreção lateral (LA), evidenciada por estruturas erosivas e feições de 3ª ordem (Sp e Sh) que indicam provável mudança na direção de acreção lateral.



**Figura 4.5:** Discordância erosiva marcada por contraste de sedimentos finos (argilito e siltito) com sedimentos mais grossos (arenito médio). Na porção esquerda da fotografia é possível notar lente arenosa de arenito grosso disposto em acamamentos plano-paralelos e estratificação cruzada planar.

O pacote estratigráfico intermediário da Formação Aquidauana (Figura 4.6) mostra granulometria menor que o pacote inferior e na região de estudo é representado por arenito fino, geralmente acamadado plano-parallelamente em escala centimétrica a decimétrica, com contribuições siltosas. Alguns afloramentos podem ser representados por ritmitos finamente laminados, com alternância entre silte e argila. Estruturas como clivagens espaçadas são

recorrentes em alguns afloramentos.

A geometria predominante nesta fácies é tabular, com camadas de continuidade lateral variável. A existência de clastos de diferentes composições sugere a deposição oriunda de blocos de gelo flutuante de ambiente glaciolacustrino, conforme descrito por Walker & James (1992). Essa fácies, provavelmente, originou-se da decantação de partículas finas em suspensão num corpo aquoso de ambiente distal.

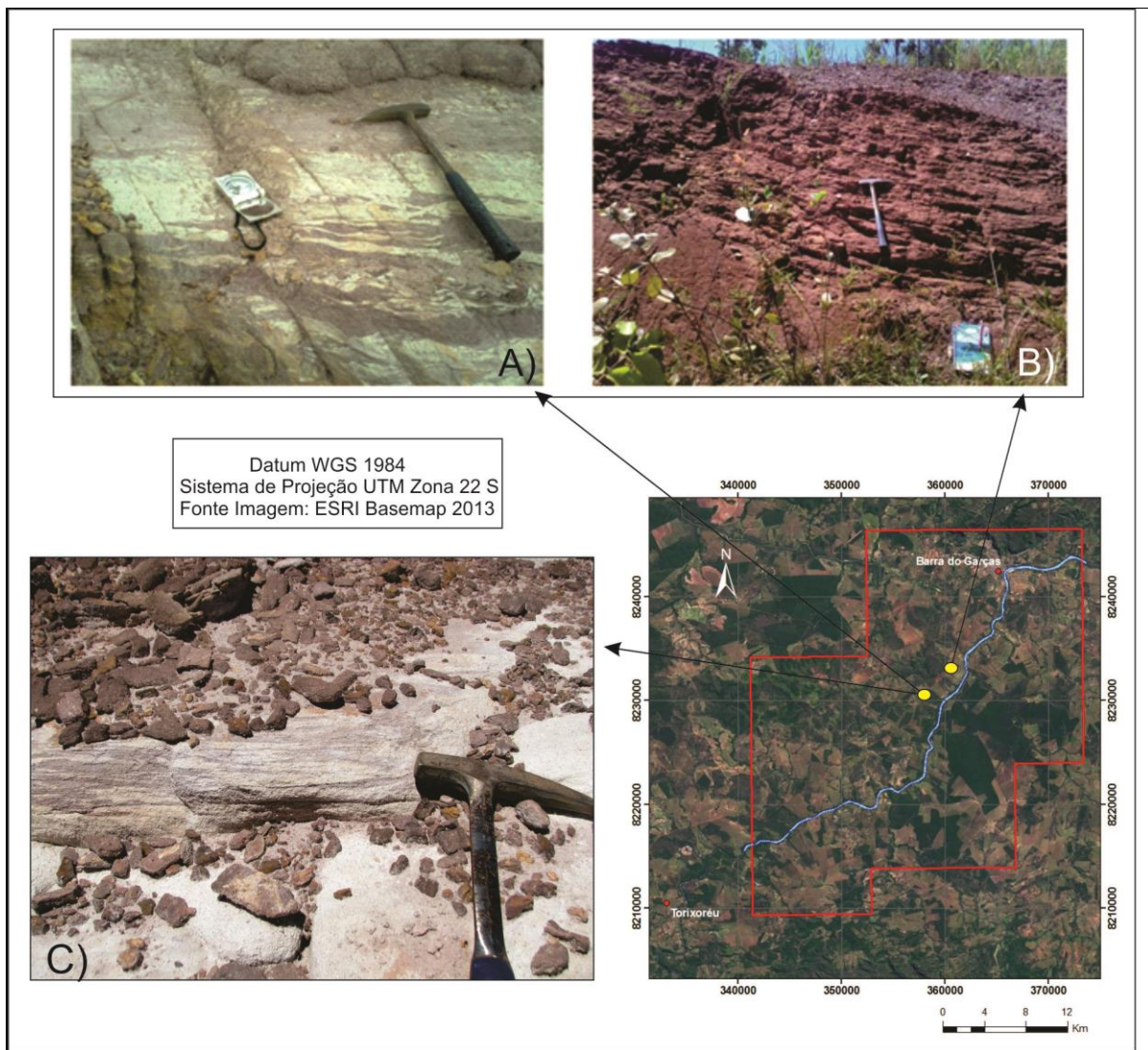
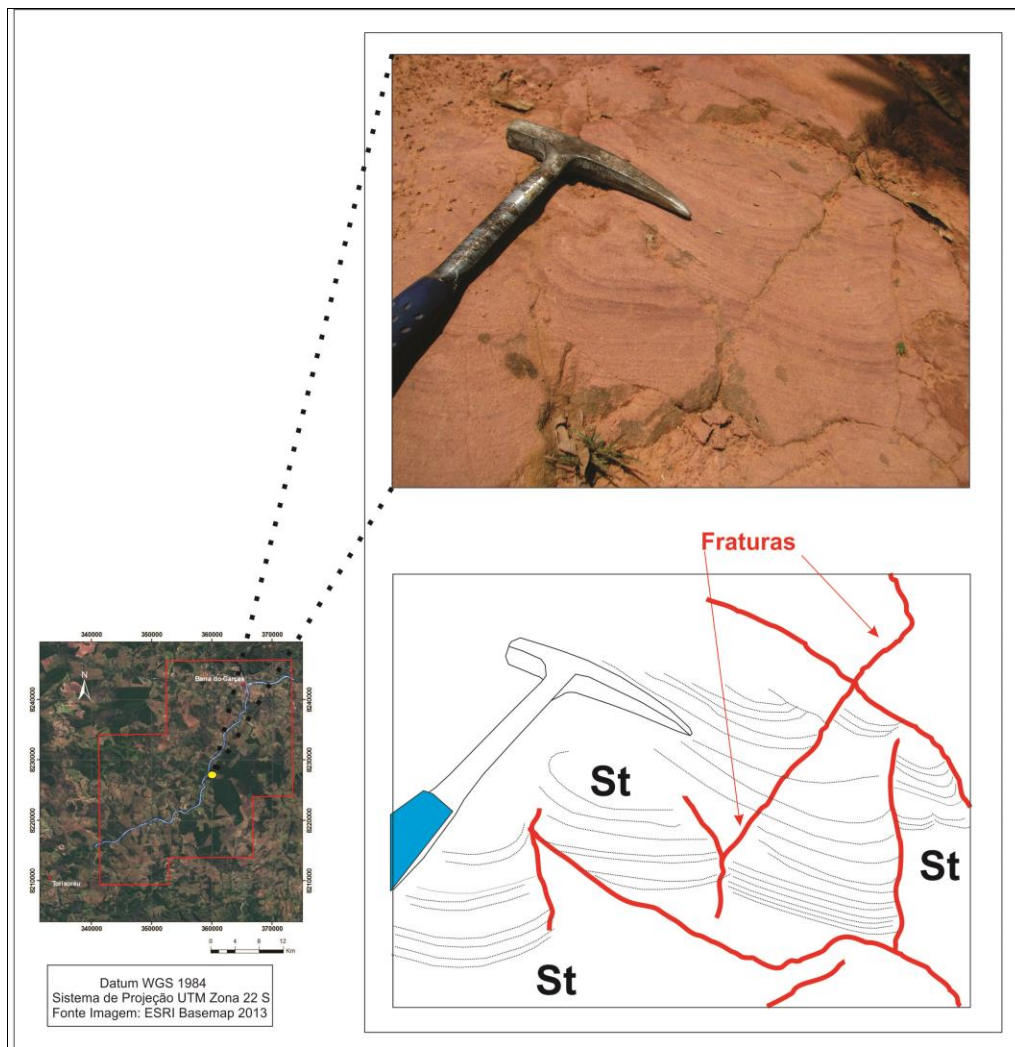


Figura 4.6: Exemplos de afloramentos correlacionáveis ao pacote intermediário. A) ocorrência de arenito fino alternado com siltito; B) nota-se contato erosivo de argilito (porção superior direita) e arenito finamente laminado (Sh); Em C) observa-se detalhe da fina laminação da alternância entre arenito fino e siltito e aspecto friável da rocha.

O pacote superior da Formação Aquidauana ocorre basicamente como arenito e foi

discriminado da porção inferior principalmente pela ocorrência de estratificações cruzadas acanaladas e bom selecionamento dos grãos. Segundo o modelo de fácies proposto por Walker, & James (1992), fácies do tipo “St” podem ser de formas de leito subaquosos (dunas) por correntes de fundo (tração), em regime de fluxo inferior, sendo responsável pela formação de estratos cruzados em ambientes fluviais, fluvio-deltaicos, costeiros e marinhos rasos, nos quais predominam os fluxos hidrodinâmicos de longa duração ou quase-constantas. Podem também, ser geradas a partir de leques de *outwash* por fluxos gerados pela ação de água de degelo. A Figura 4.7 ilustra um exemplo de estratificação cruzada acanalada de pequeno porte com estruturas de 1ª ordem e a Figura 4.8 apresenta exemplo de arenito vermelho com bom selecionamento de grãos.



**Figura 4.7:** Exemplo de unidade correspondente ao pacote superior da Fm. Aquidauana. O arenito apresenta estruturas sedimentares tipo estratificações cruzadas acanaladas (St) e planos caóticos de fraturamento.

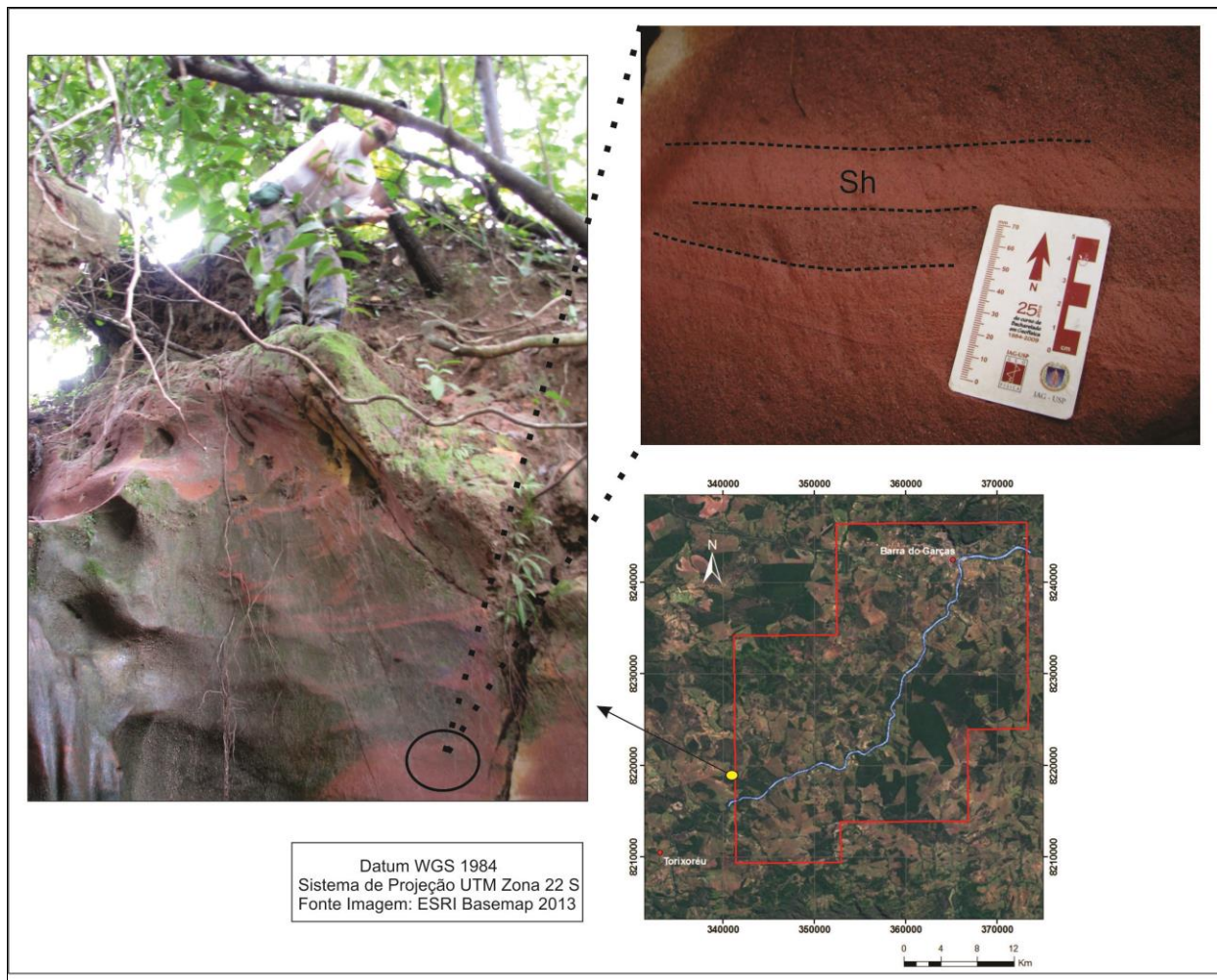


Figura 4.8: Afloramento na margem de tributário do rio Araguaia. Esta região corresponde ao pacote superior da Fm. Aquidauana, evidenciada pela presença da cor vermelha típica e grãos bem seleccionados.

#### 4.1.2. Depósitos Aluviais e Recentes

As unidades de maior interesse da área de pesquisa são relacionadas a depósitos aluviais e/ou recentes (coluviais). Os depósitos aluviais, recorrentes na área de estudo, são importantes componentes de registro estratigráfico. Esses tipos de depósitos são indicadores sensitivos de controles alogênicos (extrabasinal) tais como tectonismo ou mudança do nível do mar. Tendo em conta a variabilidade da natureza dos muitos controles que governam o estilo de deposição fluvial (clima, quantidade de descarga, variabilidade, granulometria do sedimento e aporte, rampas regionais, taxa de subsidência, estabilidade de bancos) é sabido que os sistemas fluviais mostram ampla gama de modos de deposição, que podem determinar a concentração de cascalhos (Walker, 1992).

As acumulações de cascalho podem ocorrer como distribuição de leques aluviais ou ainda como *outwashes* de planícies de inundação fluvioglaciais. Trabalhos relacionados aos depósitos aluvionares da região são escassos, de modo que sua origem ainda é tema de discussão. Todavia, relata-se que os diamantes da região da bacia do Alto Araguaia ocorrem nos depósitos recentes gerados pela desagregação dos conglomerados do Cretáceo Superior - Formação Bauru - (Passos Jr. *et al.*, 2010), ainda que haja outra hipótese que esses cascalhos sejam oriundos da desagregação de conglomerados de outras formações.

Os depósitos coluviais concentrados em cascalho (figuras 4.9 e 4.10) apresentam matriz argilo-arenosa oxidadas, clastos constituídos principalmente por arenitos silicificados, siltitos, às vezes calcário silicificado, com bom arredondamento. Apresentam grãos mal selecionados, baixa esfericidade (comumente oblatos) e geralmente repousam sobre arenitos e siltitos da Formação Aquidauana através de discordância erosiva.

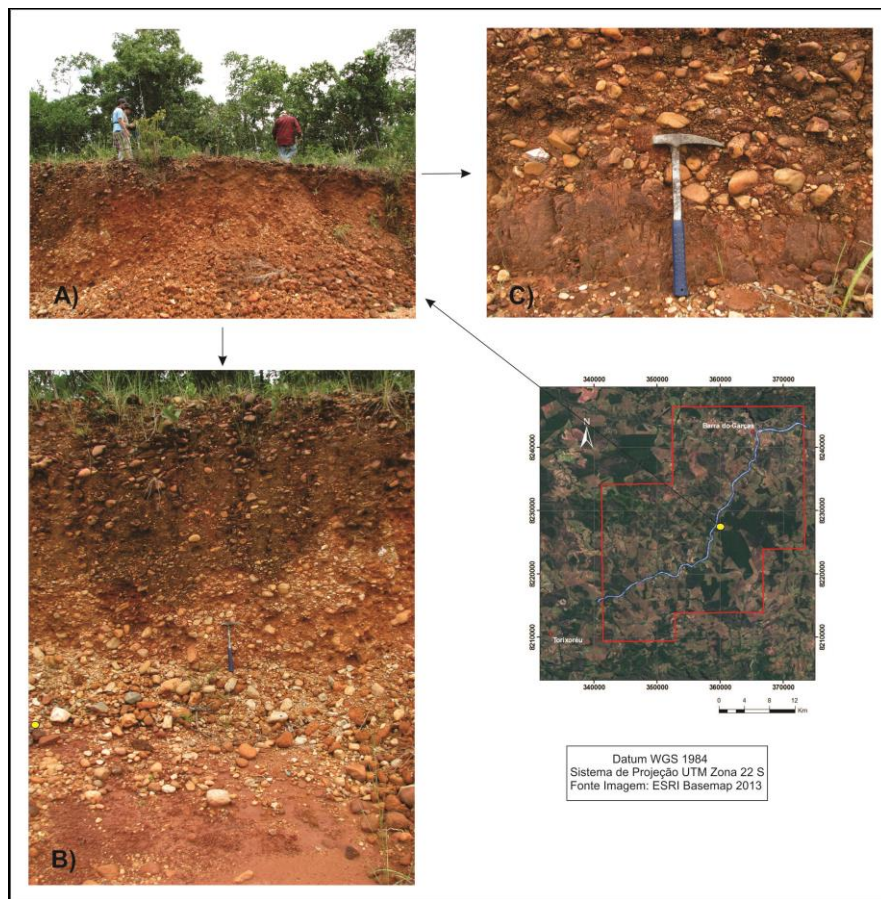


Figura 4.9: Exemplo de depósitos coluviais em um barranco de tributário do rio Araguaia. Em A) visão frontal do afloramento; em B) um detalhe do corte, com disposição de elementos mais grossos na base e mais finos no topo; em C) observa-se contato erosivo do arenito fino maciço e o colúvio.



**Figura 4.10: Depósitos coluviais em diferentes contextos. Em A) ocorre depósito de colúvio. Os clastos são mal selecionados, angulosos a subarredondados e achatados. B) e C) mostram exemplo de colúvio na margem do rio Araguaia, em região com cascalheira “virgem”. É possível observar leve tendência de direcionamento dos clastos (sub-horizontal) que sugerem deposição em fluxo contínuo.**

Esses depósitos, muitas vezes representaram antigos garimpos, que hoje estão na maior parte desativados. Os conglomerados ricos em clastos ou concentrações coluviais (“cascalheiras”) podem atingir perfis métricos. E em geral acumulam sedimento grosso com clastos de diferentes formas, geralmente achatados (oblatos), constituídos basicamente de arenito silicificado e silexito dispostos em matriz siltico-arenosa. A Figura 4.11 mostra um mapa da área de estudo com diagramação em amarelo de depósitos garimpados abandonados ou exauridos, interpretados a partir de análise da imagem de satélite e a Figura 4.12 mostra um exemplo de garimpo visto em campo.



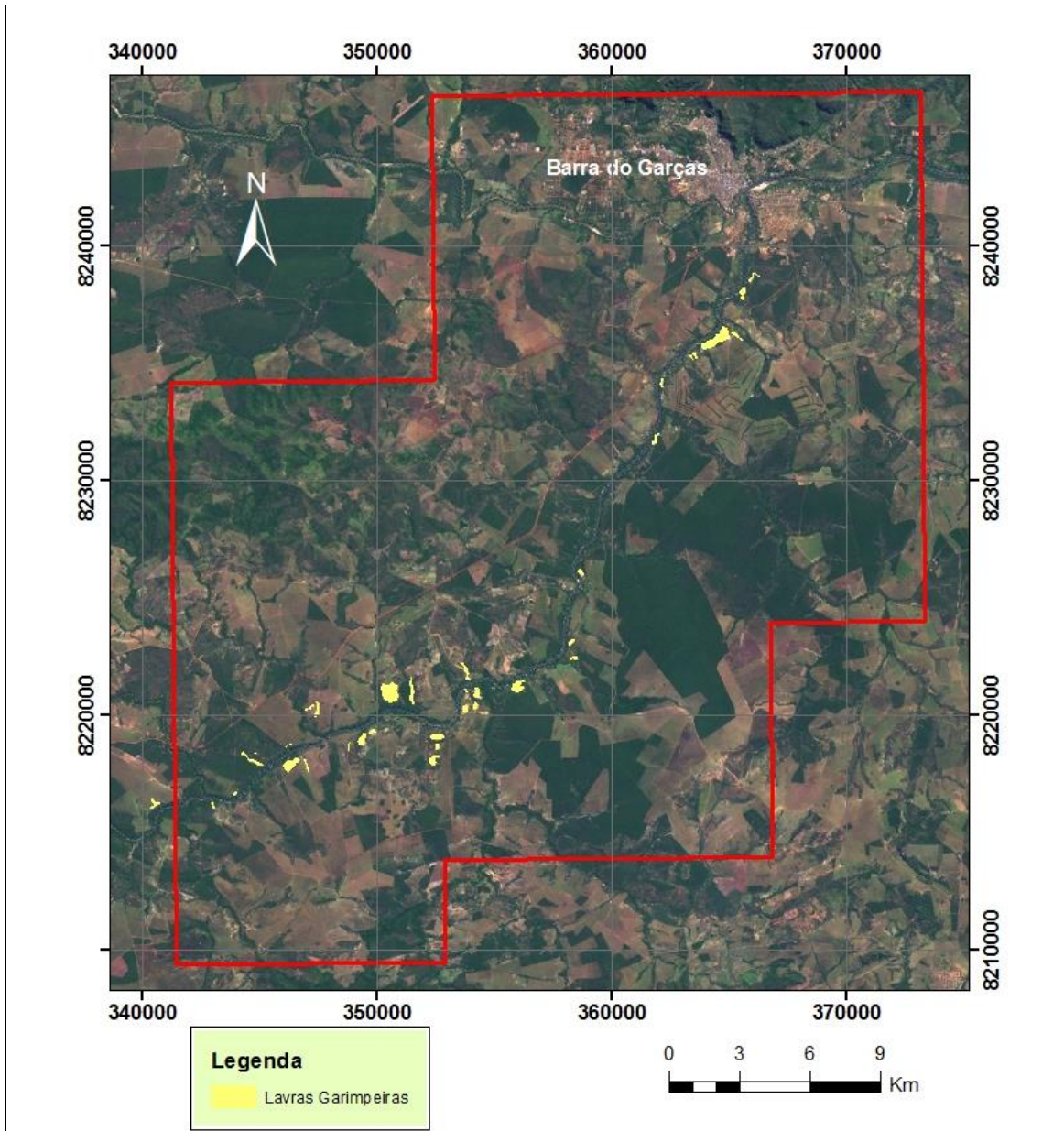


Figura 4.11: Diagramação em amarelo de pontos de exploração de diamantes referentes a antigos garimpos. A concentração de cascalho lavado pode ser vista a montante de Barra do Garças em diversas áreas, conforme instalação de garimpos e balsas prospectoras. Fonte da imagem: ESRI Basemap 2013. Datum: WGS 1984. Sistema de projeção: UTM 23S.

A exploração contínua de diamantes entre as cidades de Jerusalém e Barra do Garças provoca uma série de impactos no rio e ao aluvião. Diversas áreas foram exploradas durante décadas gerando rejeitos (cascalhos lavados) despejados ao longo do rio Araguaia e imediações, que contribuem significativamente para o assoreamento do rio, erosão de margens e encostas. Durante campanha de mapeamento no rio, foram encontradas vastas áreas com concentrações de

cascalho lavado que podiam ser vistas durante a seca. Esse acúmulo de cascalho (Figura 4.13) também foi observado em regiões adjacentes à calha do rio, principalmente próximo de grotas e drenagens.

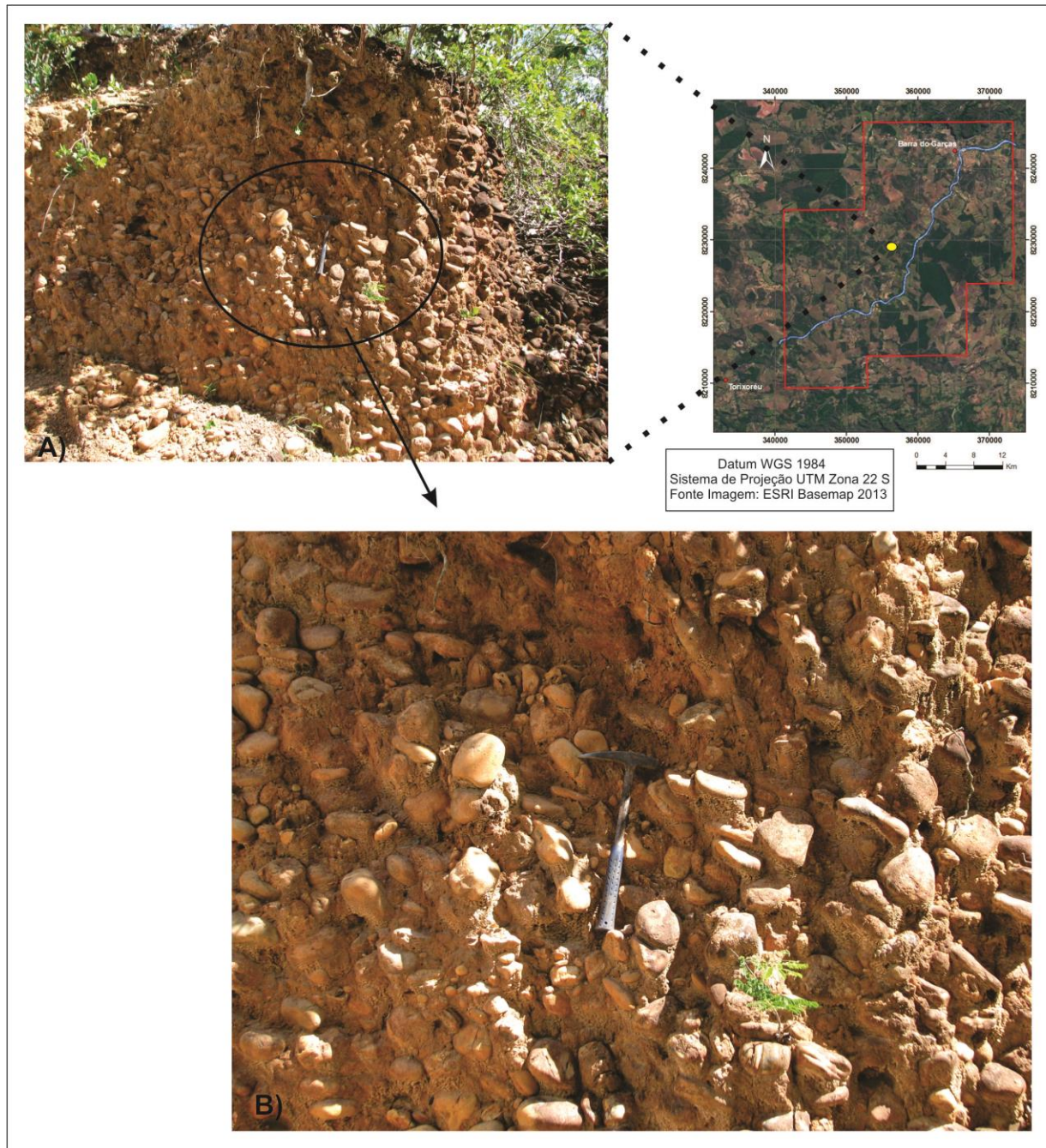
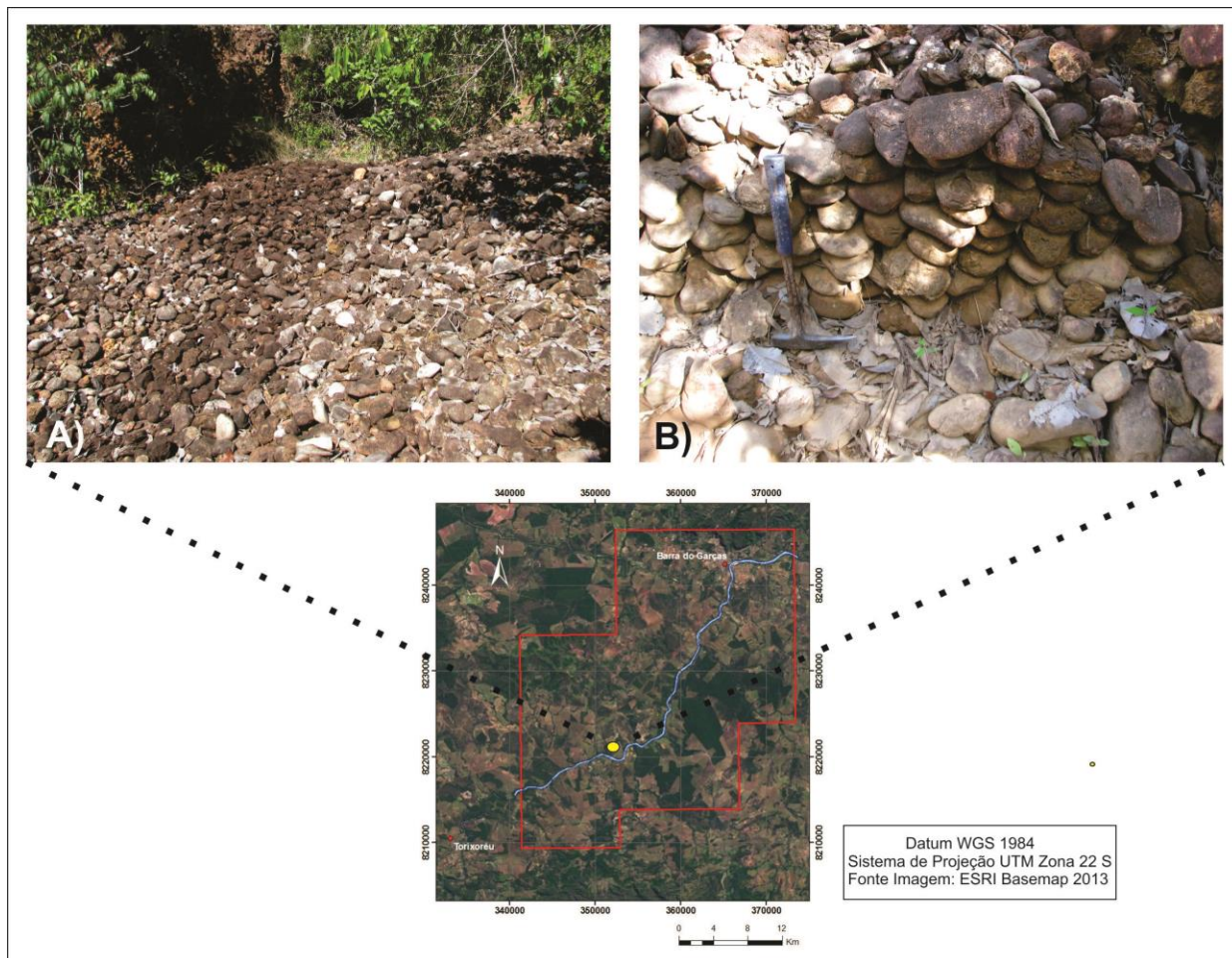


Figura 4.12: Garimpo desativado no terraço aluvial do rio Araguaia. Em A) observa-se um perfil de aproximadamente 2 m de cascalho e em B) detalhe de A. Os clastos são mal selecionados e suportados por matriz arenosa. Foram identificados clastos de arenito, quartzo e siltito, geralmente bastante oxidados. Imbricamento indica fluxo para a esquerda.



**Figura 4.13:** A figura mostra duas fotografias relacionadas a rejeitos gerados pela extração de diamantes. Em A) o cascalho lavado foi despejado próximo a zona de drenagem. Essa extração nas proximidades de margens potencializa o risco de erosão de encostas devido à exposição do solo superficial. Em B) observa-se pilhas de cascalho lavado e oxidado devido ao tempo de exposição.

### 4.1.3. Considerações Estruturais

A análise e interpretação dos dados estruturais foram feitos com auxílio de imagens de sensoriamento remoto e dados de campo. As imagens dos sensores de satélites realizam a captação de imagens com alta resolução espectral e possibilitam a caracterização do comportamento do espectro de materiais de diferentes composições na superfície terrestre. Desta forma, correlações e inferências acerca de propriedades da reflectância a partir de energia eletromagnética proveniente dos alvos podem ser bastante interessantes na interpretação geológica regional. Essas formas de registro podem denotar as condições geológicas locais e permitem maior detalhamento e caracterização da região de interesse.

Imagens de sensoriamento remoto e de radar de abertura sintética (SAR) foram utilizadas para análise de lineamentos. Esse tipo de imagem apresenta vantagem por possuir comprimentos de ondas da ordem de 1 cm a 1 m, o que implica em maiores condições de penetração dos alvos e proporciona interpretações mais acuradas. A extração de lineamentos em imagens analógicas é importante no estudo da caracterização estrutural de uma área. Esses lineamentos normalmente refletem a topografia de uma região, podendo representar também zonas de falhas ou fraturas, *trends* regionais relacionados com a fábrica dúctil das rochas ou zonas de cisalhamento (Coriolano, 2002).

A área de estudo é marcada por lineamentos regionais, que correspondem em sua essência a zonas de falhas, fraturamento ou ainda disposição estrutural das rochas segundo direções preferenciais. A Figura 4.14 mostra o mapa de dados de elevação topográfica utilizado como apoio para interpretação estrutural da área e a Figura 4.15 apresenta um *croqui* com diagramação dos principais lineamentos encontrados.

A análise 4.14 permite individualizar dois grupos distintos com *trends* preferenciais agrupados. Em A) há predominância de lineamentos EW, salvo alguns lineamentos do tipo N50W (valor médio). Esses lineamentos são atribuídos ao próprio arranjo tectônico da bacia e pode ainda representar zonas de falhamento rúptil, o que evidencia ação tectônica extensiva (Figura 4.16). Em B) os lineamentos mostram direção predominante N70W, com alguns planos em torno de N20W. Destaca-se também na porção sul falha regional com mais de 20 km de extensão, com direção N60-70E.

O arranjo estrutural de domínio rúptil observado é condizente com o enquadramento tectônico da região (borda da Bacia do Paraná). Os planos de sedimentação são geralmente horizontais/sub-horizontais, ora mergulhando para NW e ora mergulhando para NE. Essa configuração já é esperada, visto que bordas de bacias são amplamente influenciadas por zonas de falhas que geram basculamento de blocos e promovem mergulho das camadas em baixo ângulo.

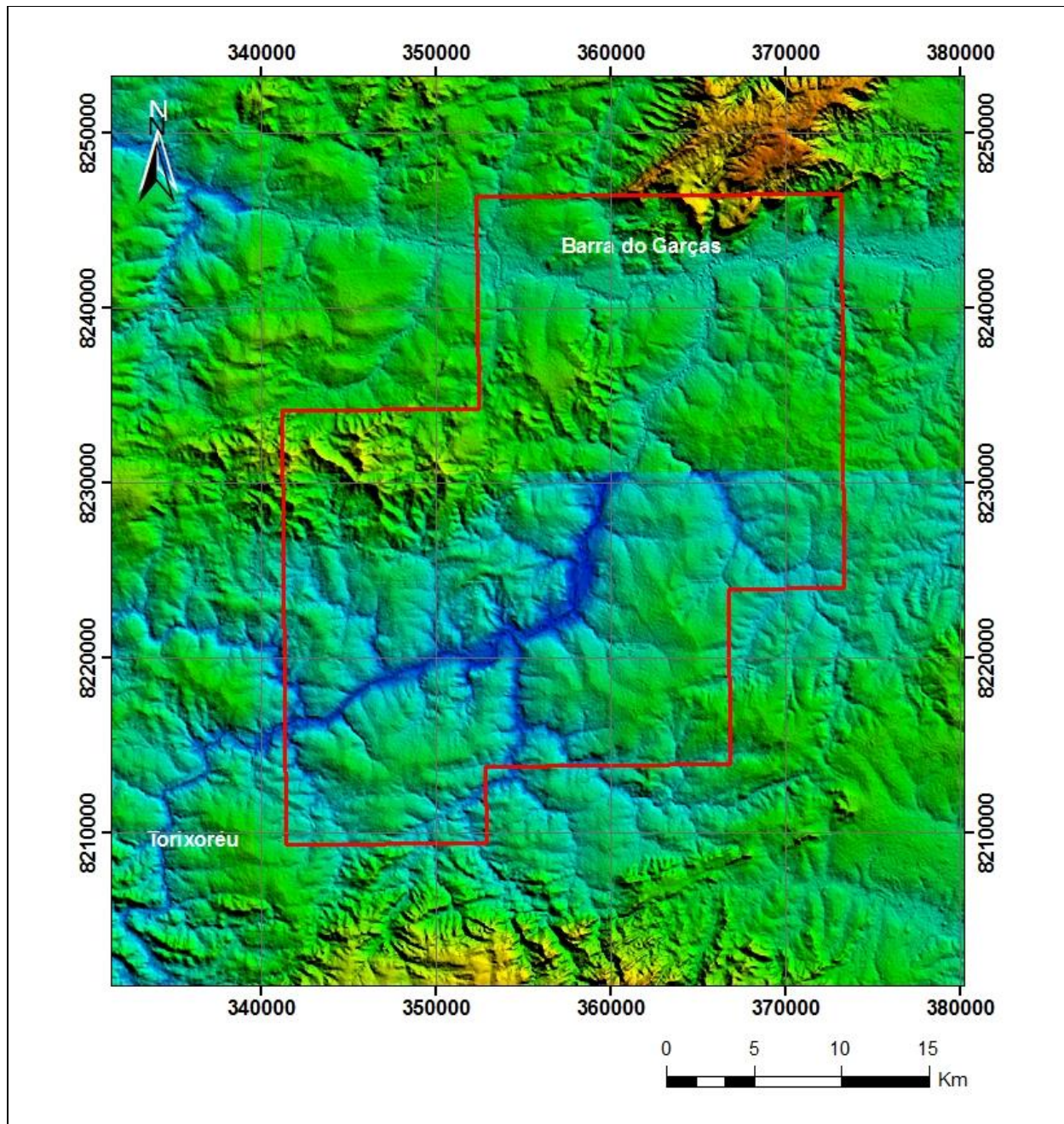


Figura 4.14: Imagem de radar utilizada na interpretação regional dos principais lineamentos. A figura é formada por quatro imagens correspondentes às quadrículas compatíveis com o desdobramento de 1:250.000 (1° latitude por 1,5° longitude). Imagem extraída de: Topodata INPE. Datum: WGS 1984. Sistema de Projeção: UTM zona 22 S.

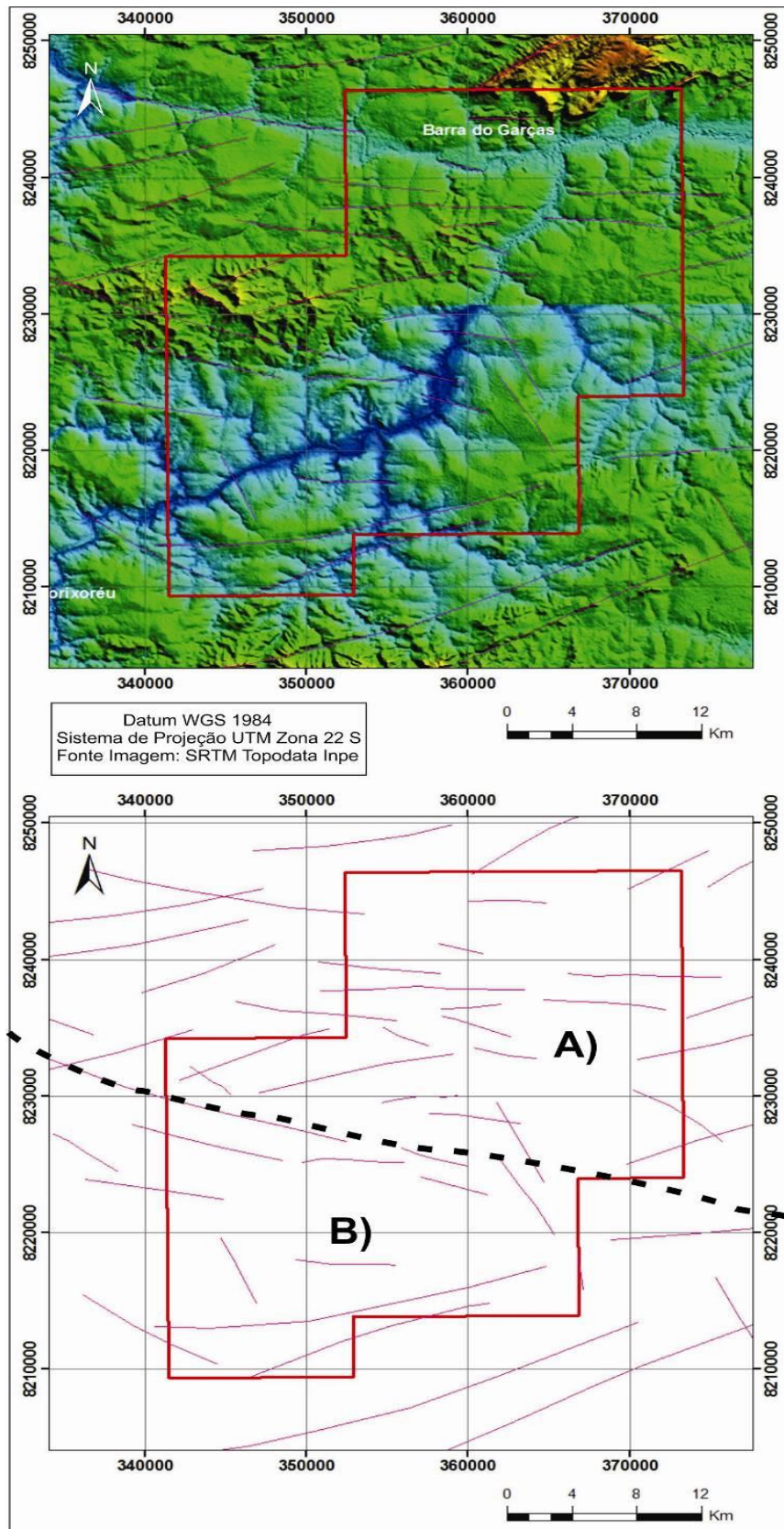


Figura 4.15: Domínios de lineamentos estruturais interpretados a partir de imagem de radar.

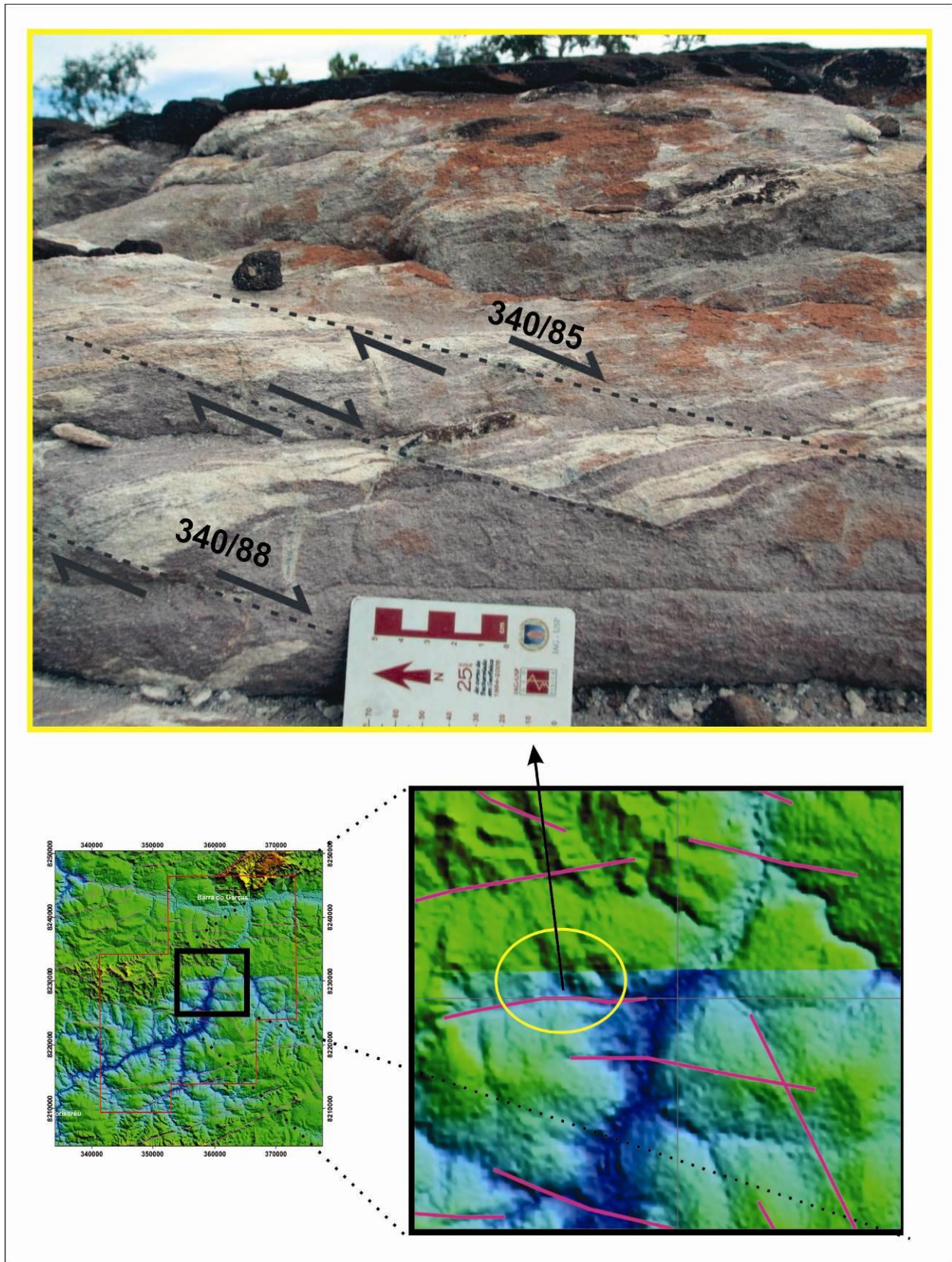


Figura 4.16: Conjunto de falhas normais que evidenciam tectônica extensiva, típica da Bacia do Paraná.

## 4.2 – Sonografia

O levantamento sonográfico no rio Araguaia foi realizado com linhas longitudinais ao canal, velocidade de aquisição de cerca de 4 nós e alcance de varredura de 50 metros por canal. Os dados foram obtidos na seca (junho de 2010) e no período de cheia (março de 2012).

O mapeamento foi realizado a partir de imagens adquiridas com alta frequência (500 kHz), na tentativa de discriminar com melhor resolução as principais feições do fundo do rio. A análise do trecho imageado possibilitou individualizar diferentes feições geomorfológicas, com registros que mostram que o leito é muitas vezes dominado por depósitos psamíticos. A Figura 4.17 apresenta a cobertura do levantamento sonográfico no rio Araguaia dividido em quatro áreas, para facilitar a visualização da localização de cada trecho analisado.

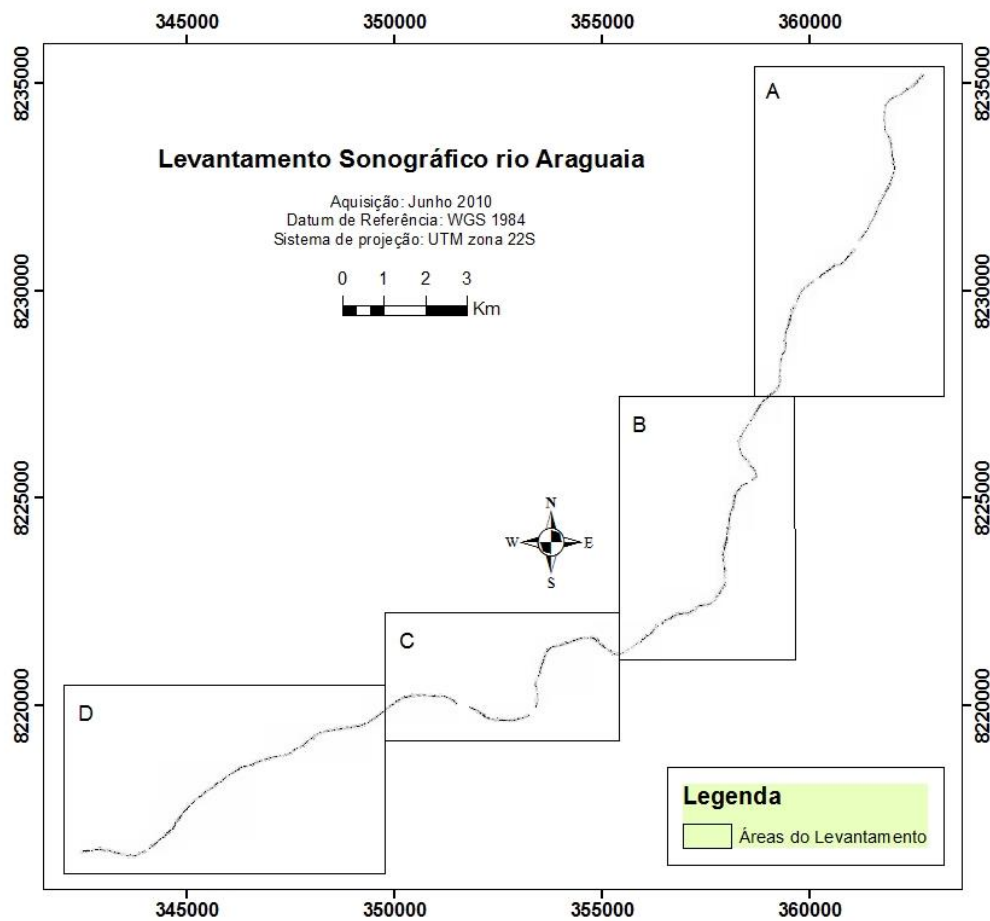


Figura 4.17: Mapa de cobertura obtido com levantamento do sonar de varredura lateral no rio Araguaia em junho 2010. Datum: WGS 1984. Sistema de projeção: UTM Zona 22 S.



A área A (Figura 4.18), que se inicia nas imediações de Barra do Garças, é essencialmente dominada por sedimentação psamítica. Feições de dunas e *ripples* são bastante recorrentes ao longo de centenas de metros. A morfologia desses materiais indica que o rio é marcado por um fluxo contínuo de corrente que molda macroformas as quais variam o comprimento entre cristas de escala métrica a decamétrica.

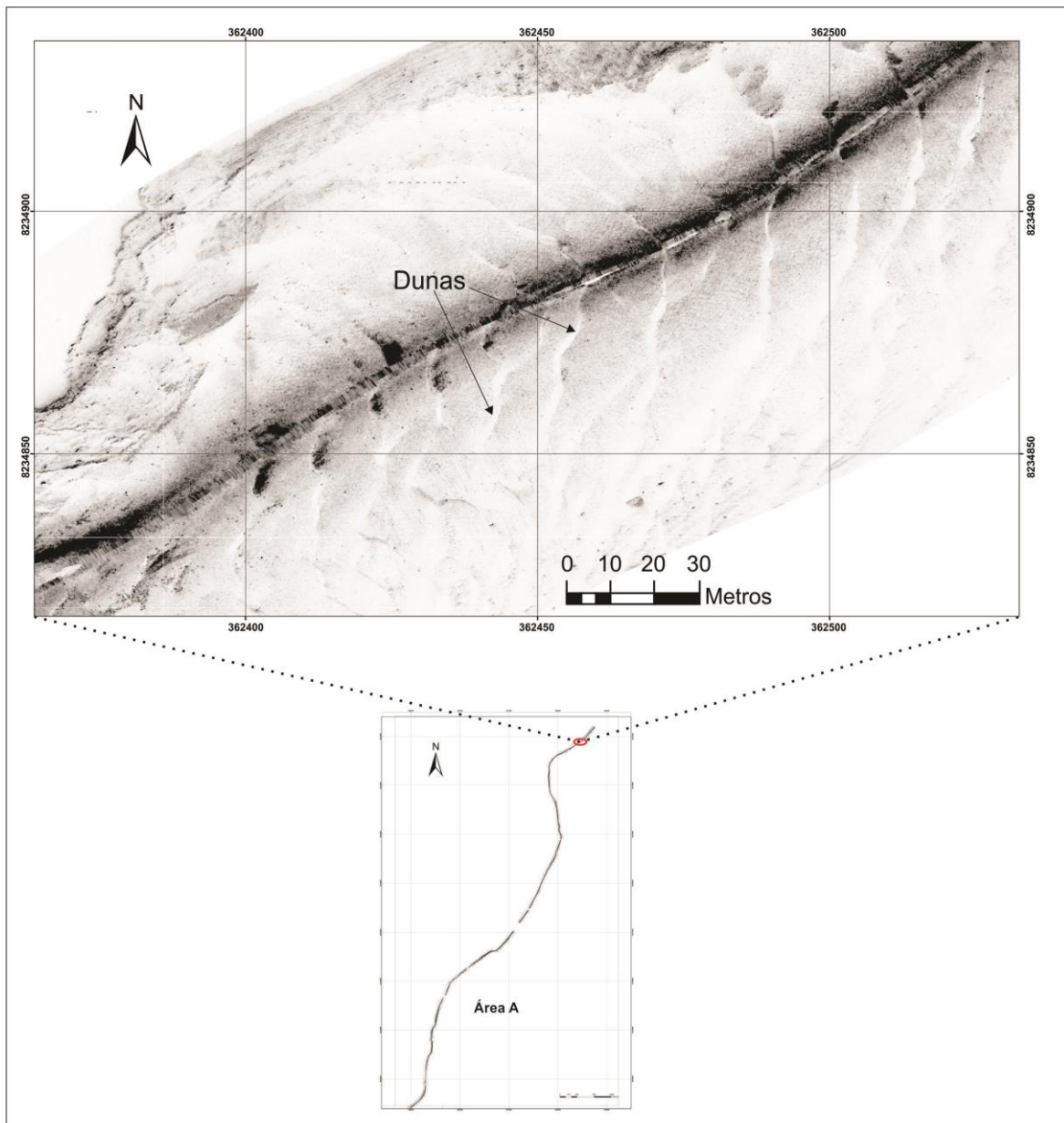
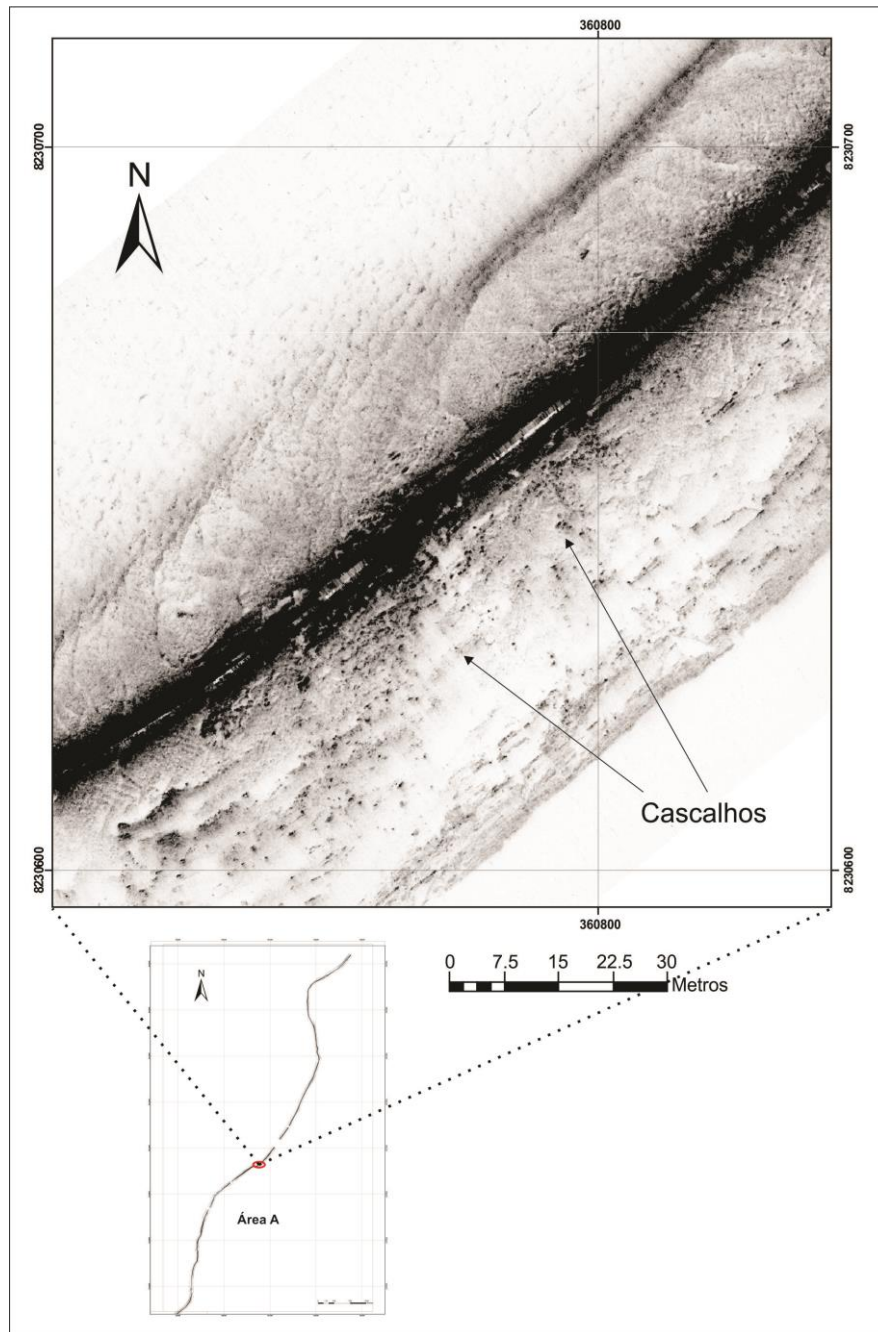


Figura 4.18: Registro de sonar de varredura lateral que evidencia macroformas (dunas) no leito do rio Araguaia com comprimento entre cristas de escala decamétrica. Esta feição é bastante comum e é observada em vastas áreas, podendo cobrir centenas de metros. Sentido corrente: SW – NE.

Localmente é possível observar a presença de cascalhos disseminados. Esse tipo de sedimento é identificado em restritas áreas e pode estar associado ao intemperismo de afloramentos rochosos (diamictitos) ou retrabalhamento de margens provocadas pelo próprio fluxo do rio (figuras 4.19 e 4.20).



**Figura 4.19:** Imagem do sonar de varredura lateral com feições de cascalho dispersos no fundo do rio Araguaia. Na área A esse tipo de ocorrência é bastante restrita, mas pode ocorrer em extensões significativas por dezenas de metros. Sentido corrente: SW – NE.

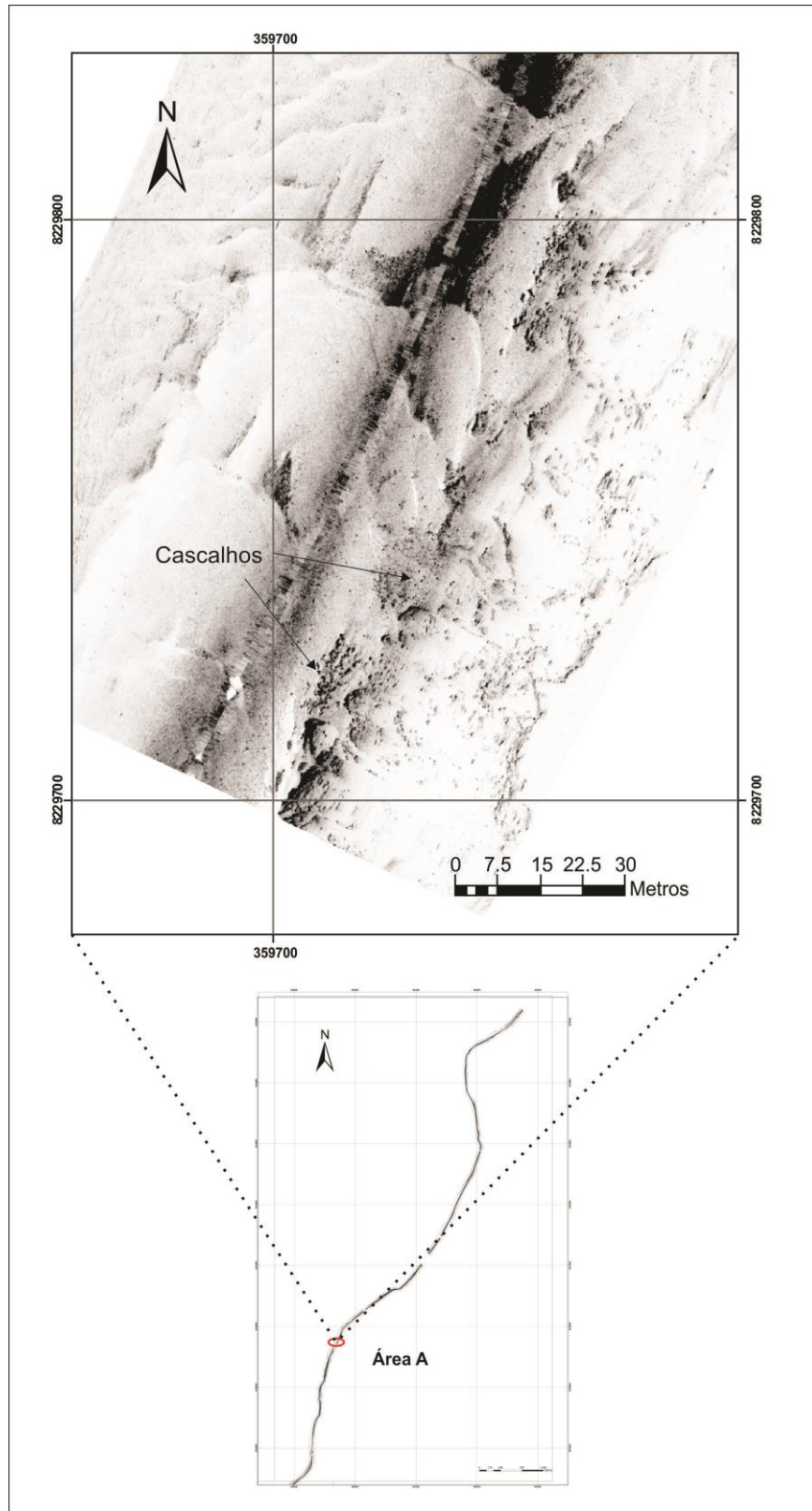


Figura 4.20: Registro de sonar de varredura lateral que exhibe ocorrência de cascalhos e clastos, possivelmente oriundos da desagregação de afloramentos da margem. Sentido da corrente SW – NE.

A área B apresenta características similares à área A, porém a concentração de cascalhos é mais significativa (Figura 4.21). Longos trechos evidenciam sedimentação arenosa, com presença de dunas bem desenvolvidas e margens que expõem substrato rochoso. A textura do fundo algumas vezes é rugosa e irregular, contrastante com a textura observada na presença de dunas, com aspecto mais homogêneo (menor impedância acústica; Figura 4.22).

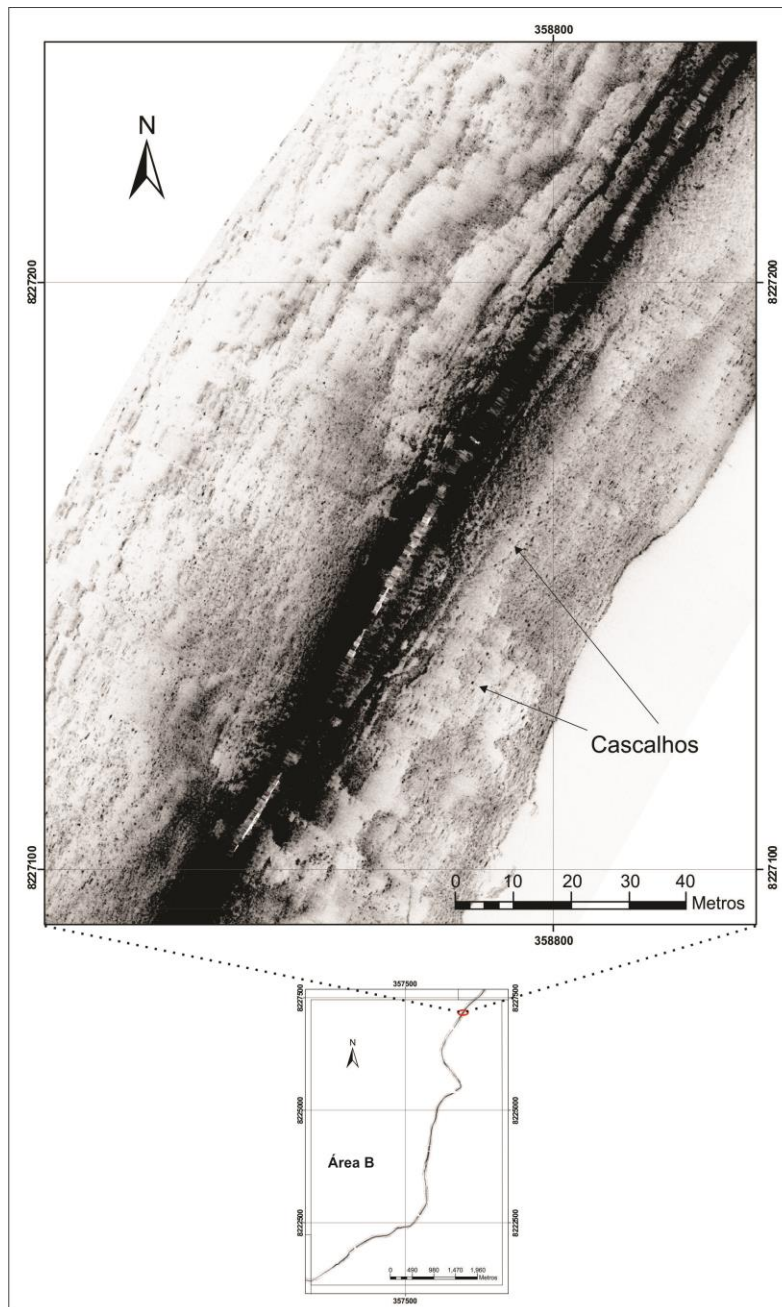
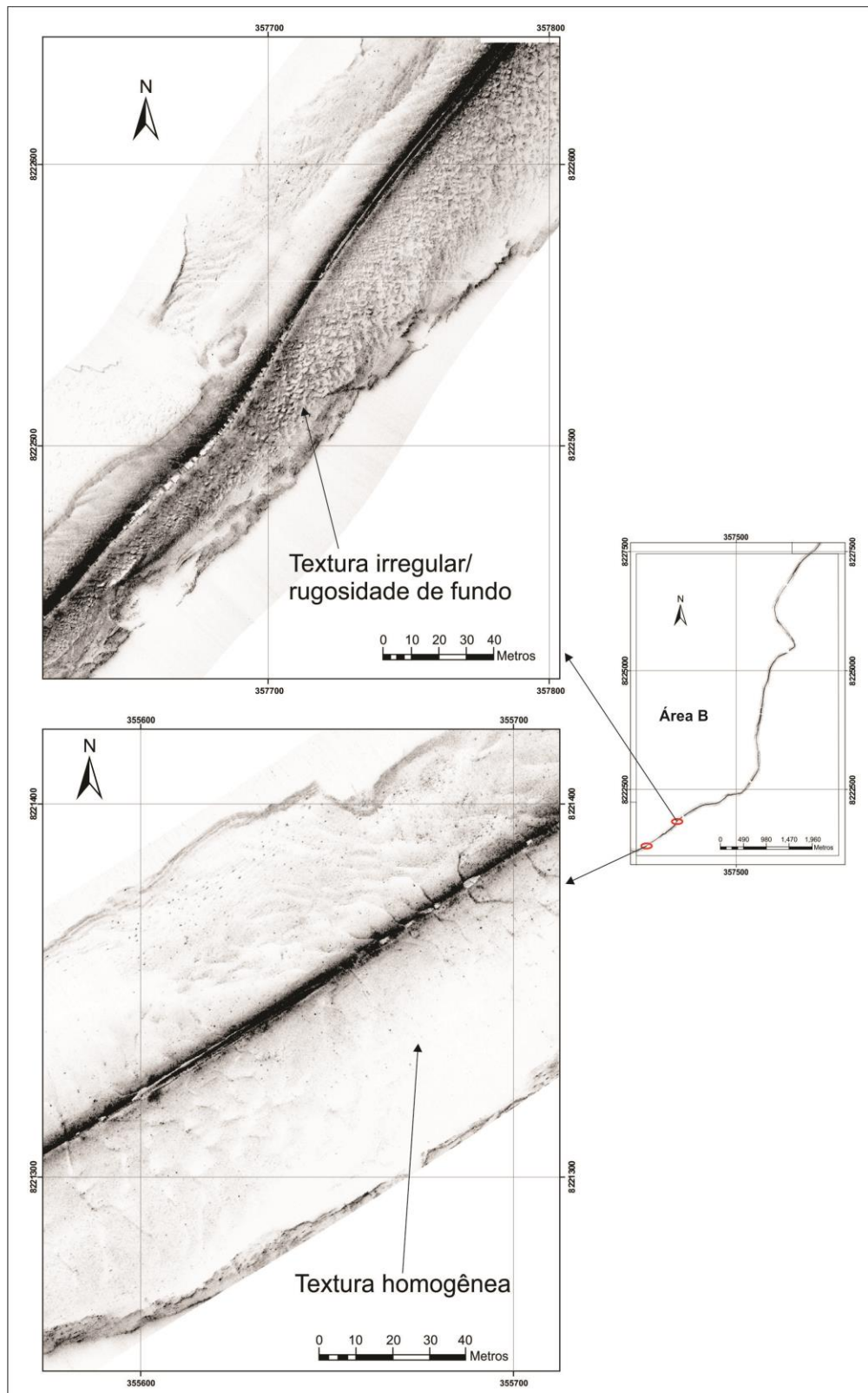


Figura 4.21: Registro de sonar de varredura lateral evidenciando cascalhos disseminados no leito do rio Araguaia. Sentido da corrente: SW – NE.



**Figura 4.22: Comparação da variação da textura para o mesmo tipo de sedimento (depósitos arenosos). As feições de dunas (imagem com aparência clara) apresentam textura homogênea típica de sedimento bem selecionado. A sedimentação do depósito de areia de forma irregular mostra maior impedância acústica. Sentido da corrente: SW – NE.**

A área C, localizada cerca de 18 km à montante de barra do Garças, apresenta concentração de cascalhos limitada e é dominada pelo acúmulo de sedimentos finos (areia/silte) e presença de afloramentos rochosos nas margens com significativa continuidade. É possível notar na porção montante dessa área presença de cascalhos provavelmente oriundos da desagregação ou intemperismo de afloramentos (Figura 4.23).

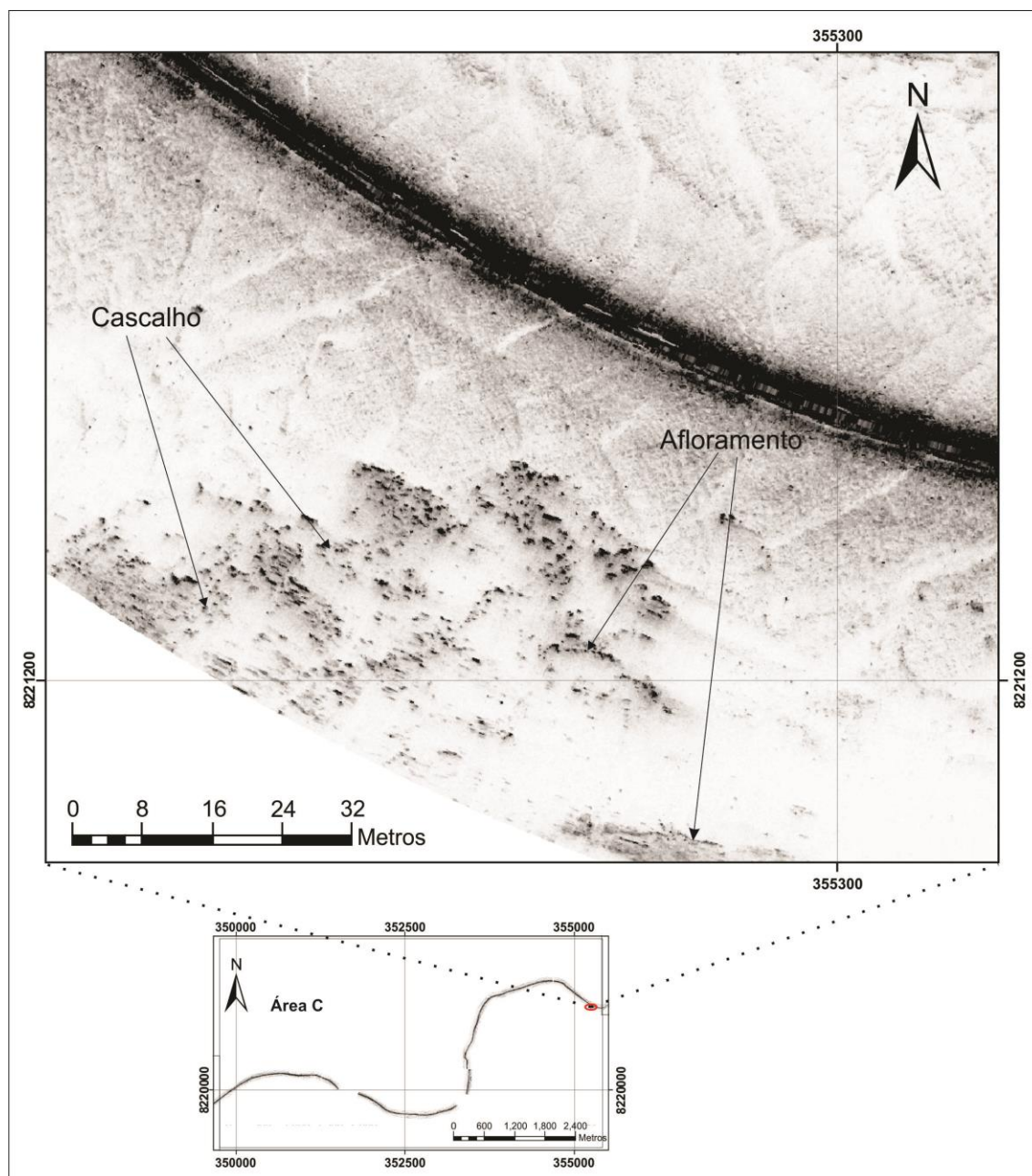


Figura 4.23: Imagem do sonar de varredura lateral com presença de cascalhos oriundos de provável desagregação de afloramentos da margem do rio. Sentido da corrente: NW – SE.

Em outra situação, foi identificada a concentração de cascalhos disseminados no leito do rio Araguaia. Essa concentração muitas vezes pode passar despercebida no sonar de varredura lateral caso haja recobrimento de sedimentos inconsolidados em decorrência da descarga de fluxos de corrente. A Figura 4.24 mostra um exemplo típico.

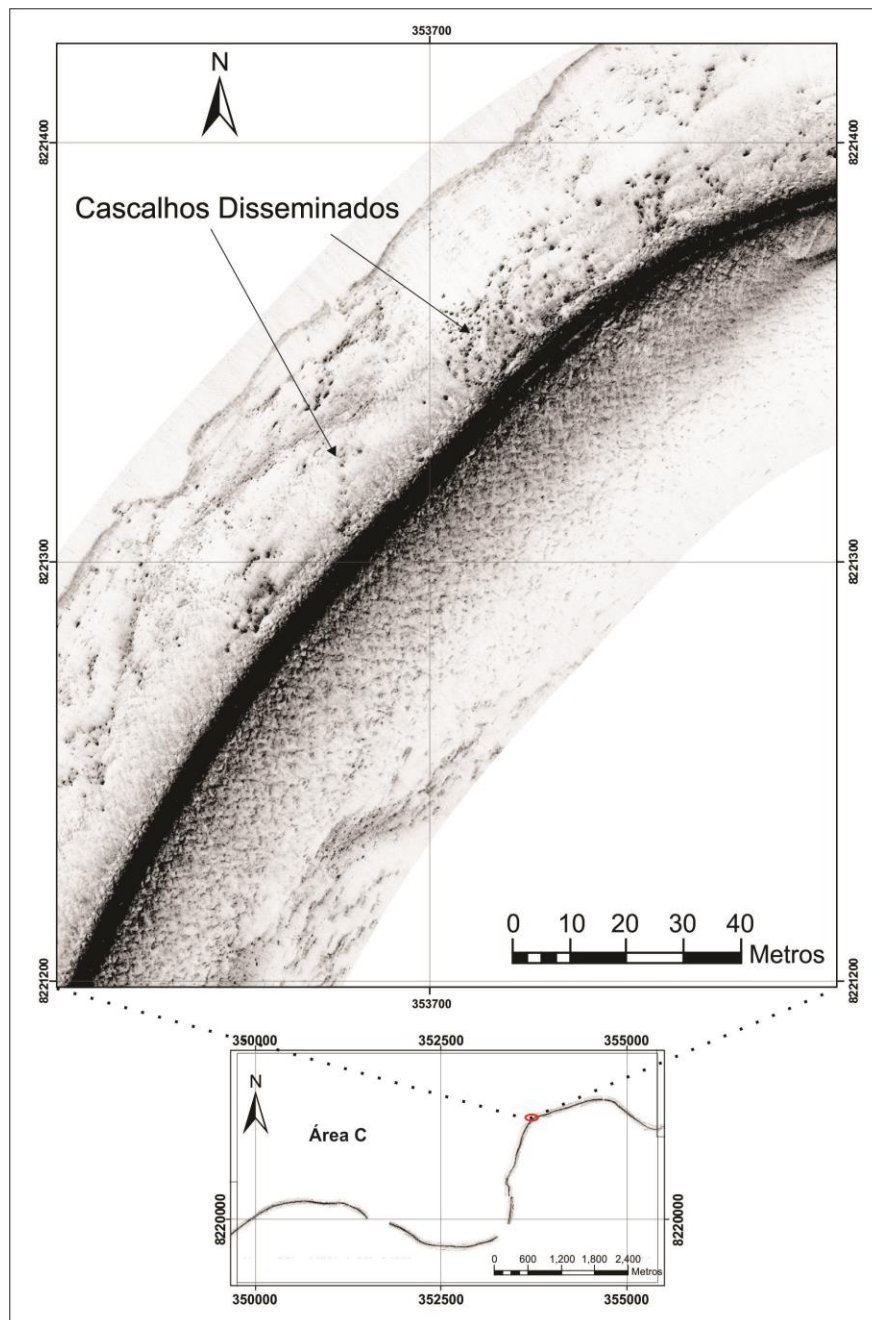


Figura 4.24: Exemplo de registro de sonar de varredura lateral que mostra cascalhos dispersos no fundo do rio. Nota-se que a sedimentação arenosa tende a sobrepôr a camada de cascalho superficial. Sentido da corrente: SW – NE.

A área D se caracteriza por longas áreas de sedimentação arenosa e presença de afloramentos rochosos (arenitos da Formação Aquidauana, Figura 4.25). Não foram encontrados registros de cascalheiras, apenas uma área com concentração de cascalho típico de rejeito de exploração aluvial. Essa sonografia mostra um claro exemplo de como a retirada desordenada de cascalho pode acelerar as taxas de assoreamento do rio, devido ao acúmulo de cascalho (Figura 4.26).

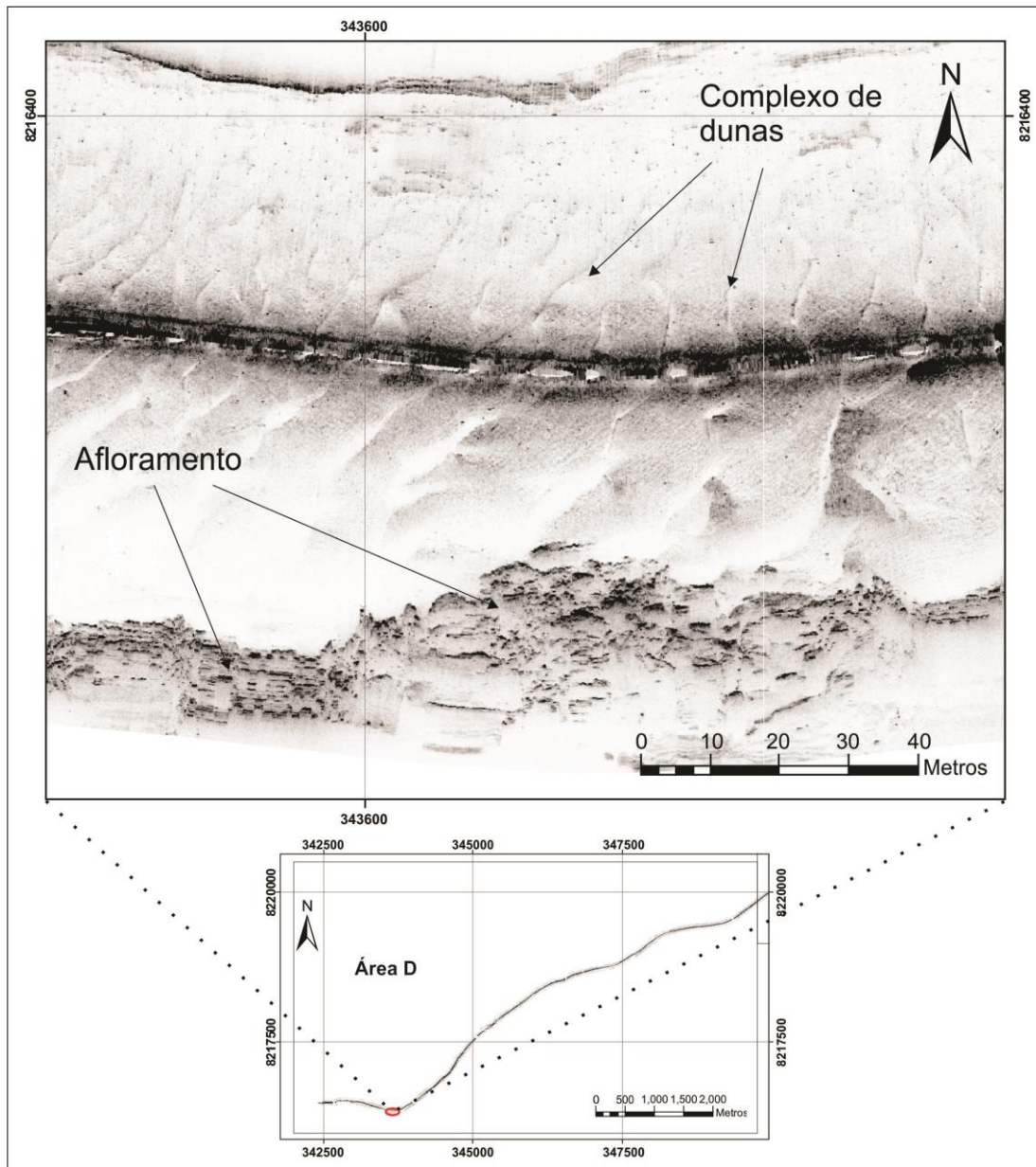


Figura 4.25: Sonografia mostra afloramento rochoso na margem do rio. Na imagem observa-se ainda sistema de dunas com espaçamento entre cristas de 10 m, macroforma bastante comum ao longo de toda a área. Sentido da corrente: W – E.



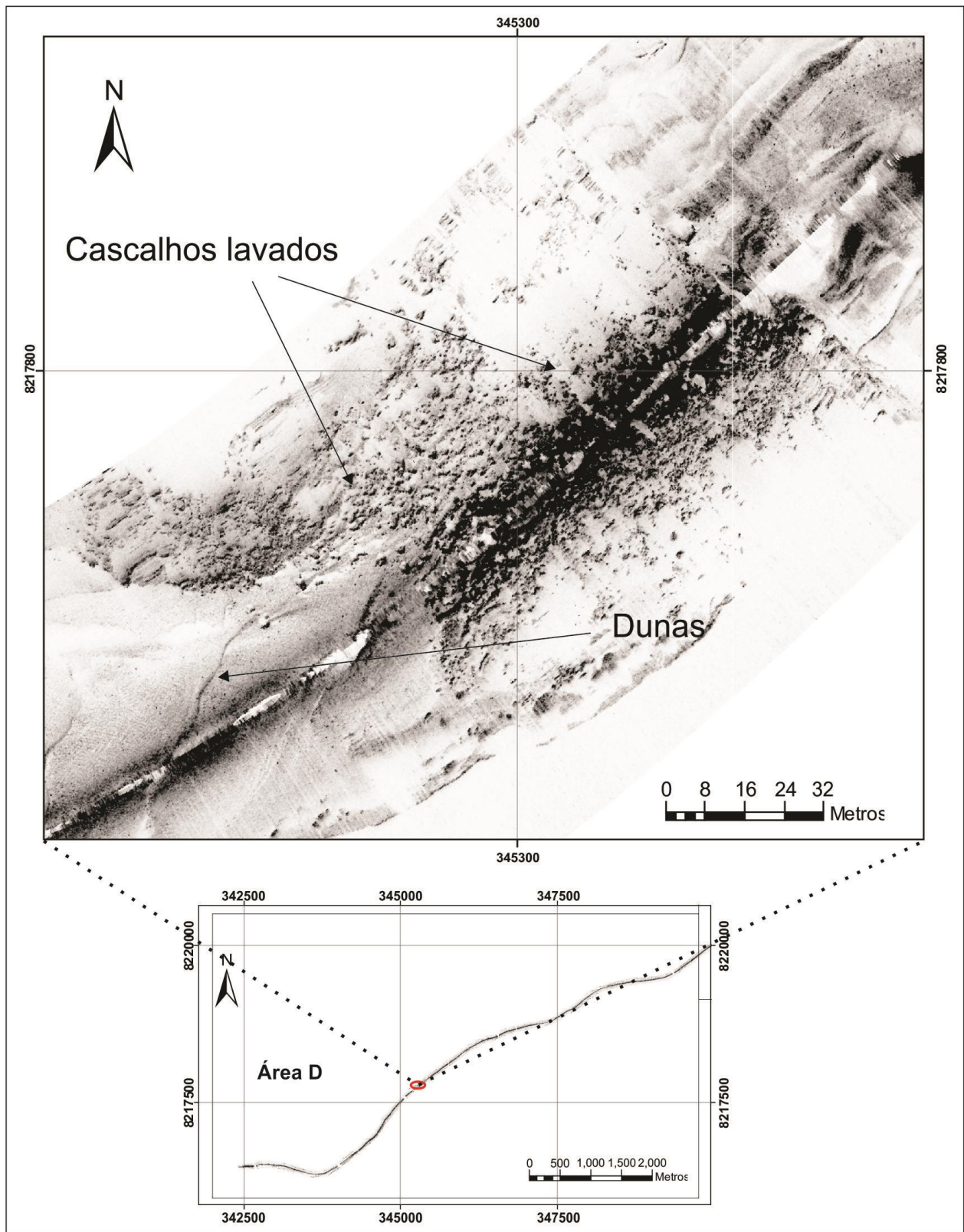


Figura 4.26: Registro acústico evidencia concentração antrópica de cascalho no leito do rio Araguaia. O processo desordenado de extração de material aluvial gera resíduos sólidos sem plano adequado de manejo que contribui com o assoreamento do rio. Sentido da corrente: SW – NE.

Os registros sonográficos apresentados representam as principais feições observadas ao longo de todo levantamento realizado no rio Araguaia. As imagens mostram que o rio é dominado por sedimentação arenosa e mostra tipos de sedimentos representados por macroformas (sistemas de dunas), presença de afloramentos rochosos (principalmente nas margens) e ocorrência superficial de cascalho.

A partir da análise e interpretação dos registros foi possível esboçar mapas de distribuição de cascalhos e sedimentos do rio Araguaia (basicamente areia). Para a elaboração, foram levados em consideração tanto aspectos externos ao rio (presença de garimpos, principais estruturas e geologia) quanto a interpretação dos próprios registros (figuras 4.27 a 4.30).

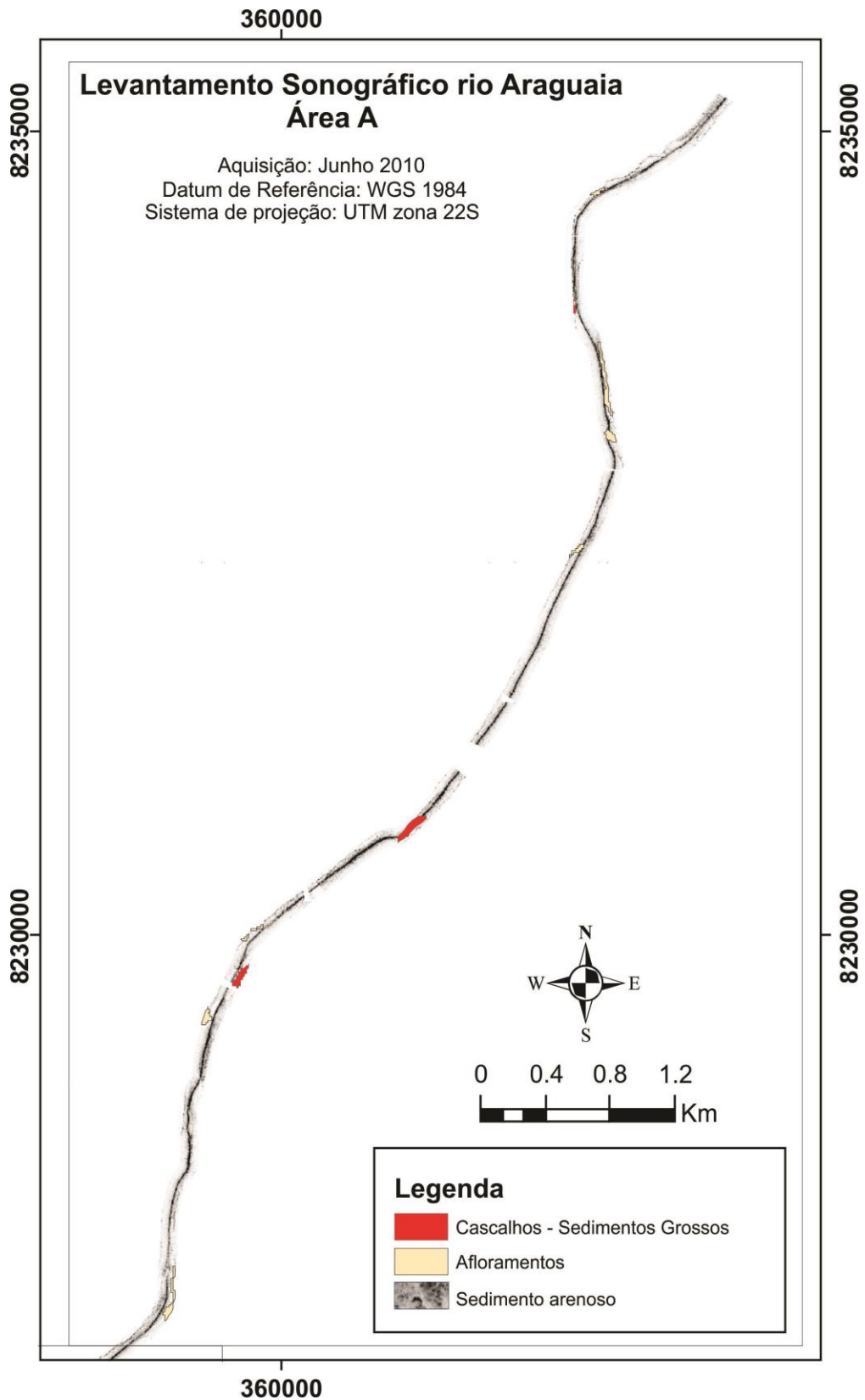


Figura 4.27: Mapa de interpretação do registro do sonar de varredura lateral da subárea A. Pode-se observar restrita deposição de cascalho e predominância de deposição de areia.

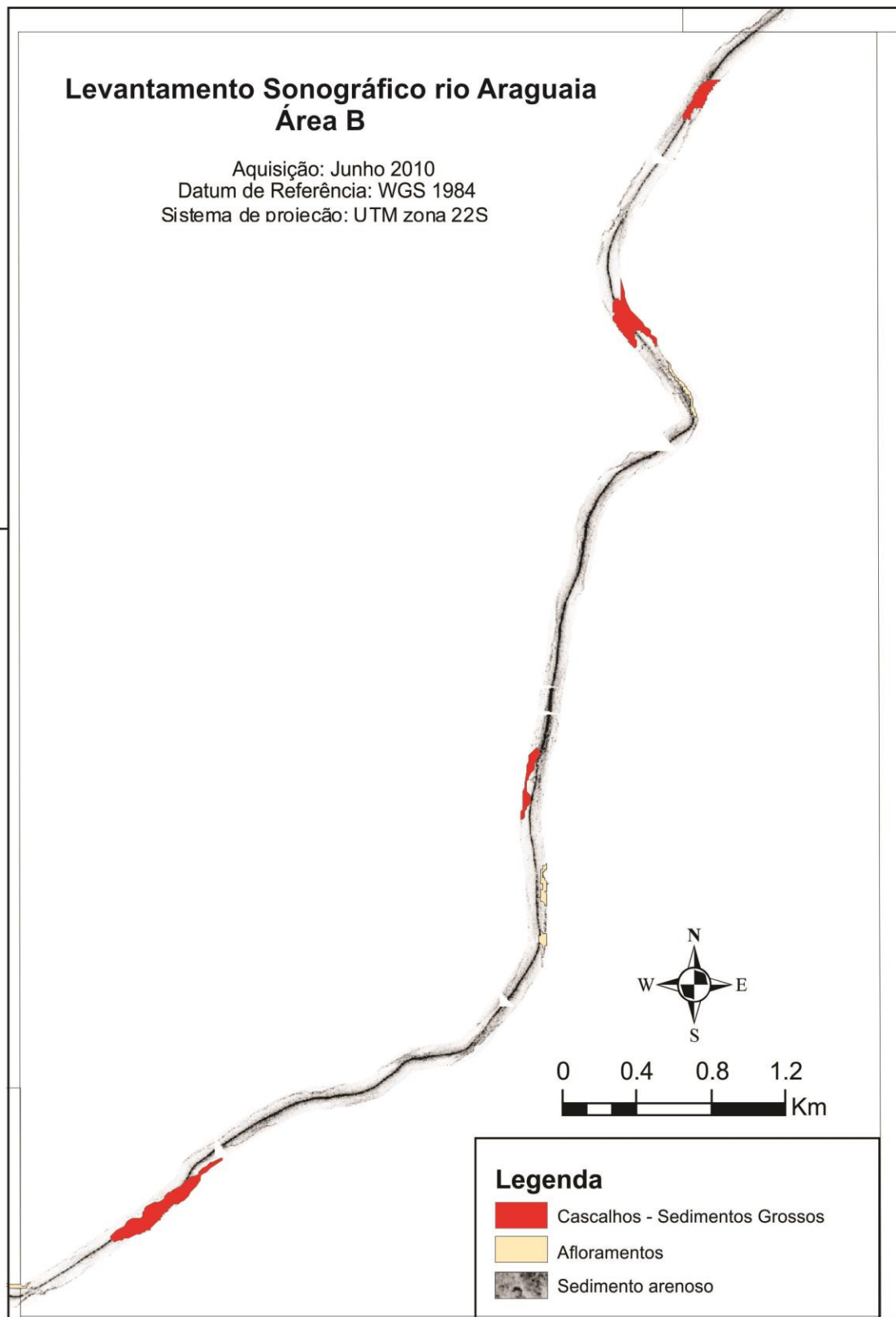


Figura 4.28: Mapa de interpretação do registro do sonar de varredura lateral da subárea da área B, com maior concentração de cascalho superficial comparando-se com as outras áreas.

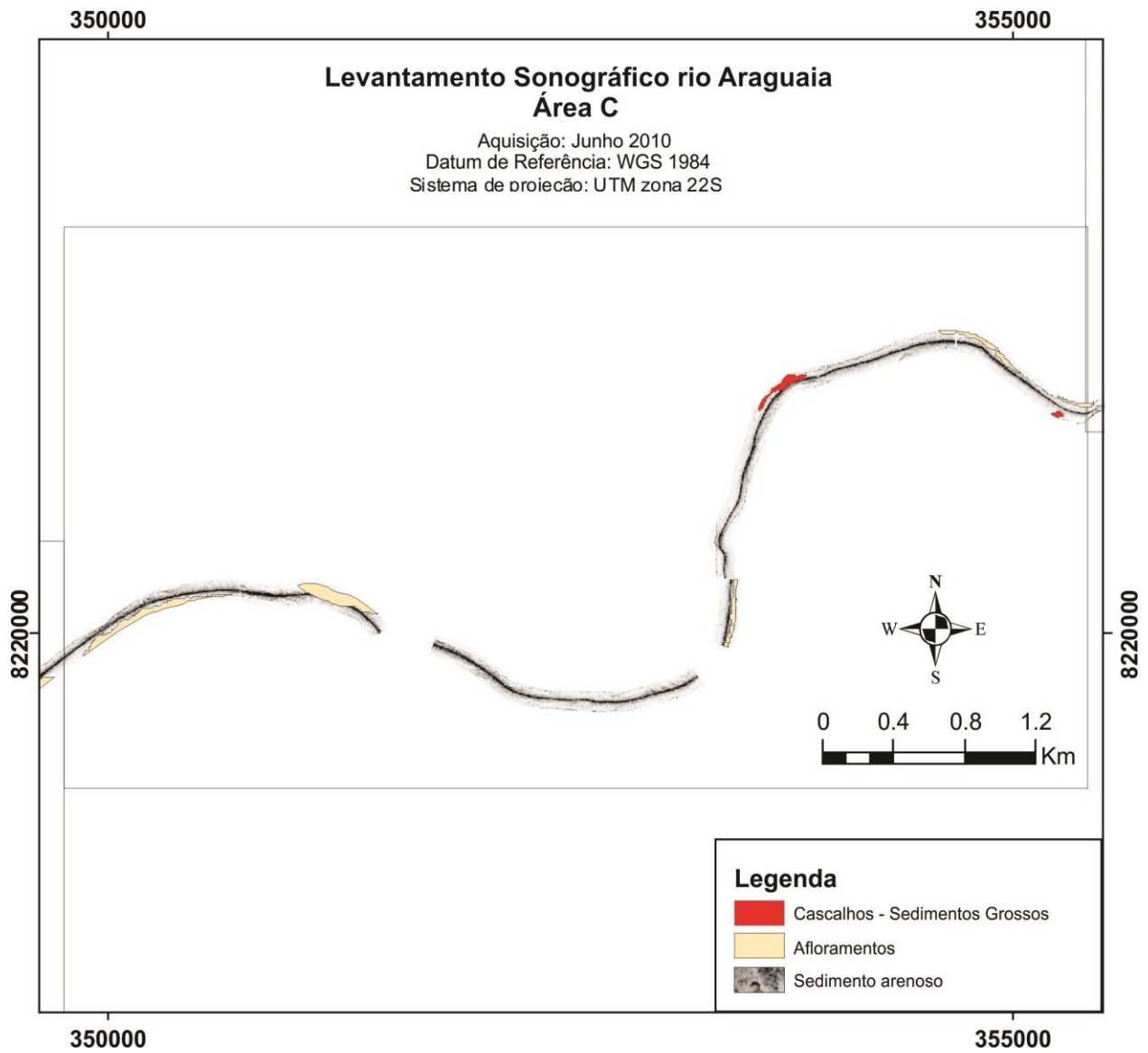
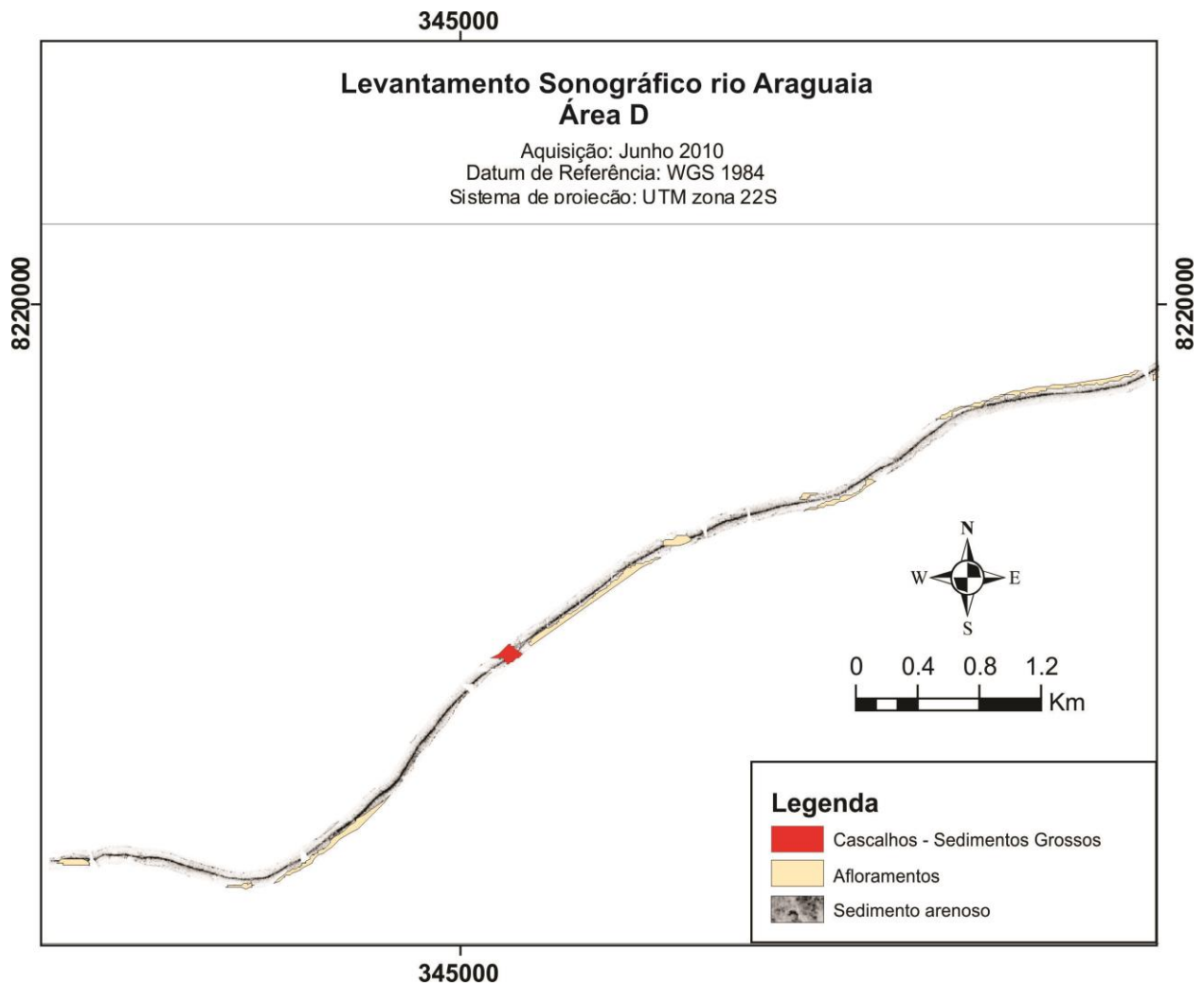


Figura 4.29: Mapa de interpretação do registro do sonar de varredura lateral da subárea C, com restrita concentração de cascalhos e presença de afloramentos com significativa continuidade.



**Figura 4.30:** Mapa de interpretação do registro do sonar de varredura lateral da subárea D. Pode-se observar a presença de pilha de rejeito (único registro superficial de cascalho) e afloramentos ocorrentes principalmente ao longo de margens.

### 4.2.1 – Dinâmica Fluvial

Do ponto de vista genético das formas de acumulação, a planície aluvial do rio Araguaia pode ser considerada como uma planície “polifásica”, por sua superfície refletir profundas mudanças climáticas e ambientais. Essas mudanças são evidenciadas no contraste existente nas características morfológicas e genéticas das diferentes unidades geomorfológicas que compõem a planície e seu canal principal (Bayer & Carvalho, 2008).

O levantamento sonográfico realizado no rio Araguaia contemplou duas estações do ano, na seca (2010) e na cheia (2012). A análise dos dados permite caracterizar algumas mudanças que marcam a dinâmica fluvial a partir de alterações na topografia de fundo e superposição de materiais de distintas granulometrias.

A dinâmica dos canais fluviais envolvem mecanismos de remoção de materiais que alteram suas margens devido principalmente a aspectos climáticos e processos erosivos. (Souza & Cunha, 2007). O método utilizado para compreensão das alterações do regime fluvial consiste na comparação dos dados sonográficos entre as campanhas de 2010 e 2012. A análise das feições de fundo do levantamento feito em 2010 foi realizada por meio da digitalização das principais estruturas em plataforma SIG (*shapefiles*) e a observação dessas feições georreferenciadas na aquisição de dados na campanha de 2012. A inserção dessas *shapefiles* de 2010 no projeto de 2012 apresenta variações na exposição das macroformas sedimentares, mudanças na textura de fundo e ocorrência de afloramentos ou cascalhos soterrados por camadas de sedimento inconsolidado.

Alguns trechos mostram que afloramentos rochosos observados na campanha de 2010 ao longo de dezenas de metros apresentam-se completamente sobrepostos por sedimentação psamítica (Figura 4.31), fator atribuído a provável intensificação de sedimentação por meio de enxurradas que promovem aumento de aporte sedimentar. Esse aumento pode ainda ser relacionado à erosão de margens, em decorrência da presença de garimpo desativado a menos de 500 metros à montante da ocorrência descrita. Em outros casos, camadas de sedimento arenoso se sobrepõem a camadas de cascalho previamente identificadas (figuras 4.32 e 4.33). Essa sobreposição, dependendo da natureza do cascalho (primário ou remobilizado) pode dificultar a interpretação dos níveis superficiais rasos de cascalho. O emprego de outros métodos geofísicos poderá auxiliar no mapeamento dessas camadas.

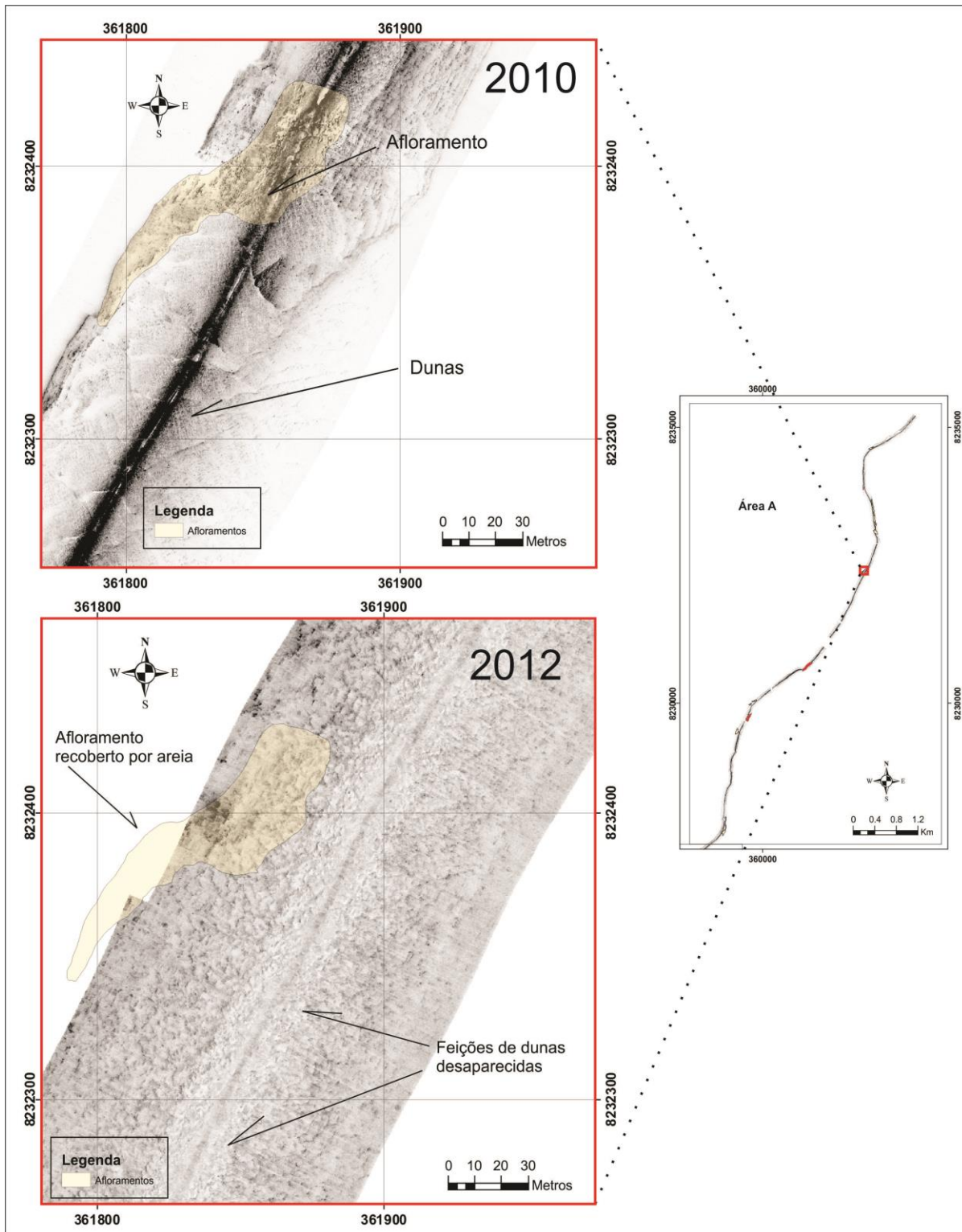


Figura 4.31: Comparação de registros numa mesma área evidencia sobreposição de camadas de areia em afloramento rochoso previamente observado em 2010, feição antes perceptível por mais de 50 metros em extensão. O aumento do aporte sedimentar pode ser atribuído a fenômenos naturais como enxurradas, chuvas torrenciais ou mesmo remobilização de sedimentos do rio.



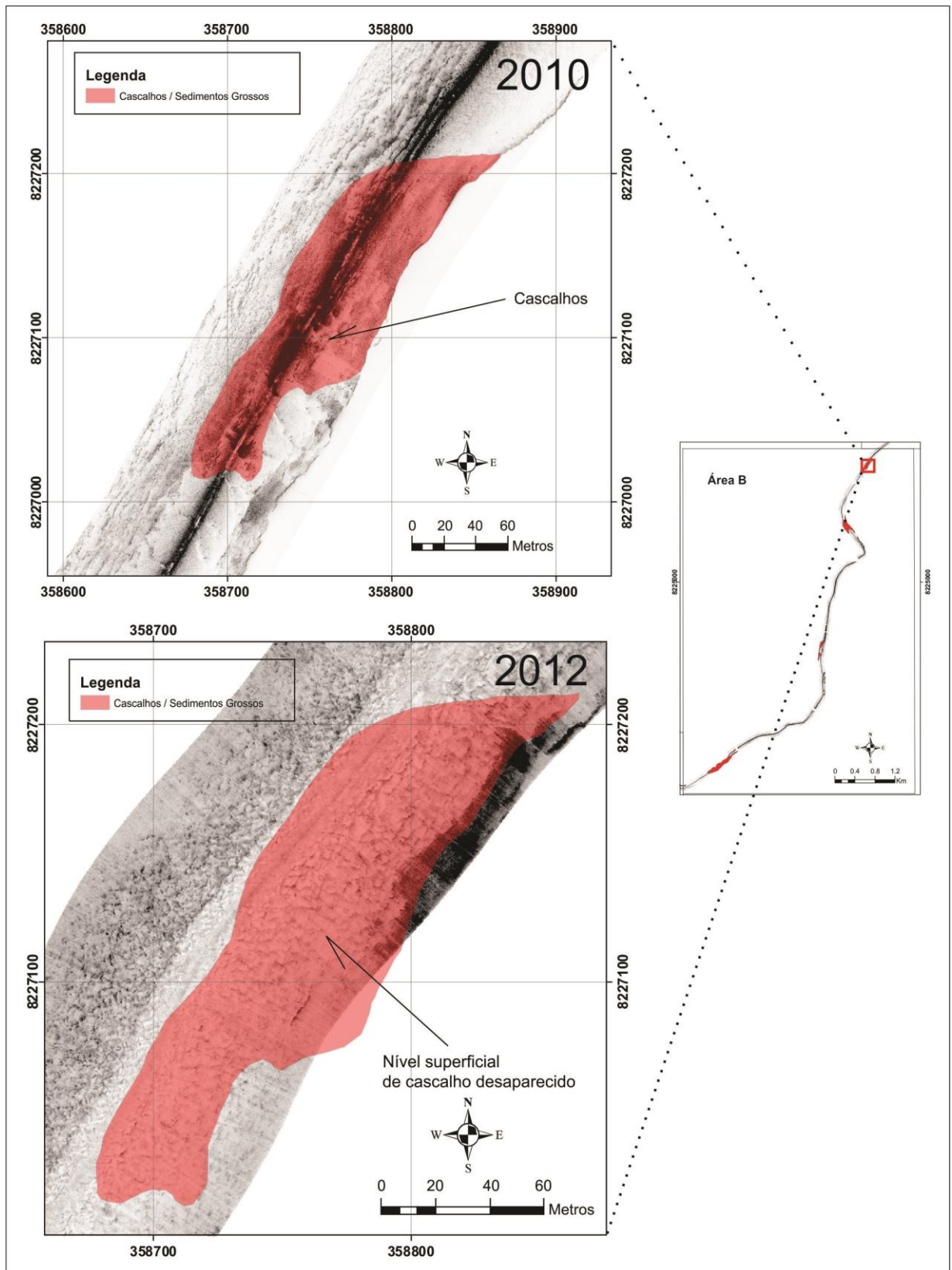


Figura 4.32: Comparação de registros na subárea B na mesma área. Observam-se centenas de metros de camada superficial de cascalho soterrada e o desaparecimento das feições de dunas registradas na campanha de 2010.

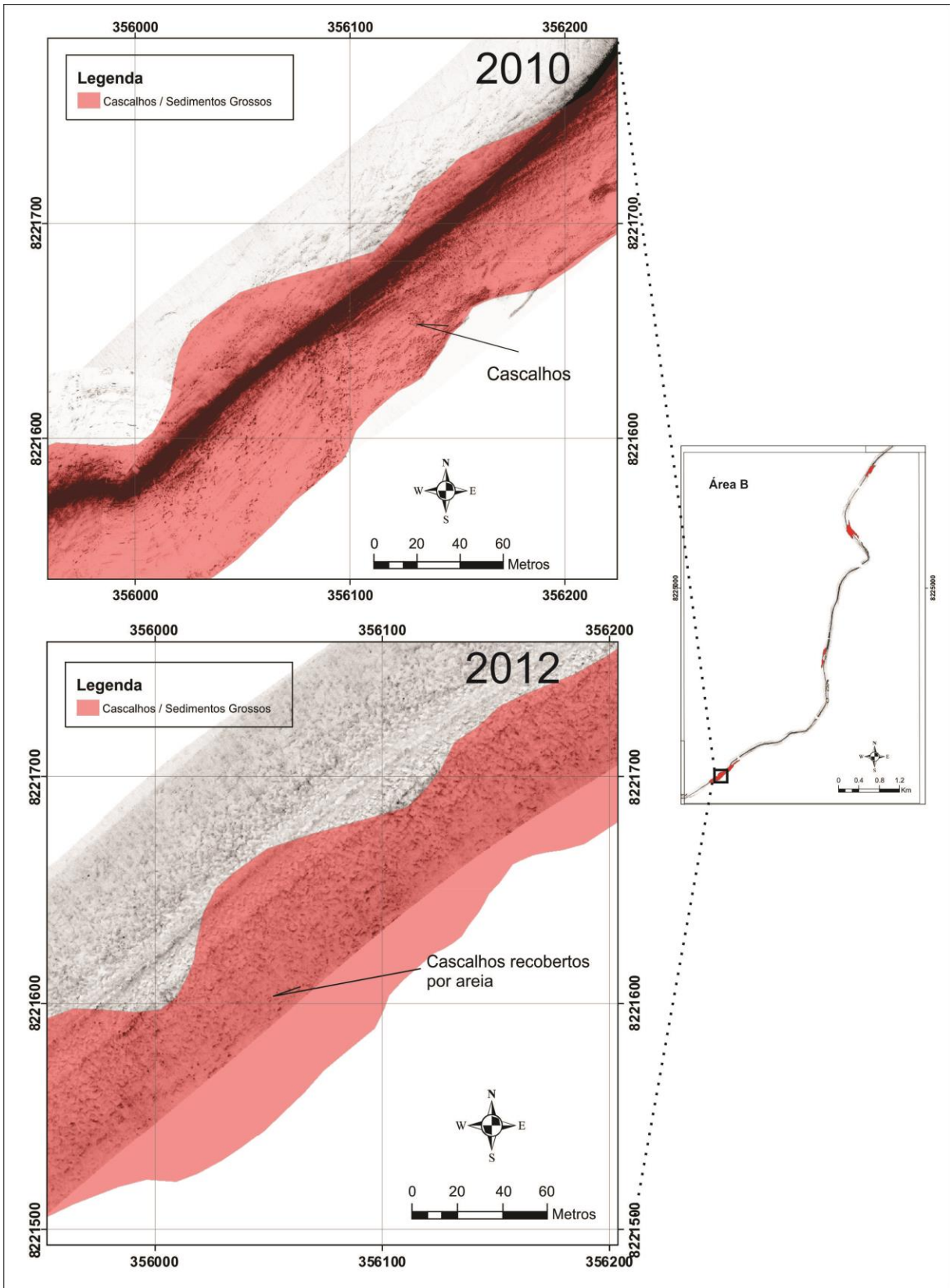


Figura 4.33: Comparação de sonografias das campanhas de 2010 e 2012 na mesma região. Destaca-se recobrimento superficial de cascalho observado na campanha de 2010 por sedimentos inconsolidados (areia/silte).

### 4.3 – Sísmica de Alta Resolução

O levantamento sísmico foi realizado com perfilador de subfundo da *Edgetech*, com sensor SB-216. A aquisição dos dados foi realizada em dois períodos, na cheia (março 2010) e início da seca (maio 2013). Os resultados obtidos apresentam perfis que mostram significativa continuidade de estruturas rasas de subfundo e foram utilizados para embasar o estudo das principais feições que podem estar associadas a estruturas potencialmente relacionadas à concentração de diamantes.

Para a interpretação dos registros do perfilador de subfundo, é necessário ter ciência que a existência de refletores está condicionada à variação de impedância acústica, decorrente de diferentes graus de porosidade e compactação dos sedimentos do fundo. Com relação à penetração do sinal, o parâmetro chave é a frequência emitida pela fonte. Em geral, frequências mais baixas correspondem à maior poder de penetração do sinal, enquanto maiores frequências permitem obtenção de melhor resolução, porém com penetração mais atenuada com relação aos dados oriundos de fontes que empregam baixa frequência. Desta forma, pode-se realizar uma correlação entre a amplitude do sinal de retorno (sinal que transmite informações acerca do fundo do rio) com o tipo de cobertura sedimentar, na tentativa de identificar trapas potenciais ou estruturas de fundo que podem representar sítios potenciais à ocorrência de diamantes.

O mapa da Figura 4.34 mostra a cobertura de navegação obtida com o perfilador de subfundo, considerando tanto a campanha de 2010 quanto a campanha de 2013. As linhas de navegação foram realizadas longitudinalmente ao rio, com sentidos de navegação variados em detrimento do controle de qualidade dos dados e condições de navegabilidade. O sistema foi operado em alta frequência (2 – 15 kHz) para obtenção de dados com melhor resolução.

A área A, conforme interpretado com dados sonográficos, representa um trecho com predominância de complexos de dunas em longas extensões. Essas macroformas foram identificadas com o perfilador de subfundo, o qual reproduziu registros que mostram essas feições e em alguns casos podem indicar refletores com camadas subsuperficiais de areia ao longo de centenas de metros (Figura 4.35). A penetração média do sinal nessas regiões varia de 1 a 3 metros, podendo atingir até 6 metros em áreas específicas.

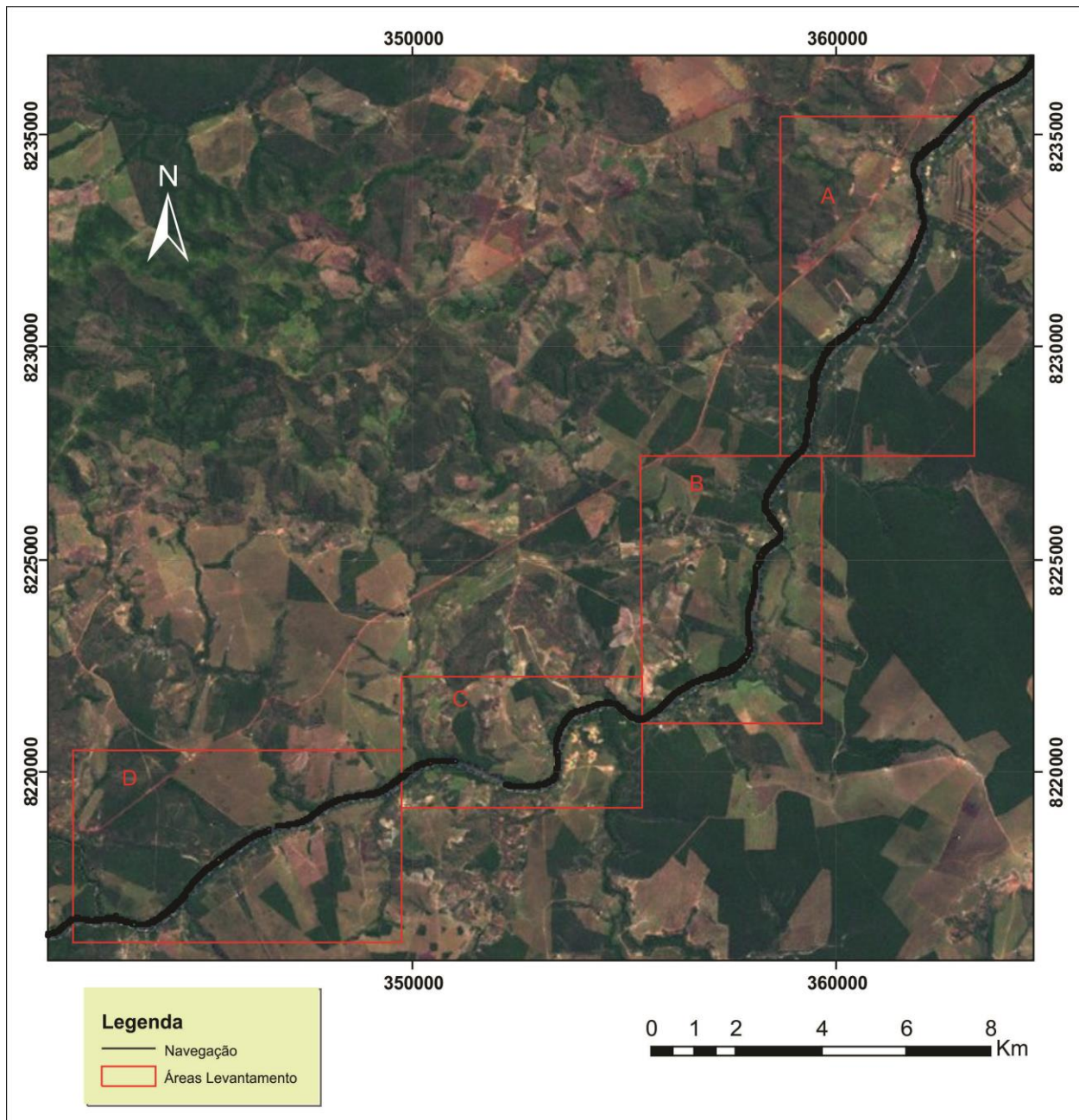


Figura 4.34: Mapa da navegação realizada pelo perfilador de subfundo (SBP) no rio Araguaia, separada por áreas (A, B, C e D). Fonte da imagem: ESRI Basemap 2013. Datum: WGS 1984. Sistema de projeção: UTM Zona 22 S.

Próximo da ocorrência anterior foi possível notar a presença de afloramentos rochosos e sedimentação arenosa (campos de dunas). Mudanças do fluxo de corrente do rio podem determinar zonas de *by-pass* as quais não acumulam sedimentos. Essas zonas muitas vezes expõem a superfície de rochas do leito devido à erosão das camadas superficiais. A análise do

registro permite identificar as áreas de afloramentos pela ausência de refletores significativos subjacentes e aumento da impedância acústica (Figura 4.36).

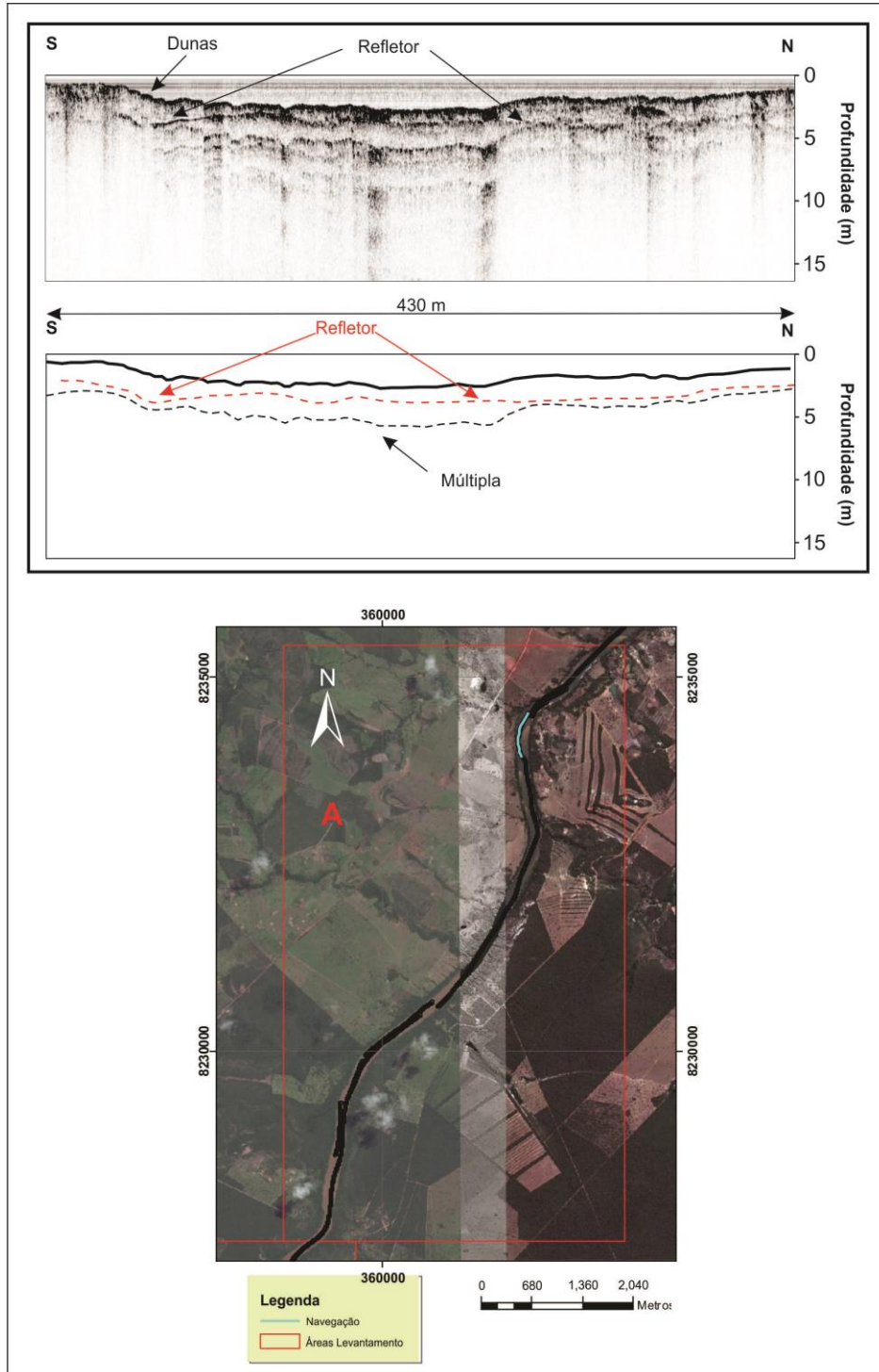
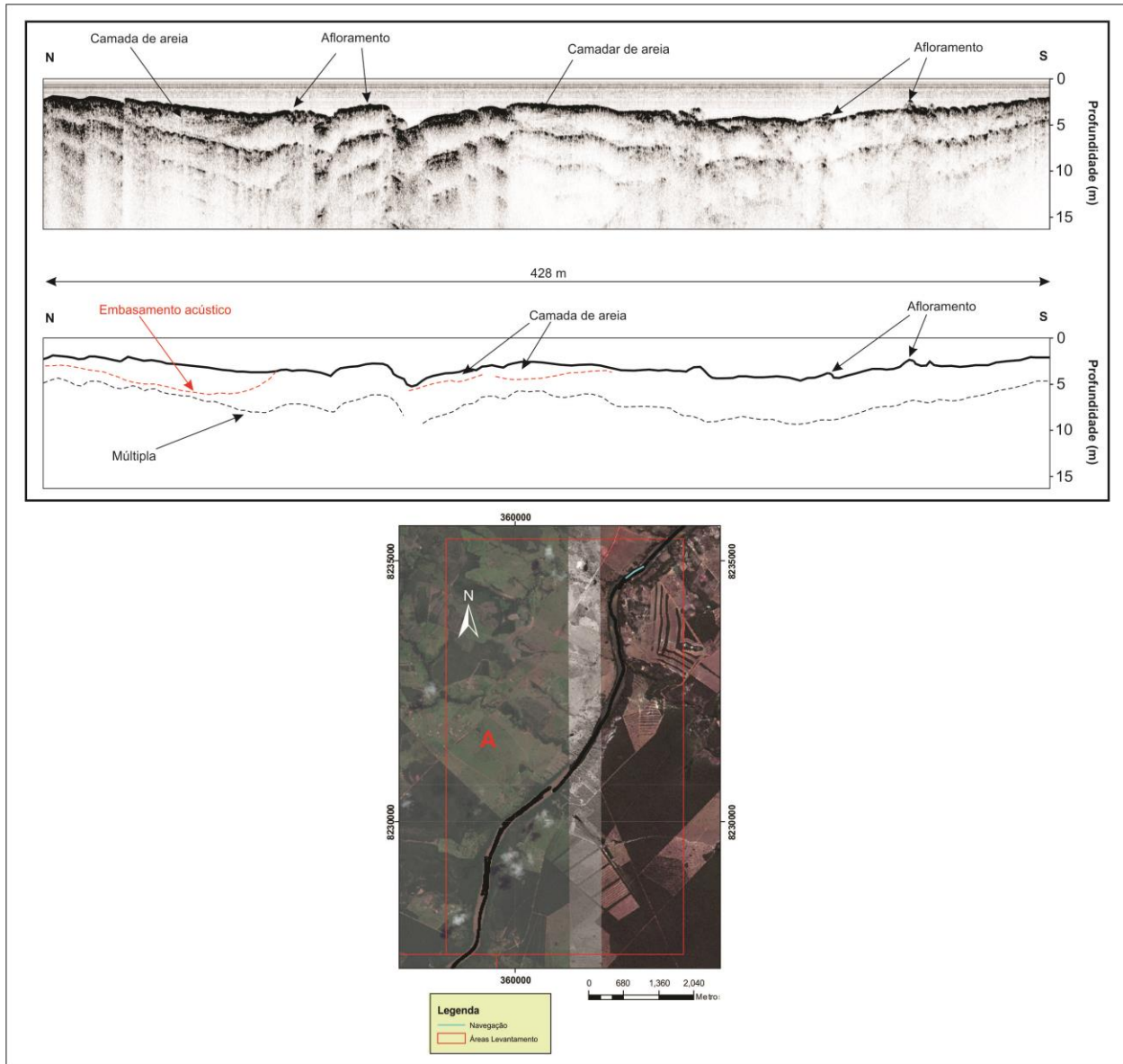


Figura 4.35: Registro SBP e mapa de localização da navegação. O perfil apresenta predominância de deposição arenosa ao longo de todo registro e mostra refletor com espessura máxima de aproximadamente 3 m.



**Figura 4.36:** Exposição do embasamento acústico (arenito) em trechos intercalados à sedimentação arenosa.

Os sítios potenciais acumuladores de diamantes são associados aos níveis rasos de cascalho. A identificação destes e o mapeamento de sua continuidade possibilita localizar as áreas de maior probabilidade de se encontrar diamantes secundários. A Figura 4.37 apresenta um exemplo de nível superficial de cascalho encontrado no rio Araguaia, onde é possível identificá-lo por mais de 100 m ao longo do registro sísmico. No trecho onde se visualiza a camada de cascalho não há intensa impedância acústica sem grande penetração de sinal.

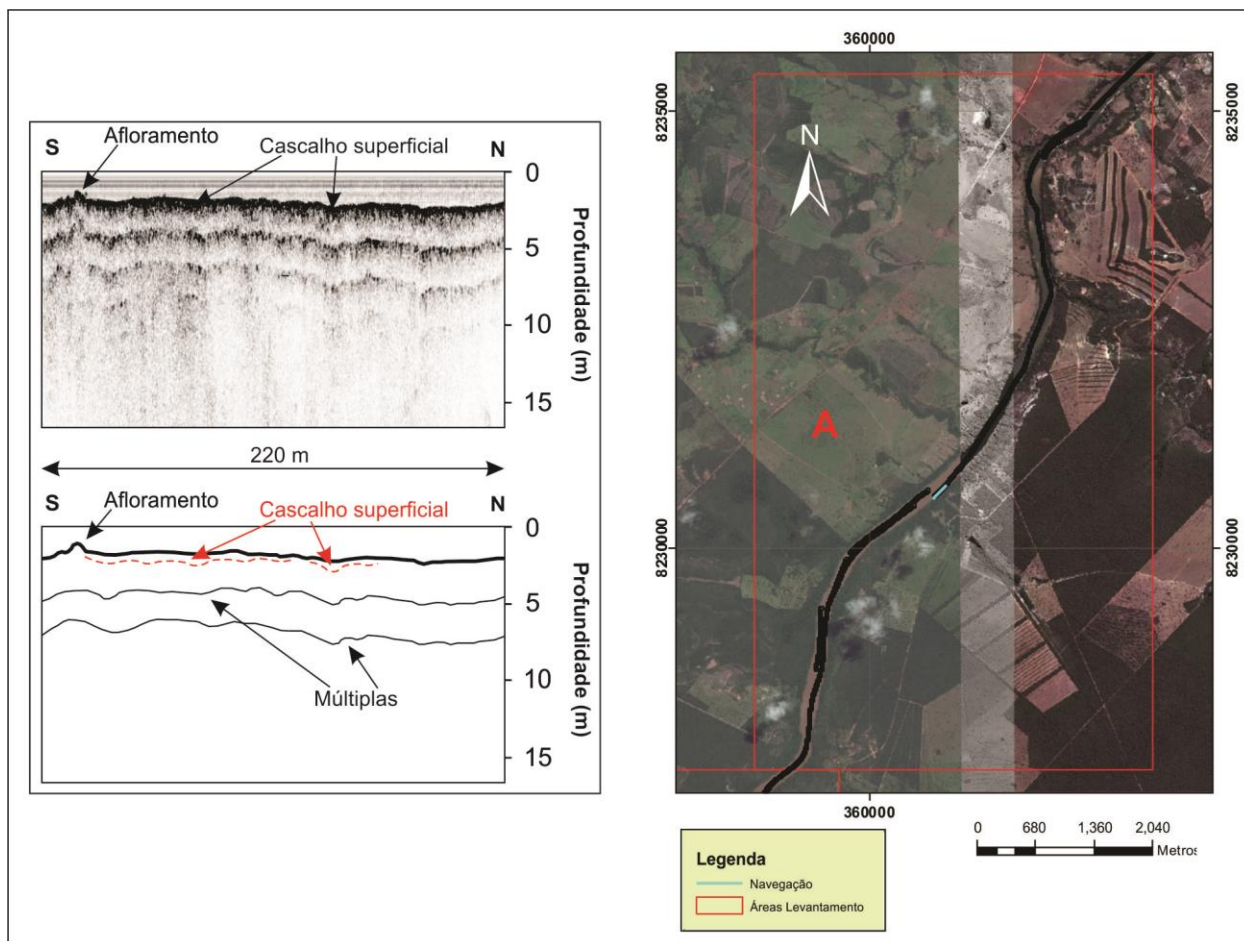


Figura 4.37: Nível superficial de cascalho identificado pelo método sísmico. A disposição de cascalhos junto com sedimento arenoso impede penetração mais significativa do sinal, que mostra camada superior com aproximadamente 50 cm de espessura.

A área B, conforme verificado pelas feições superficiais no método sonográfico, apresenta a maior ocorrência de níveis rasos de cascalhos. Os registros sísmicos também identificaram essas camadas de cascalho que podem ser mapeadas com significativa continuidade e mostram o comportamento da onda na interface de areia/cascalho.

A observação dos perfis estabelece uma relação entre penetração da onda, impedância acústica e continuidade das feições. Quanto maior a penetração do sinal, menor a impedância acústica, devido à interação de material menos competente (sedimento inconsolidado), e maior a detecção de estruturas de subfundo. Quanto menor a penetração do sinal, maior a impedância acústica e maior tendência de reflexão das ondas à fonte, tornando as feições de subfundo menos identificáveis. A Figura 4.38 a seguir apresenta um perfil que mostra camada rasa de cascalho com aproximadamente 200 m e textura do sinal marcada por irregularidades de fundo.

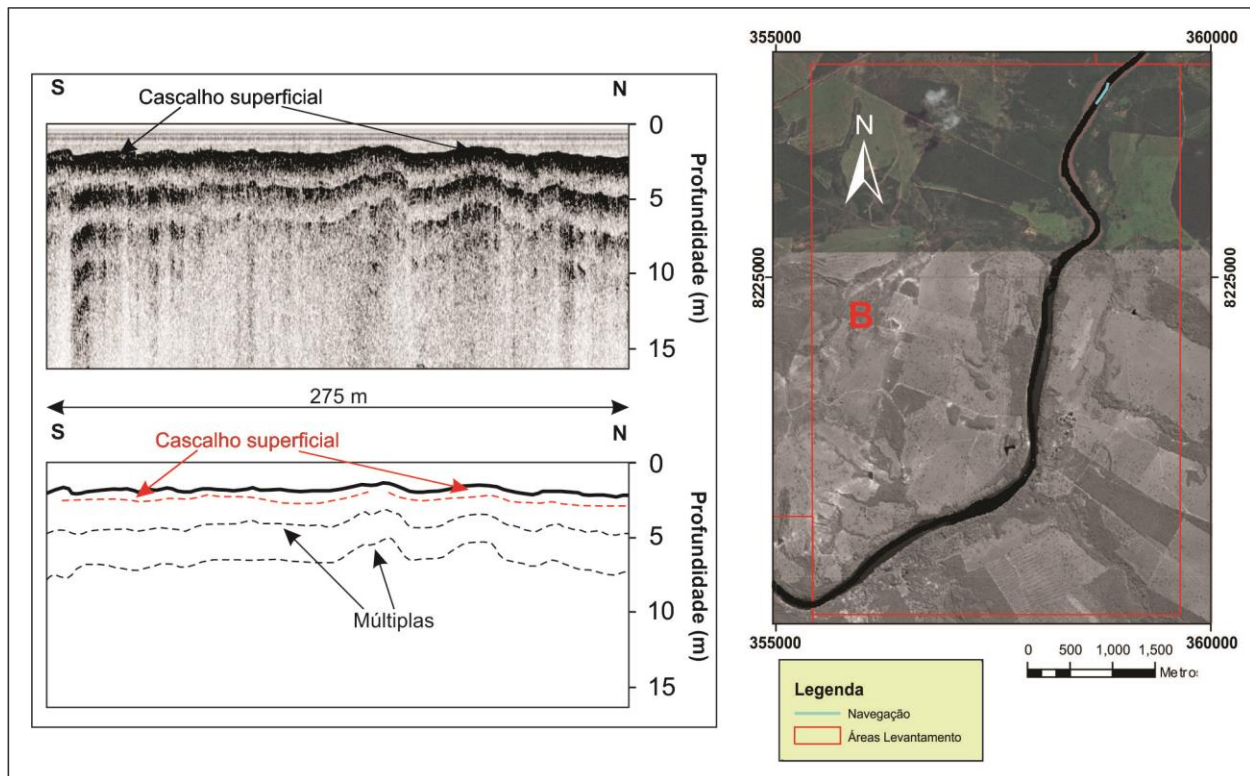


Figura 4.38: Nível raso de cascalho com espessura que varia entre 0,5 e 1 m. É possível notar irregularidades de fundo devido à presença de cascalhos no leito do rio.

A presença de cascalho superficial pode ser identificada ao se observar registros com variações faciológicas marcantes. Sequências de campos de dunas e afloramento rochoso seguido de níveis rasos de cascalho são contrastantes, tanto pelo arranjo das feições sedimentares quanto pela resposta do sinal da onda incidente. A Figura 4.39 mostra típico exemplo, onde é possível notar depósitos arenosos, depósitos de cascalhos e presença de estrutura do tipo *cut and fill*, a qual é bastante importante por representar potencial trapa para depósito de elementos pesados.



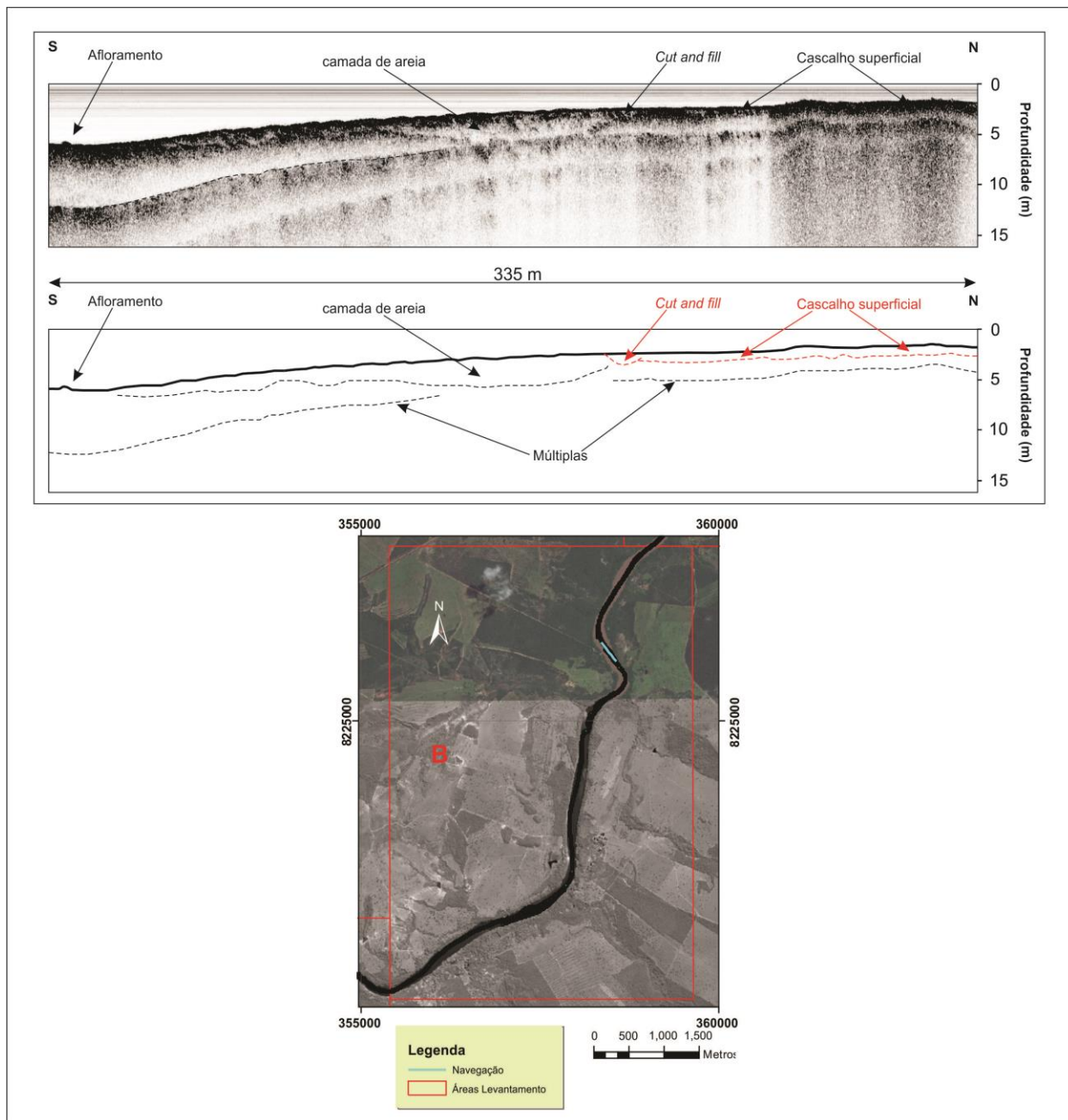


Figura 4.39: Registro de SBP que mostra variações faciológicas no leito do rio Araguaia. A estrutura do tipo *cut and fill* pode ser uma trapa importante à retenção de cascalhos com possível potencial diamantífero.

Outro exemplo de contraste de sedimentos pode ser expresso pela Figura 4.40. A presença de dunas intercaladas com níveis rasos de cascalho pode ser identificada pela impedância acústica e penetração do sinal. Nas áreas de sedimentação arenosa, as reflexões das ondas incidentes são mais brandas, devido ao tipo de sedimento, contrastantes ao atingir camadas rasas de cascalho que exibem maior impedância acústica e menos penetração do sinal.

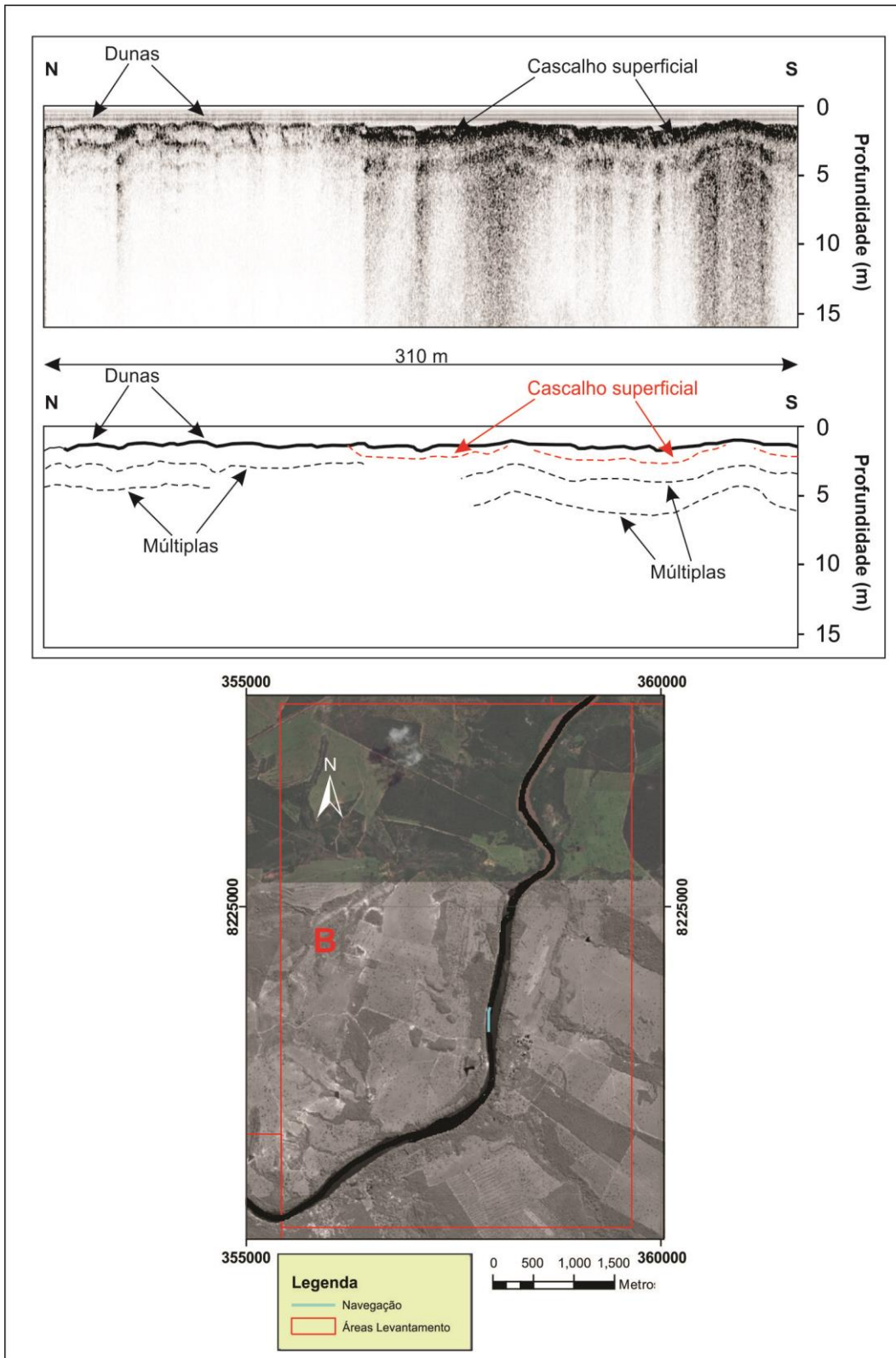


Figura 4.40: Perfil sísmico de SBP com contraste de impedância acústica entre os distintos tipos de sedimentos encontrados no leito do rio. Pode-se observar maior penetração do sinal na porção ao norte do perfil, onde há predominância de sedimentos arenosos.

A área C representa uma região dominada essencialmente por vasta sequência deposicional arenosa e reduzida ocorrência de cascalho superficial. Os registros sísmicos mostram que nesse trecho do rio os refletores tendem a ser contínuos e se encontram com profundidade aproximada de 3 m (Figura 4.41).

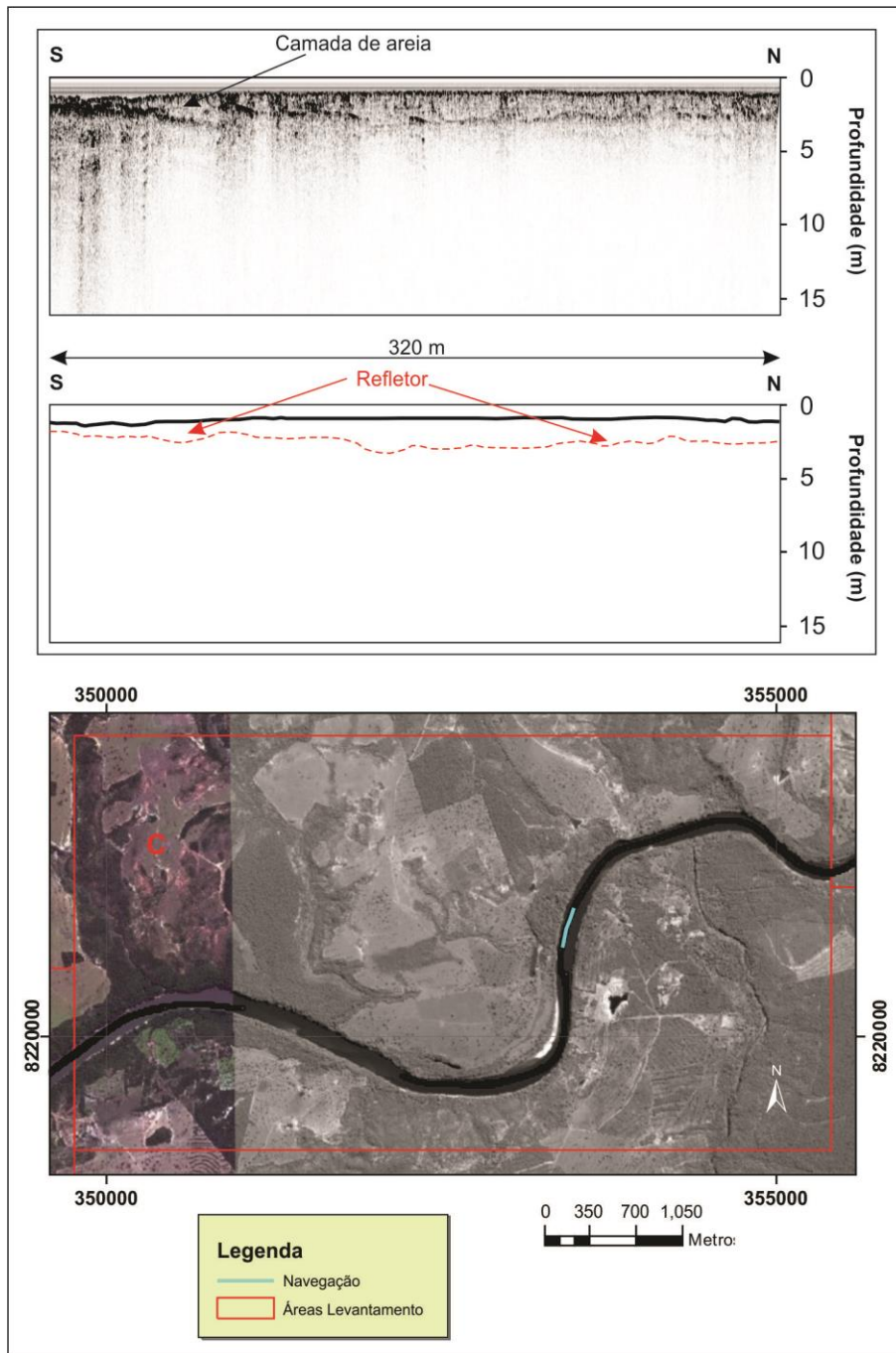
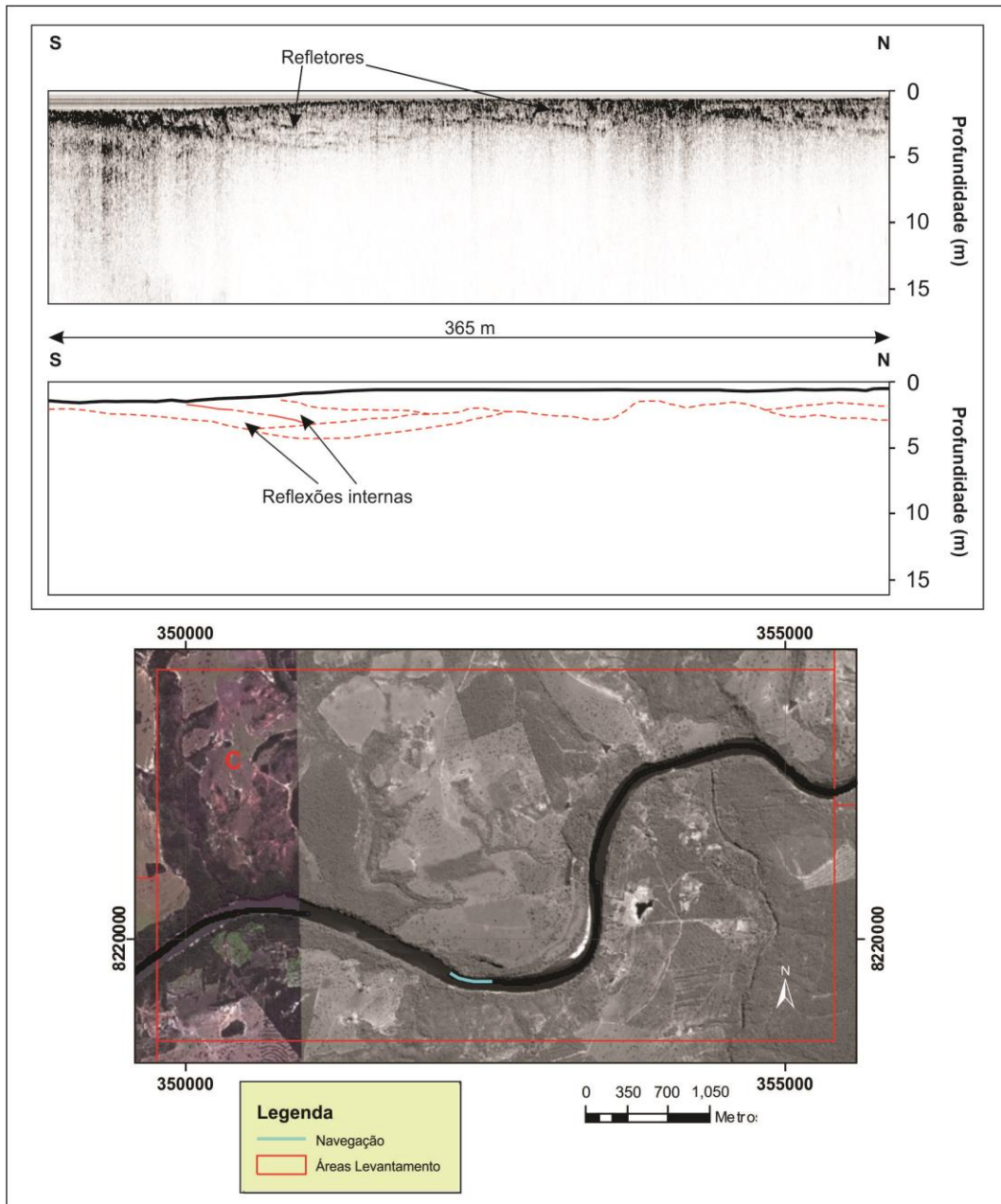


Figura 4.41: perfil de SBP na área C com sequência deposicional arenosa dominante ao longo de todo perfil. O refletor principal se encontra a uma profundidade aproximada de 3 m.

A topografia de fundo mostra-se mais homogênea e regular comparando-se com os registros onde há maior ocorrência de cascalho. A impedância acústica, devido ao tipo de material presente no leito, é mais branda e algumas vezes observam-se reflexões internas, que indicam variações granulométricas (areia e silte) marcadas pela reativação de planos de sedimentação (Figura 4.42).



**Figura 4.42: Exemplo de registro sísmico dominado por sedimentação arenosa. No perfil é possível observar penetração de sinal de até 5 m e reflexões internas com camadas truncadas. Essas estruturas são provavelmente atribuídas à variações granulométricas nos estratos rasos de sedimento.**

O trecho localizado mais à montante do levantamento (área D) segue as mesmas características da área C e não apresenta regiões favoráveis à deposição de elementos pesados conforme mostram os registros sísmicos. A maioria da área é dominada por sedimentação de areia, salvo restrita região de despejo de cascalho lavado de antigos garimpos (Figura 4.43).

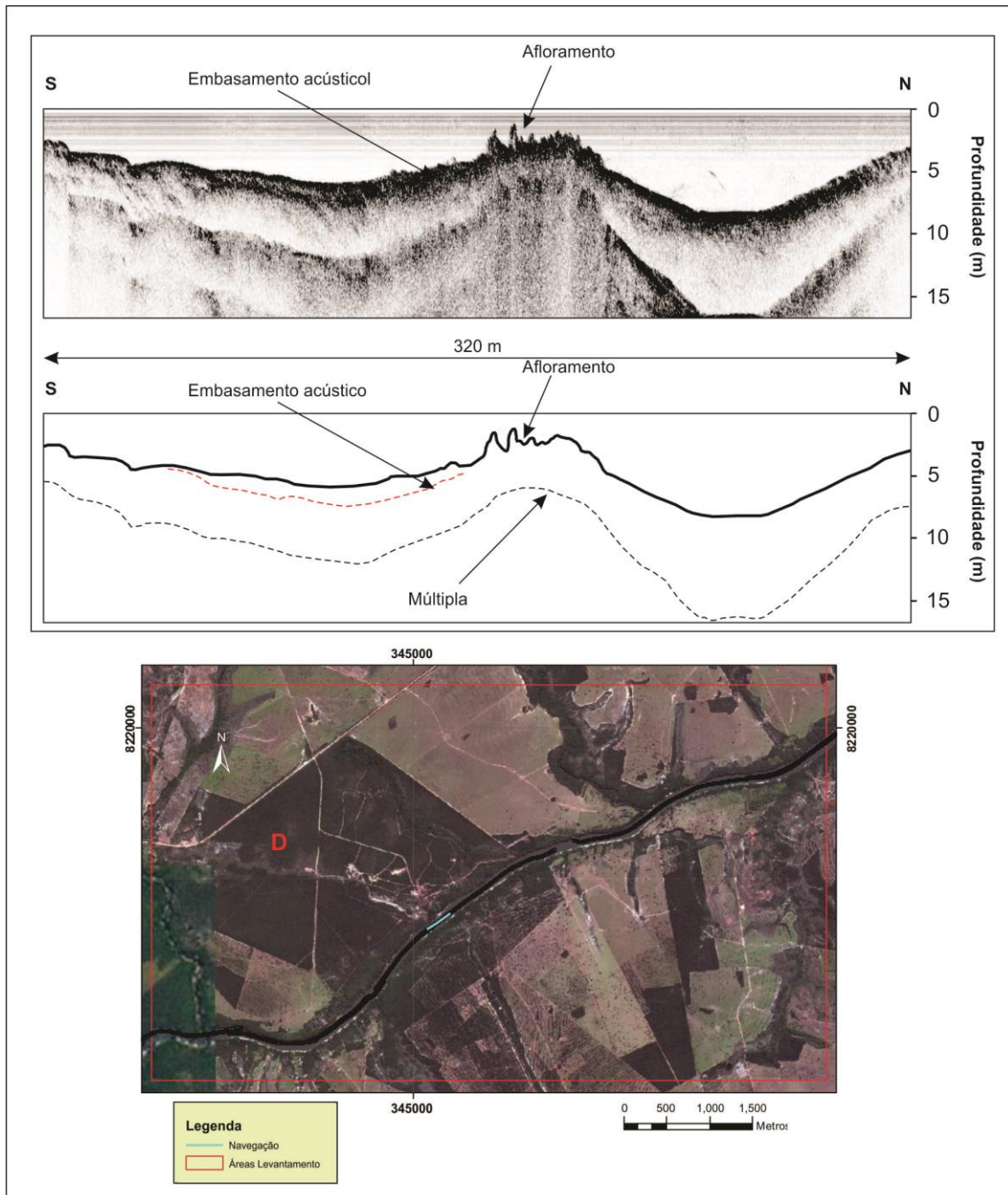


Figura 4.43: Exemplo de registro sísmico em área de despejo de cascalho remobilizado pela atividade de mineração. As principais feições são associadas à deposição arenosa e presença de afloramentos rochosos.

É possível notar ainda que o perfil sísmico se inicia com deposição sedimentar arenosa evidenciada por refletor bem marcado e apresenta feições típicas de afloramento rochoso que ocorre como substrato aos cascalhos despejados dentro do rio. Uma trapa local, em destaque pelo gradiente topobatimétrico pode funcionar como quebra da energia de fluxo e promover a deposição de elementos pesados (norte do perfil).

#### **4.4 – Eletrorresistividade**

O levantamento por eletrorresistividade foi realizado no mesmo período do último levantamento da sísmica de alta resolução (maio 2013), com objetivo de identificar a espessura e a continuidade dos depósitos sedimentares, analisar a estratigrafia das unidades superficiais e diagnosticar as associações faciológicas mais relevantes.

As seções geoeletricas se mostram bastante monótonas, conforme visto nos registros acústicos, que detectaram a presença de maior contribuição de sedimentos arenosos inconsolidados (Fm. Aquidauana), salvo alguns trechos com presença provável de cascalho e ocorrência de afloramentos rochosos quase que limitados às margens do rio.

Os dados permitem diagnosticar de forma qualitativa sequências estratigráficas mais detalhadas quando comparados ao método sísmico de alta resolução. As seções mostram que o nível de investigação se torna mais satisfatório (em algumas seções a penetração pode atingir até 14 m, com modelos ajustados até a quinta iteração e erro RMS no intervalo de 6% a 30%) e as ocorrências dos diferentes tipos de sedimento são mais perceptíveis conforme variação da resistividade das camadas superficiais. Em alguns trechos, verificaram-se maiores erros devido ao contraste de resistividade da ordem de  $6 \times 10^3$  ohm.m, devido à alta resistividade do cascalho e do embasamento condutivo.

Para classificação dos resultados, os dados foram interpretados e analisados segundo arranjos estratigráficos e geométricos dos depósitos, com intuito de agrupar as unidades superficiais em diferentes classes de resistividade. A primeira classe – EMB – com resistividade  $< 60$  ohm.m foi interpretada como embasamento rochoso. A segunda classe – SED – foi designada para atribuir valores de resistividade de sedimentos inconsolidados (areia, silte), com valores entre 60 ohm.m e 900 ohm.m. A terceira classe é relativa aos níveis de cascalho – CASC – com valores maiores que 900 ohm.m. A figura 4.44 mostra o mapa de navegação da aquisição.

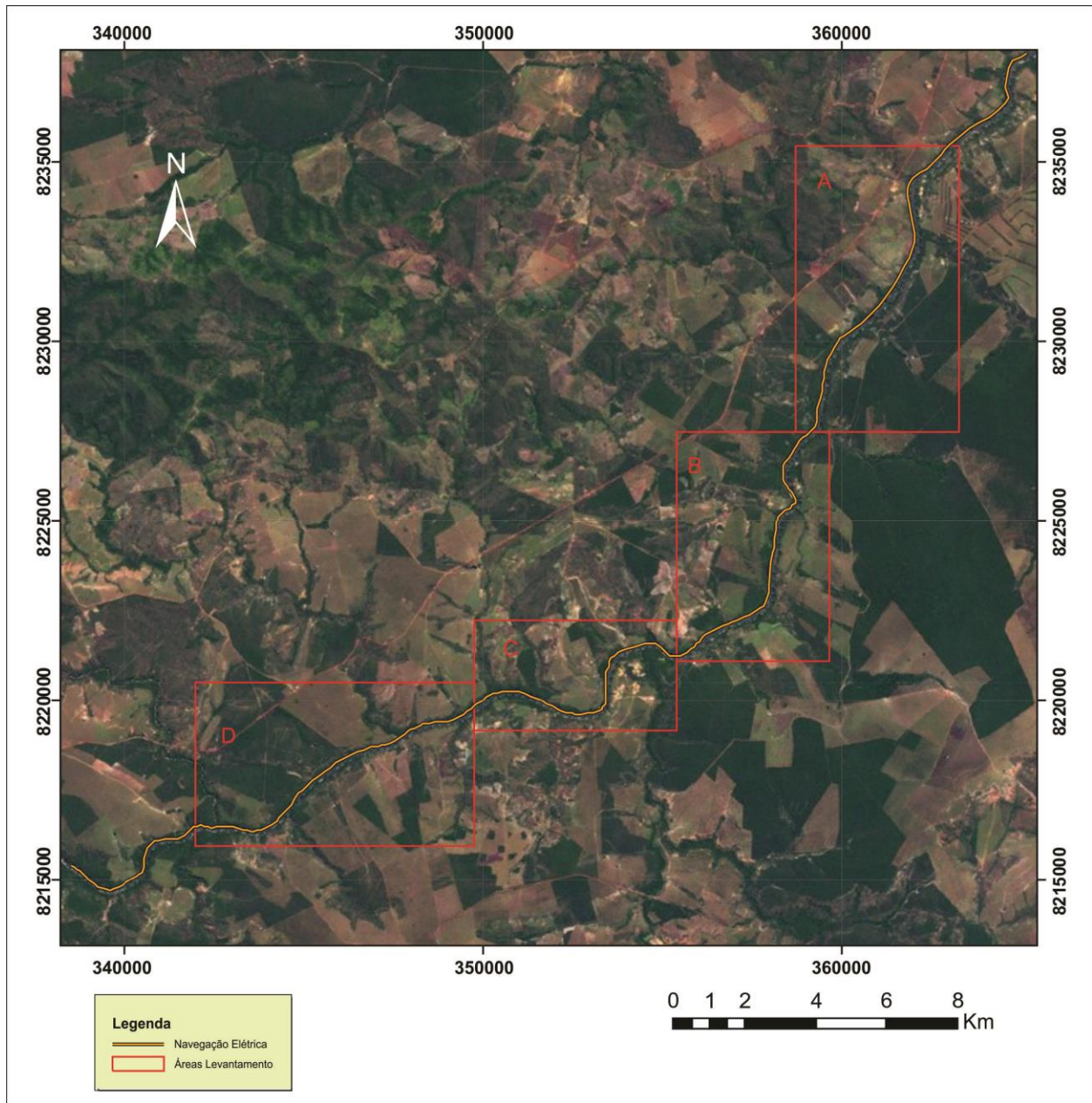
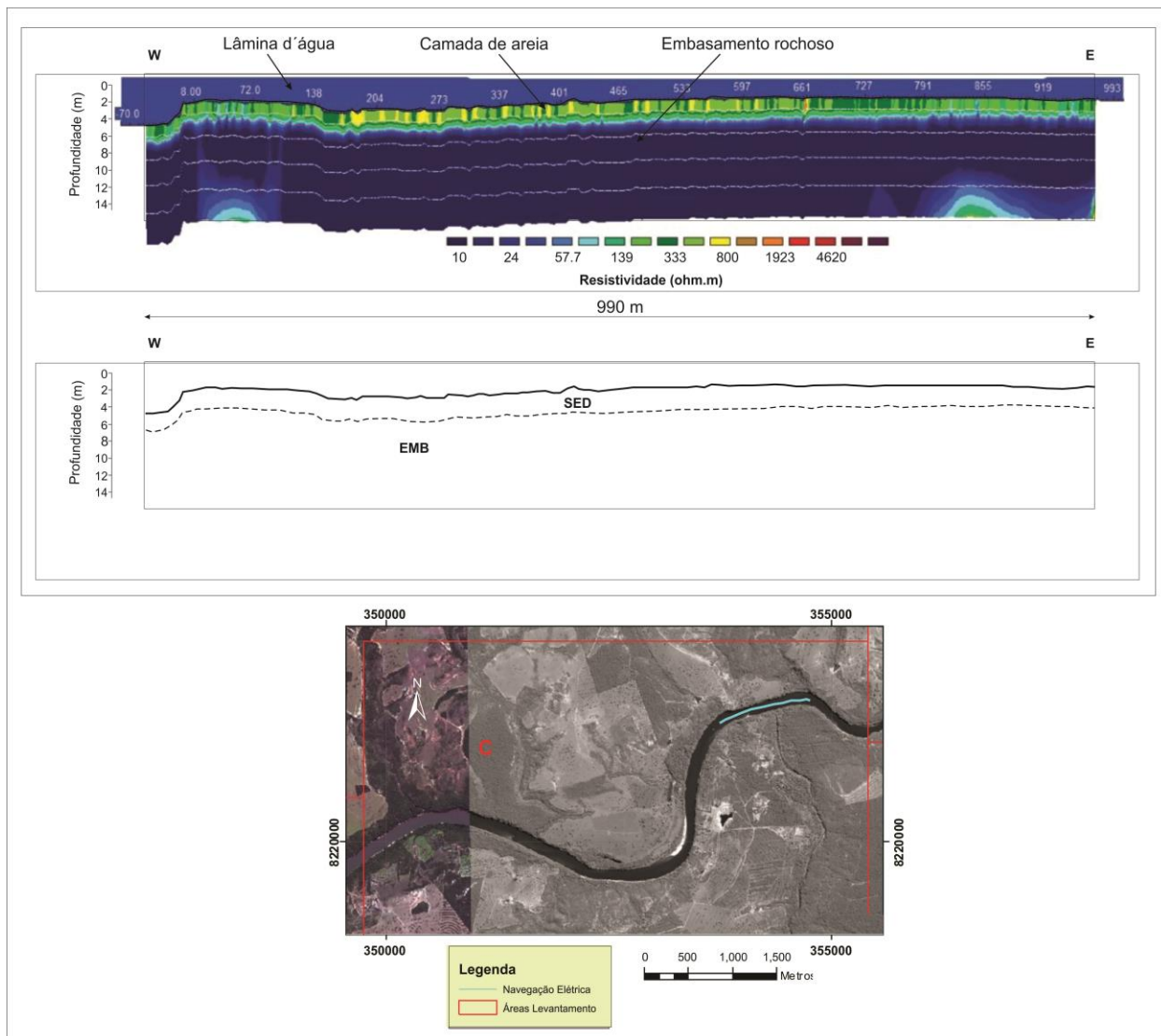


Figura 4.44: Mapa de navegação da aquisição de dados elétricos – rio Araguaia, de SW para NE (sempre montante para jusante). Datum: WGS 1984. Sistema de projeção: UTM zona 22 S.

Para calibração dos limites de resistividade, utilizou-se um perfil que apresenta essencialmente sedimentos inconsolidados que sucede ao embasamento rochoso. No perfil é possível notar espessura média de 2 metros de camada de sedimento superficial e topo do embasamento a aproximadamente 5 m de profundidade (Figura 4.45).



**Figura 4.45: Perfil geolétrico em região dominada por sedimentação arenosa. No registro há presença de camada superficial de sedimento (aproximadamente 2 m) que sucede ao embasamento rochoso.**

À montante da área D, observa-se um exemplo de ocorrência de cascalhos disseminados com 4 m de espessura e resistividade de 2.500 ohm.m ao longo de aproximadamente 50 m. A variação de resistividade entre os sedimentos mais grossos e mais finos possibilita inferir a presença de cascalho, com variação da ordem de  $10^3$  ohm.m no registro. A camada de sedimento inconsolidado mais fino apresenta em média 2 m de espessura e o topo do embasamento se encontra a aproximadamente 4 m de profundidade (Figura 4.46).



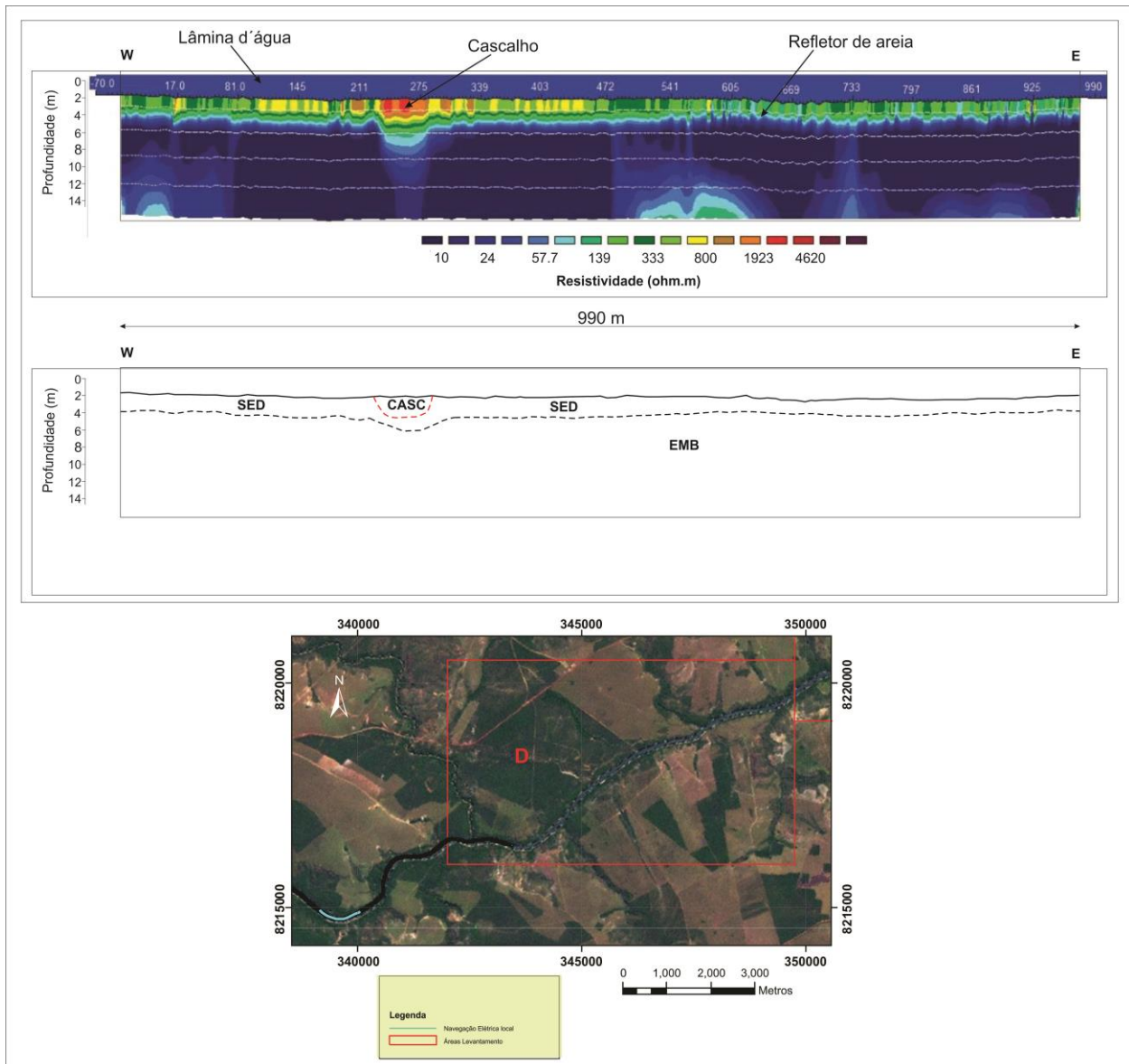


Figura 4.46: Tomografia elétrica na área D. Observa-se exemplo de canal preenchido por cascalho no rio Araguaia.

Na área B, outra feição de provável depósito de cascalho apresenta resistividade superior a 5.000 ohm.m e espessura média de 5 m. Esse tipo de sedimento mostra continuidade por de cerca de 55 m e geometria na forma de canal. A camada superior de sedimento inconsolidado registra aproximadamente 2,5 m de espessura e o embasamento se localiza a 4 m de profundidade (Figura 4.47).

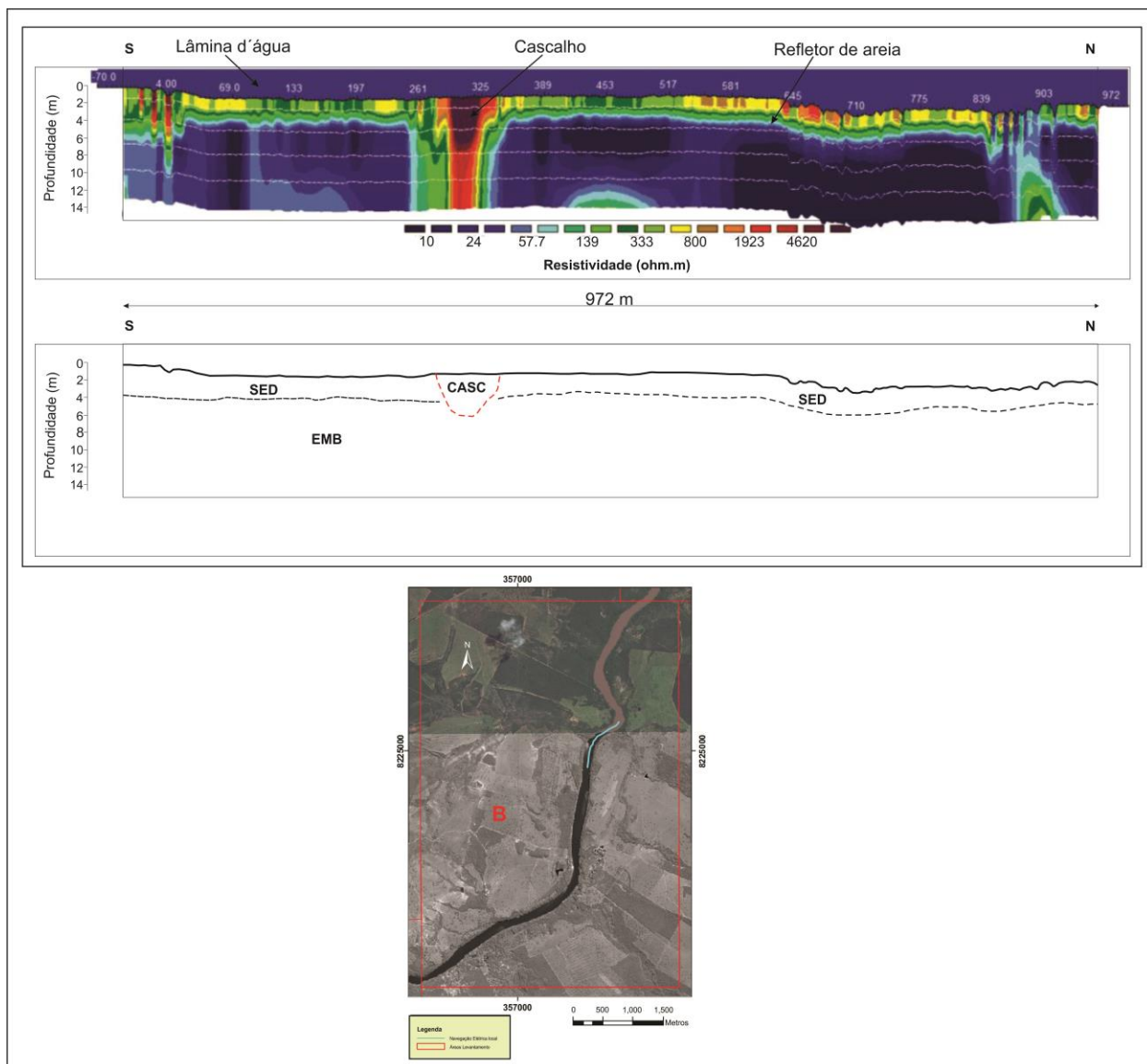
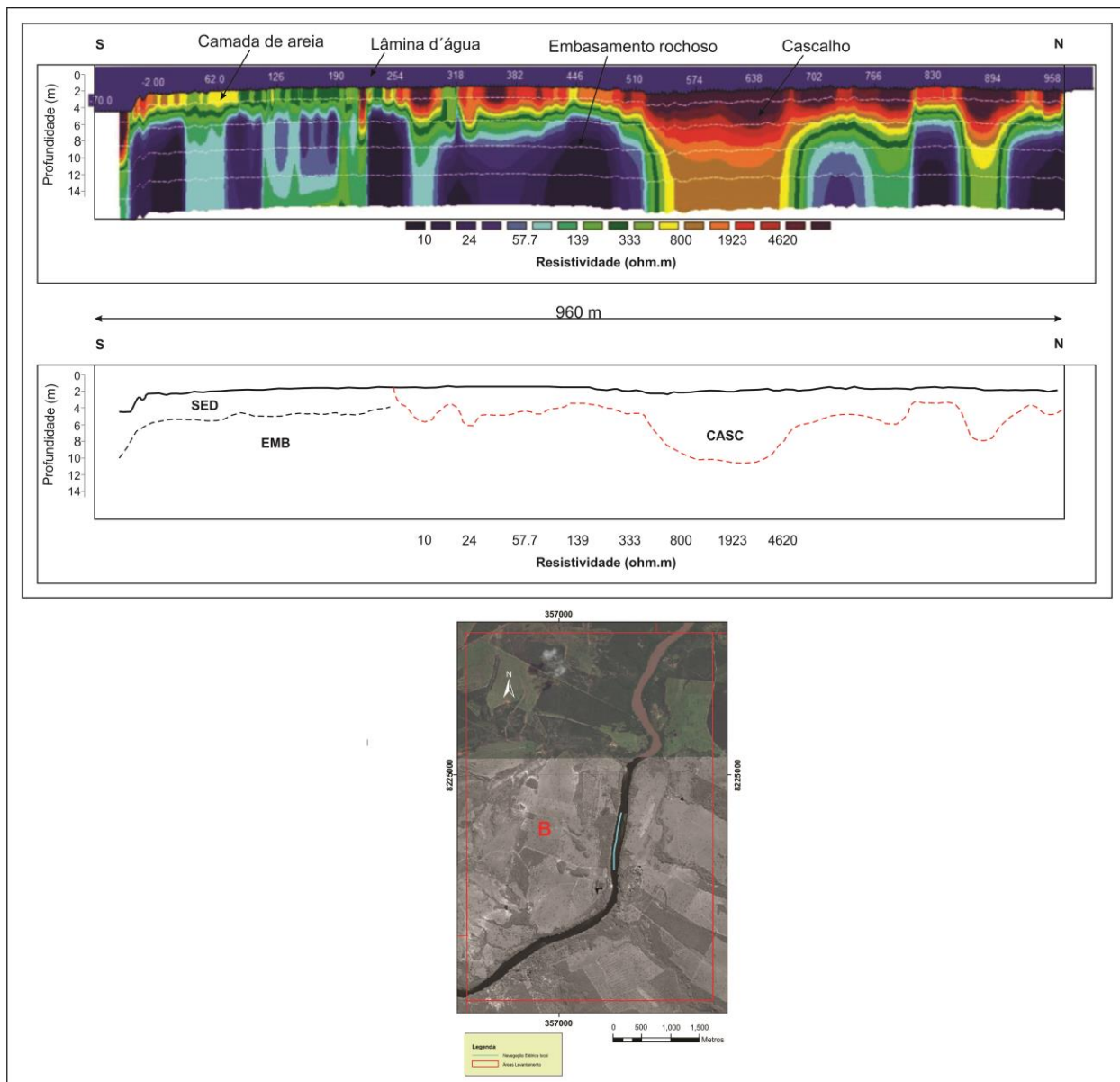


Figura 4.47: Registro elétrico na área B com provável depósito de cascalho (posição entre 250 m e 350 m) com aproximadamente 5 m de espessura tendo em vista o contraste da resistividade dos materiais. A imagem mostra aproximadamente 2 m de espessura de sedimento inconsolidado e profundidade de 4 m do embasamento.

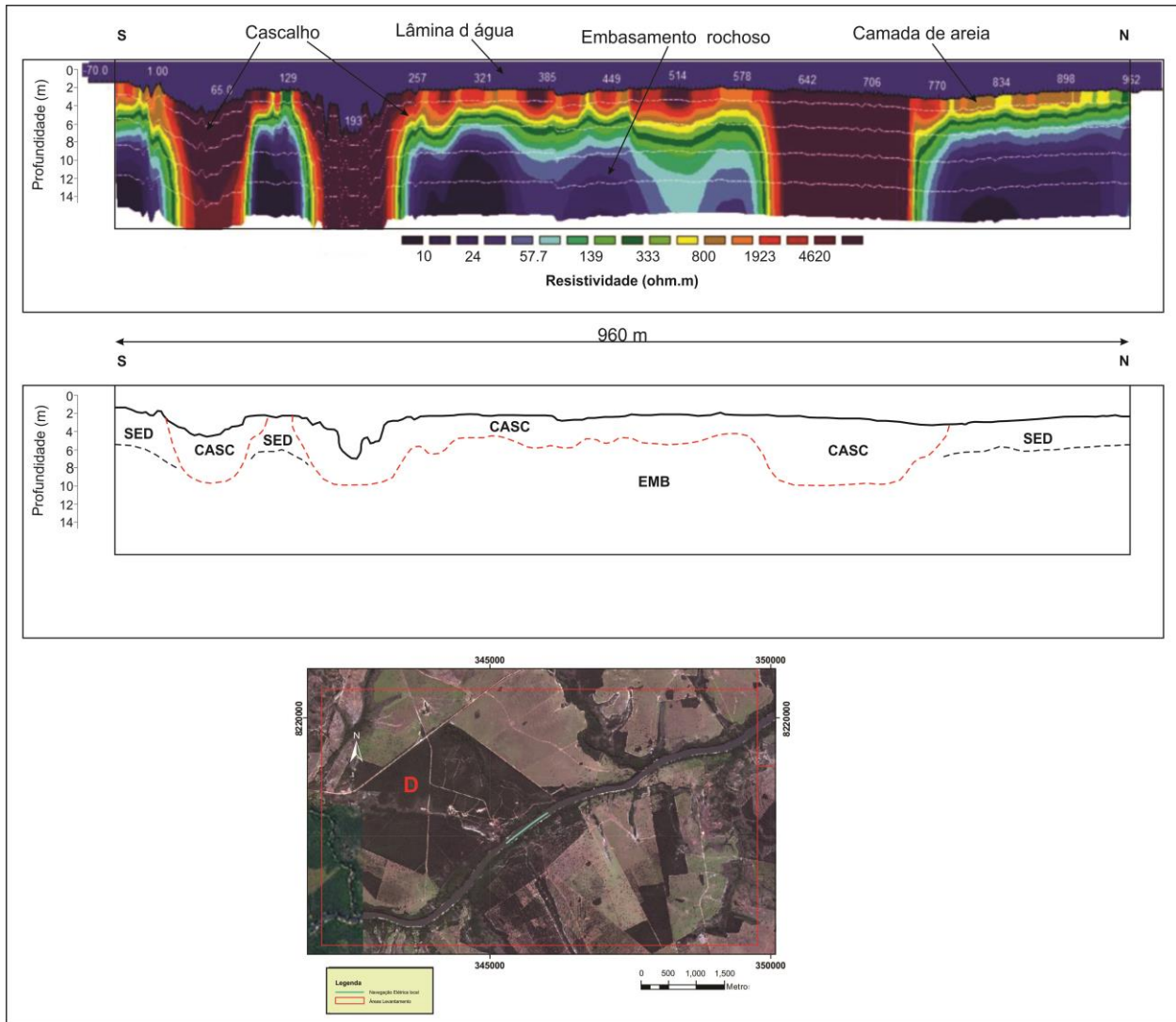
Ainda na área B, pode-se observar importante registro da presença de cascalho disseminado por mais de 650 m. A imagem mostra o início do perfil com sedimento inconsolidado (aproximadamente 2,5 m) que sucede a um depósito provável de cascalho com aproximadamente 6 m de espessura (Figura 4.48). O gradiente dos estratos rasos pode determinar a acumulação do cascalho devido à quebra da energia de fluxo, que promove a sua deposição. A resistividade dessa camada pode representar mais de 5.000 ohm.m (posição entre 510 m e 700 m) e o acúmulo pode estar associado à presença de depósitos recentes, que puderam ser registrados na beira do rio, conforme visto na Figura 4.10.



**Figura 4.48: Tomografia elétrica registrada na área B. Nota-se concentração de cascalho em longo trecho da calha do rio. De acordo com Campos & Gonzaga (1999) o acúmulo de sedimento mais grosso pode estar associado à variação do gradiente dos estratos rasos, o que promove a quebra da energia de fluxo e o depósito de cascalhos.**

Na área D, há também ocorrência de cascalho raso conforme explicitado no registro da Figura 4.48. Entretanto, conforme visto em campo e de acordo com interpretações de produtos de sensoriamento remoto, a presença desse material é provavelmente atribuída ao despejo de cascalhos lavados oriundos de garimpos desativados. O forte contraste de resistividade entre os materiais ( $5 \times 10^3$  ohm.m) ocasionou saturação do sinal, o que dificultou a delimitação do nível basal de cascalho. O registro mostra resistividade maior que 5.000 ohm.m nos canais e

profundidade do topo do embasamento que varia aproximadamente entre 5 e 10 m, conforme topografia de fundo. (Figura 4.49).



**Figura 4.49:** Alta resistividade de sedimentos devido provavelmente ao acúmulo de cascalho lavado decorrente de atividades garimpeiras.

#### 4.5 – Gradiometria Magnética

Os dados magnéticos trazem importantes informações na interpretação de dados geológicos de uma dada região. Os resultados do presente trabalho não foram obtidos em toda a área de estudo, ficando restrita a uma linha de navegação com aproximadamente 17 km que se estende às áreas A e B (Figura 4.50).

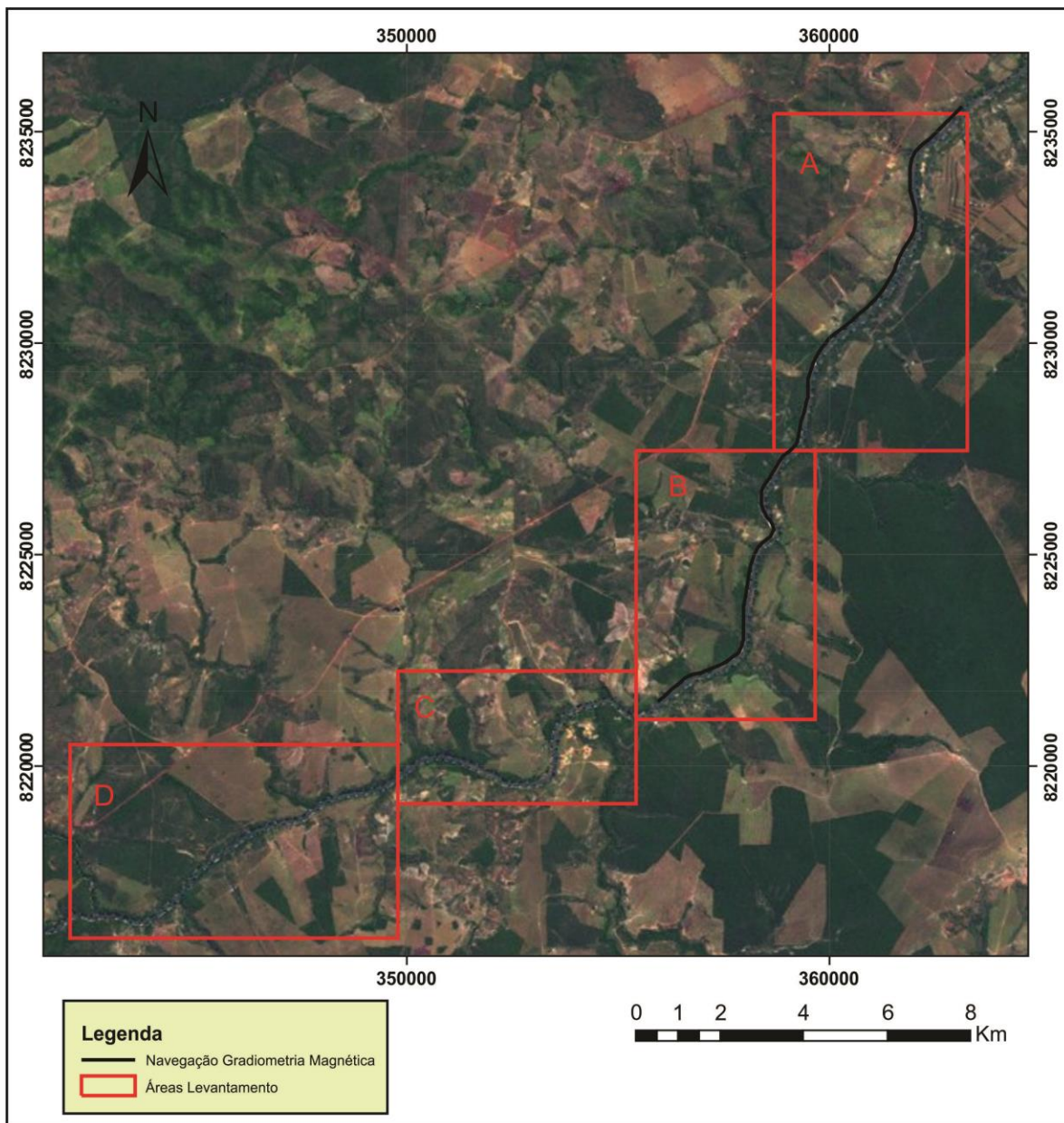
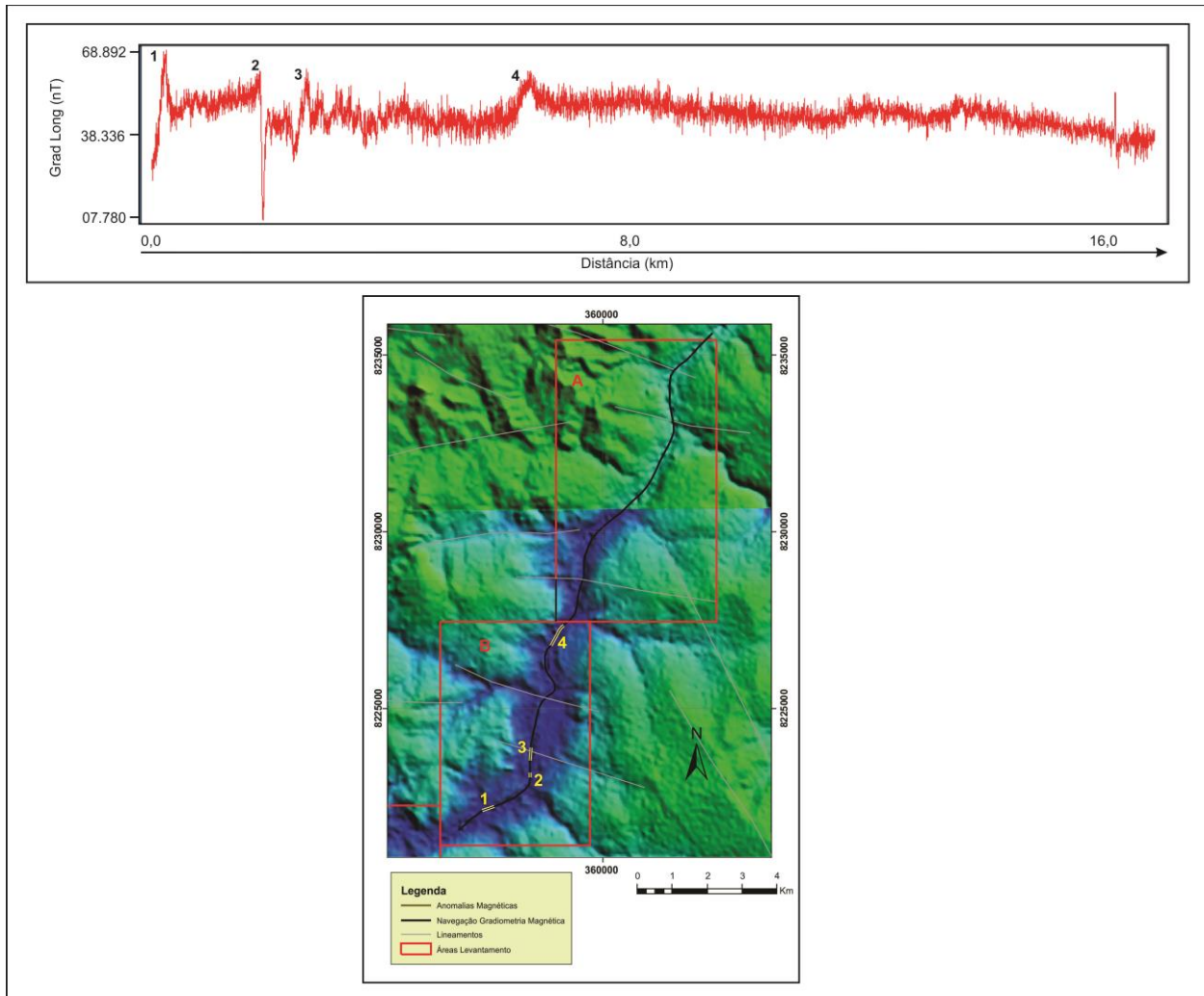


Figura 4.50: Mapa de localização da navegação obtida com o gradiômetro magnético.

A aplicação do gradiômetro magnético tem grandes vantagens quando comparado ao magnetômetro convencional, que mede o campo magnético total, como a independência relativa à variação diurna do campo magnético terrestre, maior frequência de aquisição de dados (maior detalhamento de anomalias locais) e a capacidade de simplificação do cálculo do sinal analítico.

Os dados obtidos no rio Araguaia apresentam anomalias detectáveis no gradiente longitudinal. Não foi possível gerar um *grid* de dados, devido às dificuldades operacionais relacionadas à navegação do canal que permitiu a aquisição de apenas uma linha longitudinal ao rio. A Figura 4.51 mostra um gráfico do gradiente longitudinal pela distância e uma imagem com a localização das principais anomalias.



**Figura 4.51:** Imagem de radar com indicação da navegação (sul para norte) da gradiometria magnética e principais anomalias detectadas pela curva do gradiente longitudinal.

A interpretação da área sugere que as anomalias 1, 2 e 3 se localizam em domínio estrutural com *trend* preferencial NW e estão associadas a sistemas de falhas regionais típicas da região. Falhas normais que cortam o rio podem funcionar como trapas estruturas acumuladoras de sedimentos pesados. Segundo Nolasco (2001), essas estruturas são capazes de acumular frações sedimentares grossas e funcionam como filtros que segregam materiais e agrupam sedimentos bem selecionados.

Por se localizar próximo à área de antigos garimpos, essas anomalias (1, 2 e 3) estão próximas à região que contém considerável acúmulo de sedimento lavado e pode registrar presença de elementos pesados com atração magnética associada aos antigos depósitos (minerais satélites do diamante). Amostragens de sedimento poderiam auxiliar na interpretação mais acurada dessas anomalias na identificação desses minerais satélites.

A anomalia 4, localizada à jusante das anteriores, possui distinta assinatura no gradiente longitudinal e pode estar atribuída a falhas locais de menor porte, sem a influência de minerais pesados.

#### **4.6 – Análise Integrada dos Dados Geofísicos**

Neste item serão apresentados e discutidos de modo conjunto os dados adquiridos na presente pesquisa com objetivo principal de diagnosticar os principais trechos que podem estar associados à deposição diamantífera. A observação desses dados foi realizada em plataforma SIG, a qual resultou num banco de dados georreferenciados capaz de situar as principais anomalias e feições relacionadas à possível ocorrência do diamante.

A integração de dados geofísicos por meio de distintos métodos representa importante metodologia de análise para que a interpretação dos dados seja mais precisa. Além disso, diminui a possibilidade de ambiguidades geofísicas tendo em vista a observação das respostas de cada método em um mesmo local.

Cada método geofísico possui sua particularidade na pesquisa de diamantes de aluvião. Os métodos acústicos (sísmica e sonografia) são bem representativos para delinear as características geomorfológicas do fundo e regiões mais rasas de subfundo, pois apresentam dados de alta resolução capazes de diagnosticar estruturas potencialmente relacionadas à concentração de diamantes.

No rio Araguaia a tomografia elétrica se destacou por conseguir atingir maiores profundidades de investigação dos estratos superficiais, porém com menor resolução quando comparada aos dados de sísmica do perfilador de subfundo, além de boa capacidade de identificar variações faciológicas. Já o método de gradiometria magnética permitiu delimitar com boa precisão trechos com resposta magnética que podem estar associados a minerais satélites do diamante ou ainda diagnosticar áreas que podem ser relacionadas a trapas estruturais.

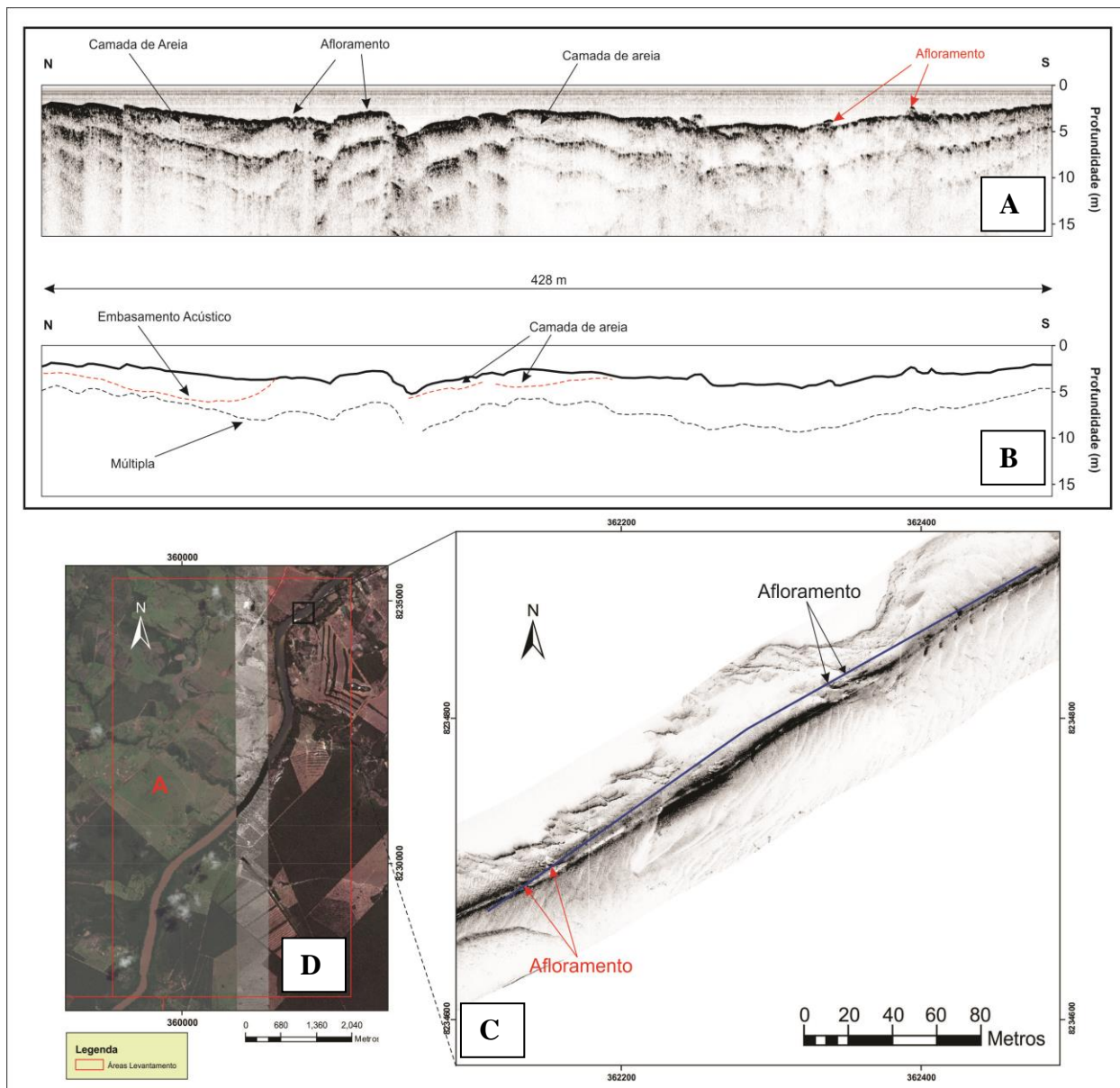
Para interpretação de dados, foi levado em consideração a representação das principais feições de fundo amostradas pelo método sonográfico (complexos de dunas, regiões de afloramentos rochosos ou presença de cascalhos superficiais) e a superposição dos demais métodos geofísicos conforme suas ocorrências.

A Figura 4.52 mostra na área A um trecho com mais de 400 metros de extensão que apresenta feições de afloramentos rochosos intercalados com sedimentação arenosa. A imagem no sonar de varredura lateral mostra com clareza feições de dunas seguidas de duas ocorrências de afloramentos, o que pode ser comprovado também no registro do perfilador de subfundo. A linha de navegação do perfilador é representada em roxo na imagem do sonar de varredura lateral e o sentido de navegação é do norte para sul.

À montante da ocorrência da Figura 4.52, há presença de cascalhos disseminados no leito do rio Araguaia. No perfil sísmico, destaca-se a presença de um pequeno afloramento no início do perfil, que pode ser visto na imagem da sonografia de fundo pelo contraste de texturas. Ao longo da linha sísmica é notável apenas um refletor bastante raso, devido ao tipo de material encontrado que não permite penetração da onda como ocorre no caso de sedimentos arenosos (Figura 4.53).

Na área B, destaca-se a presença de cascalhos disseminados em alguns trechos. A Figura 4.54 apresenta uma ocorrência com mais de 200 m de distribuição. O registro sísmico marca bem essa ocorrência, com irregularidades de fundo, forte impedância acústica e baixa penetração de sinal. A imagem sonográfica mostra o contraste da presença de sedimentos inconsolidados mais finos (areia/silte) e cascalho, onde o sinal se mostra com tons de cinza mais escuro.





**Figura 4.52:** Representação de afloramentos rochosos e complexos de dunas do rio Araguaia. No registro do sonar de varredura lateral em C) as feições de afloramento estão apontadas com cores diferentes conforme ocorrência no perfil do perfilador de subfundo (A) e a linha de navegação do perfilador de subfundo é representada na cor roxa. O sentido de navegação é de norte para sul, B) representa o *croqui* de A) e D) representa o mapa de localização das imagens.

Na Figura 4.55 outra ocorrência de cascalho superficial é evidenciada por mais de 100 m de forma disseminada. A imagem do sonar de varredura lateral mostra sistemas de dunas que expõem em trechos localizados cascalhos superficiais. Ao norte do registro pode-se observar forte contraste de texturas que representa a ocorrência superficial de cascalho. O perfil sísmico representa a situação de sequência deposicional com camada de areia que pode atingir mais de 3 m de espessura delimitada pelo embasamento acústico. O fim do perfil apresenta uma trapa na

forma de canal de corte e preenchimento (*cut and fill*) e o nível raso de cascalho superficial que se estende com espessura próxima de 1 m.

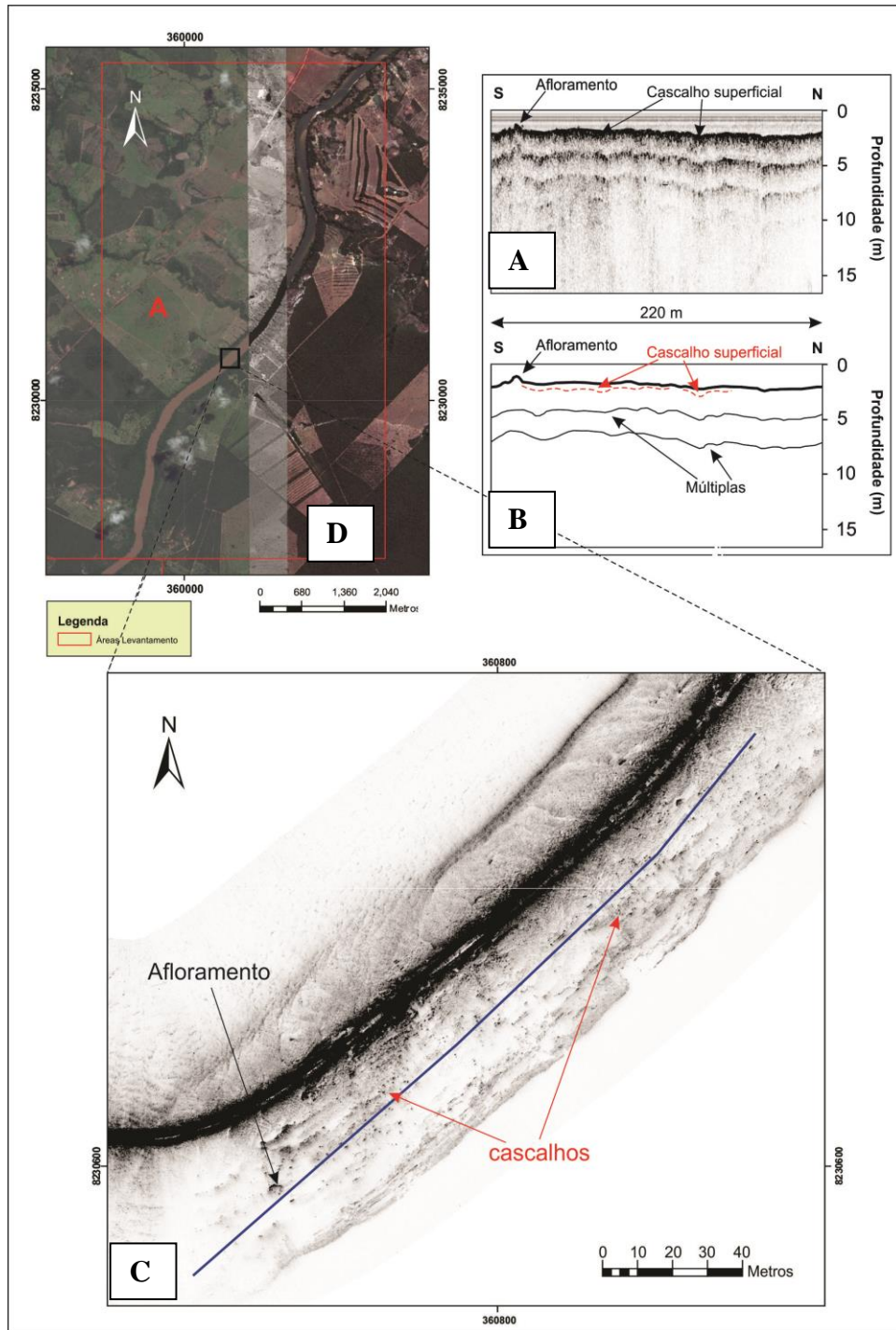


Figura 4.53: Ocorrência de cascalhos disseminados no leito do rio conforme exemplificado na imagem do sonar de varredura lateral (C). O afloramento pode ser visto no perfil sísmico (A) e a zona de cascalhos é indicada na cor vermelha. A linha roxa em C) representa a navegação do perfilador de subfundo, B) é o *croqui* de A) e D) representa o mapa de localização das imagens.

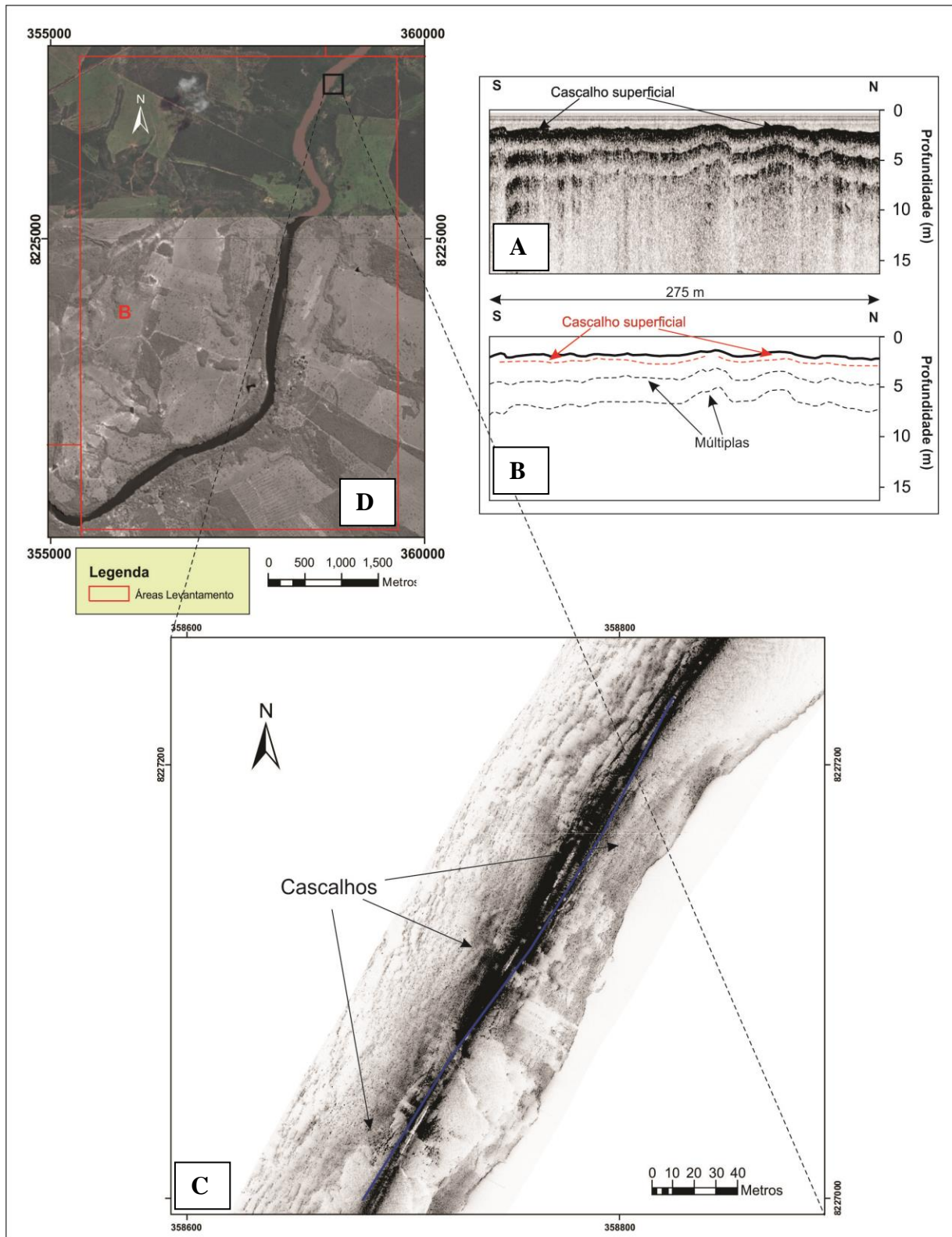


Figura 4.54: Registros geofísicos (sísmico e sonográfico) apresentam dezenas de metros de extensão de ocorrência de cascalhos disseminados no fundo do rio. A) representa o perfil sísmico, B) o croqui do perfil, C) a imagem respectiva do sonar de varredura lateral e D) o mapa de localização. A linha roxa em C) mostra a navegação da linha sísmica.

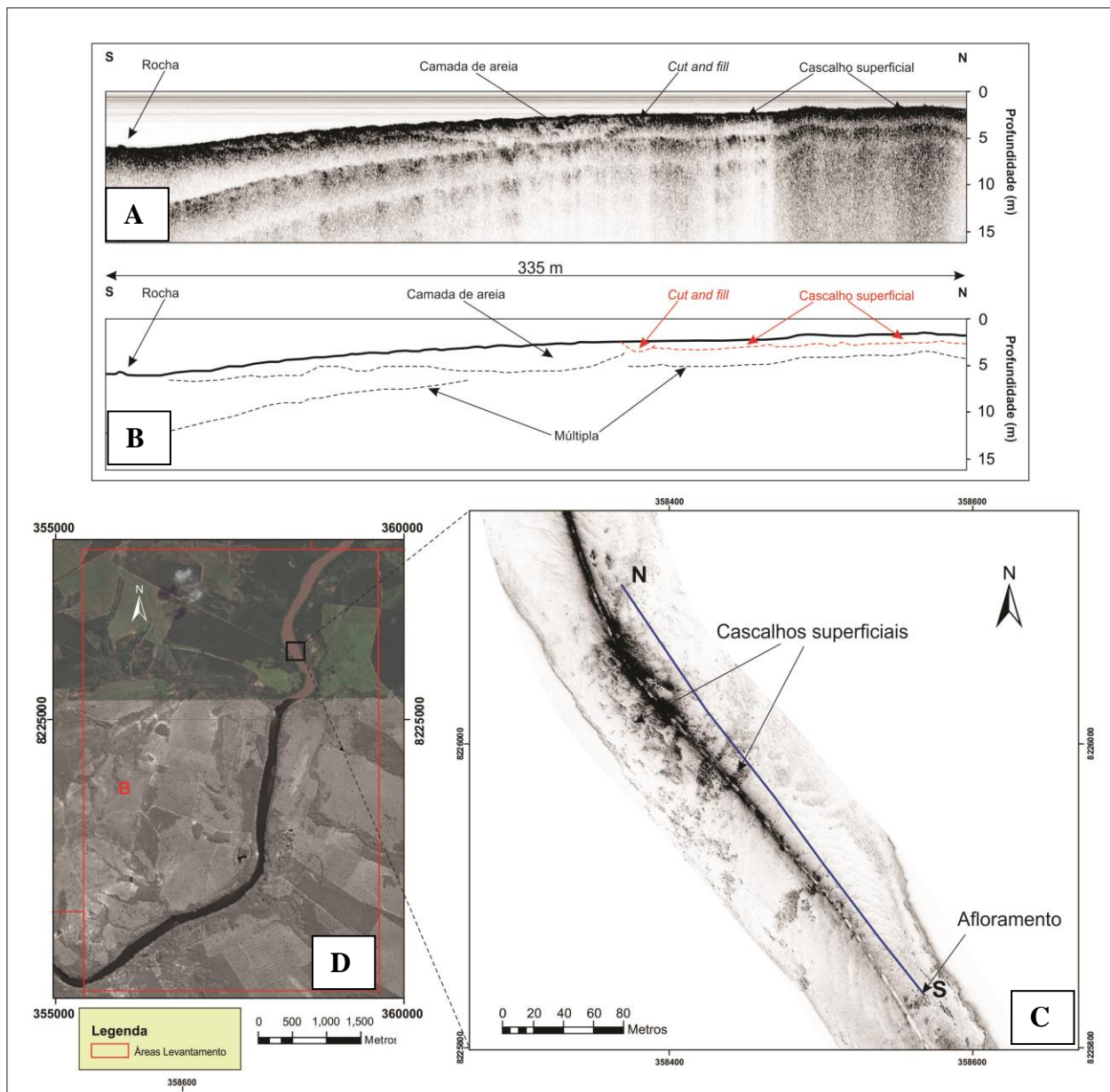
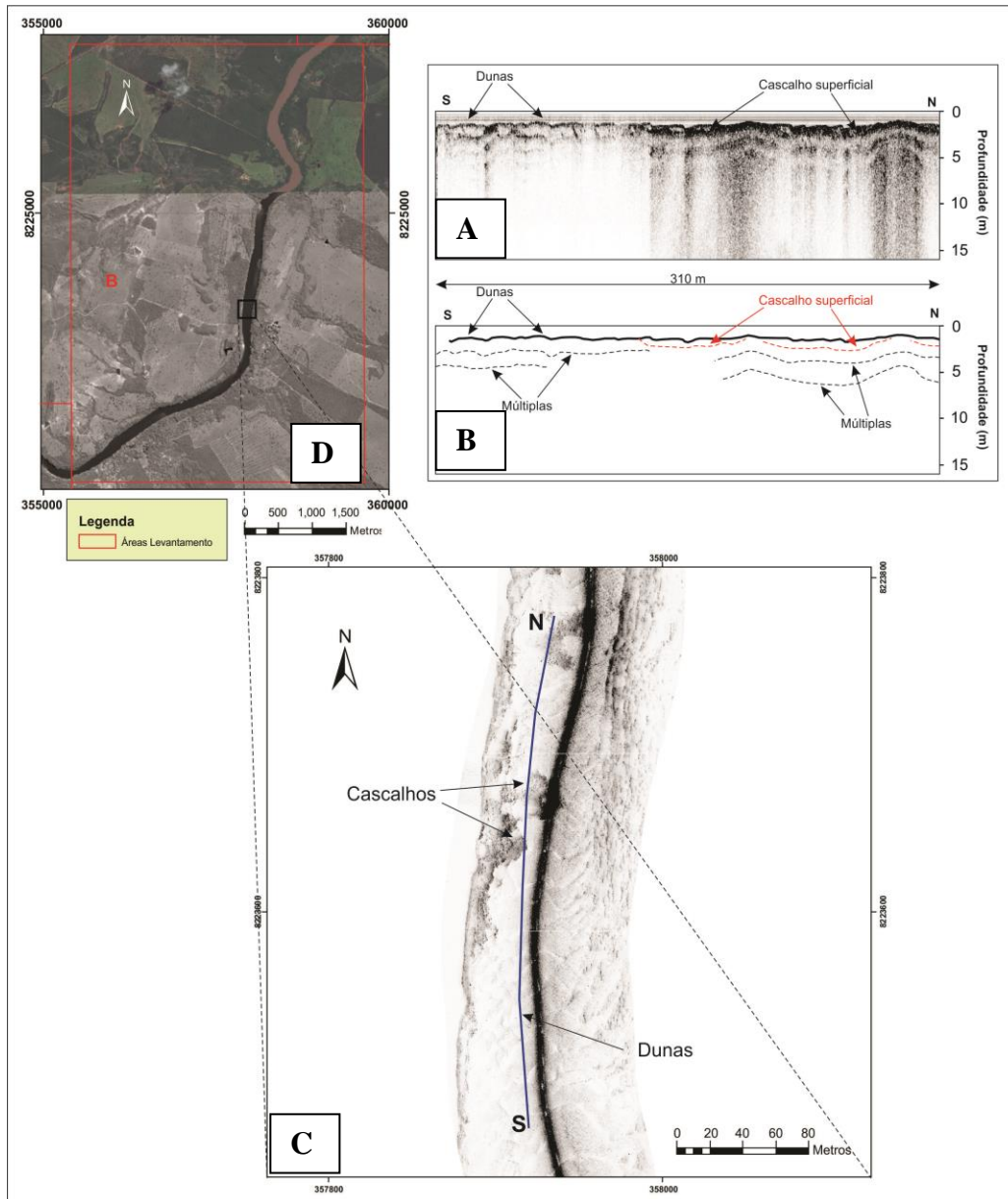


Figura 4.55: Exemplo de cascalhos disseminados no leito do rio. A camada superficial apresenta aproximadamente 1 m de espessura. A) representa o perfil sísmico, B o respectivo *croqui* C) a imagem do sonar de varredura lateral com a representação da navegação da linha sísmica em roxo e D) o mapa de localização das imagens.

A presença de canais preenchidos com cascalho superficial pôde ser identificada pelo contraste de impedância acústica. Na Figura 4.56 observa-se o início do perfil sísmico com baixa impedância e retorno de sinal, além de morfologia de fundo típica de dunas. Aproximadamente na metade do perfil, com o início do registro dos canais preenchidos por cascalho, o retorno acústico se mostra mais intenso e observa-se o afloramento do refletor de cascalho seguindo para

outro canal. Na imagem da sonografia o contraste de textura é bem marcado e confirma a ocorrência superficial de cascalho por dezenas de metros.



**Figura 4.56:** Canais superficiais preenchidos de cascalho. O perfil sísmico em A) mostra o contraste de impedância acústica na presença de cascalhos. A imagem do sonar de varredura lateral em C) mostra a linha de navegação sísmica na cor roxa e o trecho exato das ocorrências de cascalho, conforme evidenciado no perfil sísmico. B) representa o croqui de A) e D) mostra o mapa de localização dos registros.

Próximo aos limites da área D foi feita integração de dados geofísicos com sensores de elétrica e sísmica. O perfil sísmico mostra camada superficial típica de sedimento inconsolidado (areia/silte) e refletor acústico com irregularidades de fundo. A tomografia elétrica, executada no

mesmo trecho, mostra uma situação com uma cobertura sedimentar de aproximadamente 2 m de espessura. Porém, no perfil geoeletrico é possível diferenciar nas posições de 220 – 275 m um canal com material mais resistivo (~2500 ohm.m) que não pôde ser identificado no perfil sísmico, provavelmente atribuído a um depósito de cascalho (Figura 4.57).

Uma vantagem do método elétrico é delinear com precisão os limites do embasamento rochoso, caracterizado por baixa resistividade. Essa feição não é observada no perfil sísmico, devido às perdas por absorção e espalhamento. Em compensação, o método sísmico consegue individualizar com maior resolução a geometria dos estratos superiores, ou seja, eventuais trapas estruturais superficiais poderiam ser reconhecidas de forma mais eficiente.

Analisando-se integradamente sísmica, elétrica, sonografia e gradiometria magnética podem-se observar alguns fatores importantes para a identificação dos tipos de sedimento e estruturas associadas (Figura 4.58). No perfil sísmico é possível notar no início do perfil refletor de cascalho que aflora e forma canais conforme indicado na figura. Sua profundidade de ocorrência é de cerca de 2,5 m e o refletor segue bastante raso até o final do perfil. O embasamento rochoso não pôde ser definido devido às prováveis perdas de sinal.

Já na tomografia elétrica, é possível observar os níveis iniciais de cascalho com profundidade de ocorrência aproximada de 4 m e o embasamento rochoso com cerca de 6 m de profundidade. No centro, observa-se ainda provável depósito de cascalho não detectado no perfil sísmico que pode atingir cerca de 4 m de espessura. O trecho final apresenta a continuidade do depósito de cascalho que segue com espessura média de 2,5 m até o final do registro. A imagem do sonar de varredura lateral comprova as ocorrências superficiais da investigação dos métodos elétrico e sísmico e as linhas de navegação podem ser vistas nas cores verde e roxa, respectivamente. A linha em amarelo representa os limites da anomalia magnética.

Na área C (Figura 4.59), foi destacado um trecho sem a presença de cascalhos. Na imagem da sonografia a morfologia é típica de depósitos arenosos sem grandes contrastes de impedância acústica. O perfil sísmico mostra camada de areia ao longo de todo registro com aproximadamente 3 m de espessura e não foi capaz de identificar o embasamento acústico, com os estratos mais profundos identificáveis restringidos a uma profundidade média de 4 m. A imagem da tomografia elétrica representa o mesmo trecho com resistividade típica de sedimento inconsolidado (areia/silte) com espessura da camada aproximada de 3 m. Em compensação, no

início do registro nas profundidades entre 5,5 m e 6,0 m é possível identificar o contato do sedimento inconsolidado com embasamento rochoso, representado com baixa resistividade.

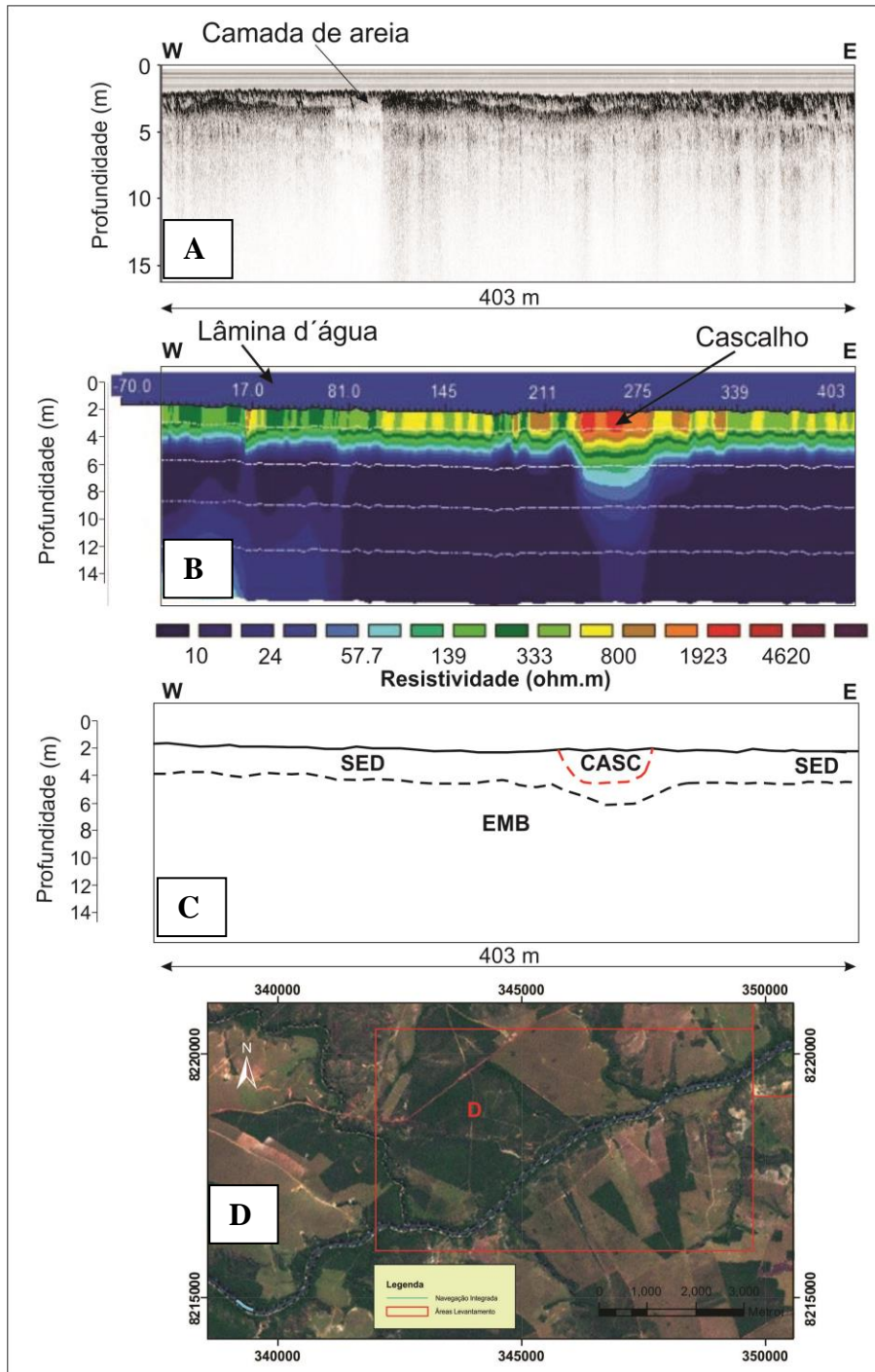


Figura 4.57: Integração geofísica dos métodos sísmico e elétrico. A) representa o perfil sísmico, B) a tomografia elétrica, C) o croqui integrado de A) e B) e o mapa da navegação das imagens pode ser visto em D). O perfil geolétrico é capaz de diferenciar os distintos tipos de sedimento enquanto o método sísmico caracteriza com melhor precisão a geometria dos estratos superiores

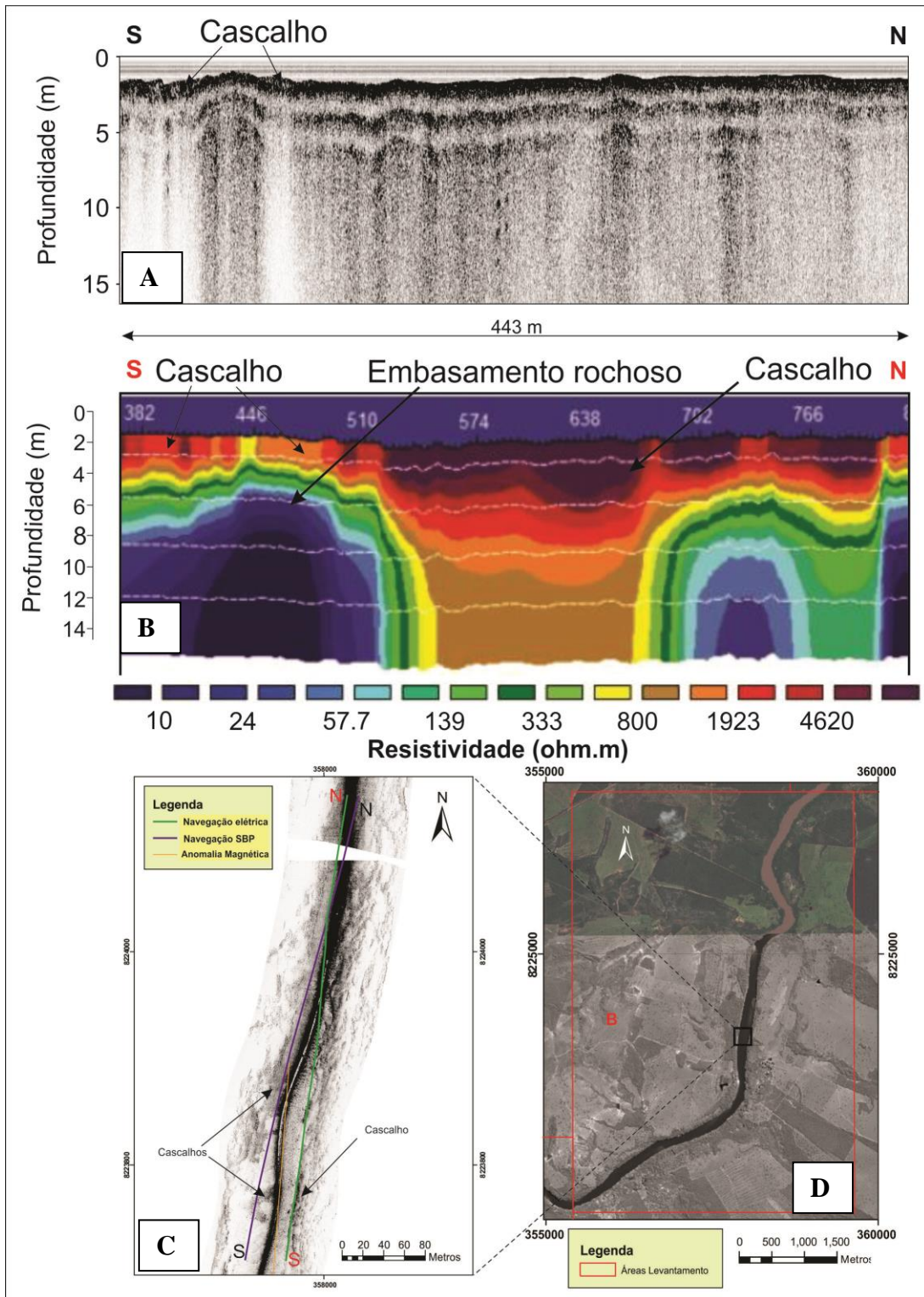


Figura 4.58: Visualização dos produtos da aplicação dos métodos sísmico (A), elétrico (B) e sonográfico (C). A integração dos métodos promove interpretação mais acurada dos tipos de sedimento e feições do leito do rio. O mapa de localização das imagens é evidenciado em D). A linha roxa em C) representa a navegação do perfilador de subfundo, a linha verde a navegação geolétrica e a linha em amarelo representa os limites da anomalia magnética do gradiente longitudinal. B) mostra de forma mais eficiente que A) os depósitos prováveis de cascalho e consegue amostrar os limites do embasamento.



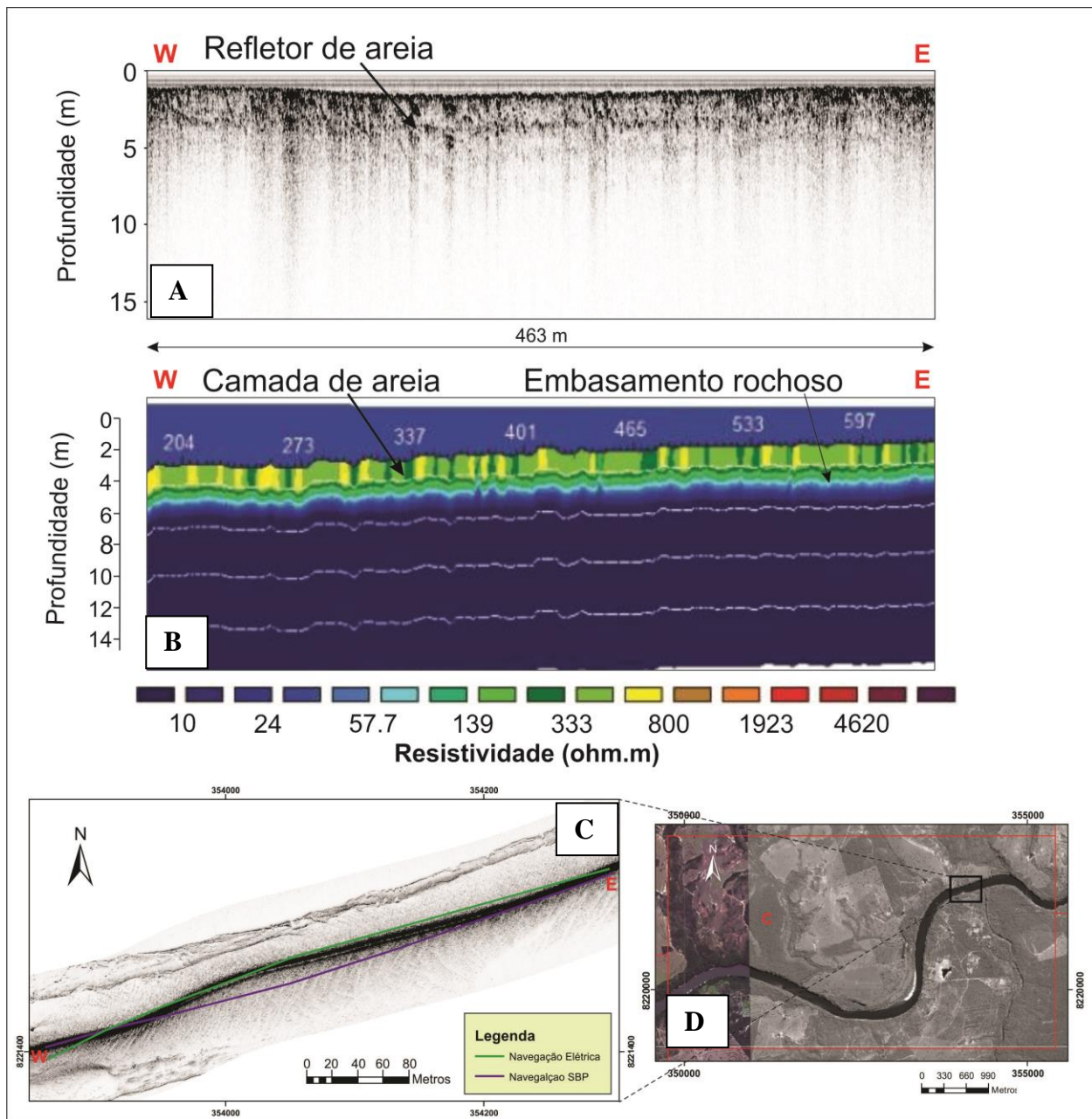


Figura 4.59: Produtos geofísicos mostram trecho representativo de sedimentação arenosa. A camada de areia pode ser vista tanto no método sísmico (A) quanto elétrico (B) ou sonográfico (C). O mapa de localização é apresentado na figura D), a linha de navegação do perfilador de subfundo é apresentada na cor roxa e a linha de navegação da aquisição elétrica é representada em verde.

## CAPÍTULO 5

### 5. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Este trabalho, desenvolvido na região do Alto Araguaia foi importante para o mapeamento da área e formulação das principais discussões acerca dos tipos de ambientes deposicionais relacionados à possível ocorrência de diamantes *placers*. O estudo proporcionou melhor entendimento das relações entre o contexto geológico local (Formações Furnas, Ponta Grossa e Aquidauana) e os elementos atribuídos ao transporte e acúmulo de depósitos de aluvião que podem estar associados ao depósito de diamantes.

Os principais ambientes sedimentares identificados foram interpretados como fluviais, flúvio-glaciais e glacio-lacustrinos, além de depósitos aluvionares associados. A identificação em campo de estruturas deformadas, presença de diamictitos com fragmentos líticos de diferentes classes ou ainda associações sedimentares complexas corroboram observações descritas pelos principais autores da literatura de sedimentologia fluvial e glacial (Miall, 1978; 1985; Eyles *et al.*, 1983).

Apesar do registro histórico das principais ocorrências do diamante e atividades de garimpo na bacia do Alto Araguaia, não foi realizada campanha de amostragem para comprovação da ocorrência dos depósitos diamantíferos. A discussão sobre proximidade de área fonte e identificação de rochas primárias é ainda bastante incipiente. O tipo de clima tropical favorável ao forte intemperismo e a carência de estudos direcionados à identificação de rochas carreadoras dificulta o entendimento da gênese e transporte dos diamantes primários.

Ademais, a controvérsia da temática sobre o transporte de diamantes primários é bastante debatida. Campos & Gonzaga (1999) propõem que o transporte de diamantes por sistemas fluviais é relativamente curto (ordem de poucos quilômetros), o que contradiz autores como Wagner & Merensky (1928), Hallam (1964) ou Ambroise (1991) que defendem que constituintes sedimentares pesados podem ser transportados por centenas de quilômetros de distância de sua área fonte. O embate sobre o transporte de diamantes permite interpretações variadas e dá margem a diversas interpretações, o que dificulta mais ainda a identificação das prováveis áreas-fonte.

Os levantamentos geofísicos realizados no rio foram satisfatórios e mostraram resultados importantes para descrição e discriminação dos sedimentos superficiais e em subsuperfície. Cada método pôde contribuir com interpretações mais precisas das condições sedimentares e estruturais o que conseqüentemente possibilitou a elaboração de mapas com sítios concentrados em cascalhos, com possível potencial diamantífero.

O método sonográfico proporcionou imagens acústicas de alta resolução do leito do rio e possibilitou o diagnóstico da geomorfologia da sua calha. A identificação das principais feições sedimentares superficiais poderá contribuir significativamente para o direcionamento das futuras áreas de investigação e amostragem, visto que se pode diferenciar com nitidez a ocorrência superficial de diferentes tipos de depósitos sedimentares.

O método sísmico permitiu a caracterização dos estratos rasos e a identificação de algumas trapas potenciais acumuladoras de sedimentos grossos. A alta resolução da fonte (2 – 15 kHz) caracterizou feições importantes descritas por Campos & Gonzaga (1999) e Nolasco *et al.*, (2001) como canais de corte e preenchimento (*cut and fill*) e variações do gradiente topobatimétrico. A análise dos dados sísmicos possibilitou também o diagnóstico de algumas feições arquiteturais internas dos depósitos, conforme exemplificado por Novak & Bjorck, (2002). O método, no entanto, mostrou-se limitado na capacidade de investigações mais profundas devido às perdas por absorção e espalhamento das ondas acústicas.

A análise feita com a tomografia elétrica foi capaz de identificar níveis rasos de prováveis depósitos de cascalho que não puderam ser identificados com o método sísmico. O marcante contraste de resistividade dos materiais (embasamento rochoso, areia/silte e cascalhos) torna o método mais suscetível à identificação dos sedimentos de fundo e corrobora os estudos feitos por Baines *et al.*, (2002) e Errey & Brabers (2009), na análise e descrição da geometria dos depósitos de cascalho em canais de rios arenosos e rios com concessão de diamante.

Além disso, os dados geoeletricos puderam atingir maiores níveis de investigação quando comparado ao método sísmico. Todavia, devido ao método de suavização por contraste usado pelo programa de inversão, as camadas de cascalho (resistividade extremamente alta) podem ter resistividade  $10^4$  vezes maior que o embasamento e influenciam na resistividade medida do embasamento sotoposto, visto que a resistência elétrica medida em campo é uma média das resistências por onde a corrente passou. Desta forma, não foi possível mensurar com precisão a base das camadas de cascalho que saturam o sinal.

O método de gradiometria magnética mostrou áreas com anomalias no gradiente longitudinal que possivelmente são atribuídas a falhas regionais NW. A relação dos dados anômalos com possíveis minerais pesados só poderá ser comprovada com amostragem de sedimento de fundo. Minerais pesados satélites do diamante poderiam auxiliar no estudo da localização da área fonte, caso encontrados.

Após realização de análise, interpretação dos dados foi possível esboçar mapas de sítios concentrados em cascalho com possível potencial diamantífero (figuras 5.1 a 5.4). Deve-se ressaltar que é imprescindível a realização de campanhas de amostragem de sedimento de fundo e furos de sondagem para confirmação dos supostos sítios que podem estar concentrados em diamantes. A metodologia empregada foi baseada em associações faciológicas, métodos indiretos e conhecimento geológico local.

Na área A, os sítios 1, 2 e 3 foram apontados como potenciais devido à ocorrência de depósitos superficiais de cascalho conforme visto nos registros do sonar de varredura lateral. Os sítios 1 e 3 (Figuras 5.5 e 4.20) mostram concentração de cascalhos atribuída ao retrabalhamento de margens, visto que suas ocorrências se dão nas imediações das margens do rio. O sítio 2 (Figura 4.19) apresenta cascalhos superficiais que ocorrem de forma disseminada ao longo do canal e podem estar associados ao intemperismo de diamictitos ou colúvio.

Na área B os sítios 4 e 5 foram identificados pela presença de cascalhos superficiais disseminados conforme exemplificado no registro do sonar de varredura lateral (Figuras 4.21 e 4.55). Nas imagens do perfilador de subfundo relativos a essas ocorrências, o sítio 4 é evidenciado por refletor raso em mais de 200 m de extensão (Figura 4.38) com alto contraste de impedância acústica. O sítio 5 é marcado por estrutura de corte e preenchimento e presença de camada superficial de cascalho com pequena espessura (Figura 4.55). O sítio 6 foi identificado pelo método geoeletrico, o contraste de resistividade encontrado na figura 4.47 indica presença de sedimento inconsolidado com resistividade aproximada de 300 ohm.m intercalado com sedimento mais resistivo (2.000 ohm.m) e pode representar provável depósito de cascalho na forma de canal.

O sítio 7 foi identificado pelos métodos sonográfico, sísmico e geoeletrico. As imagens geofísicas integradas (Figuras 4.56 e 4.58) mostram a exposição dos níveis rasos de cascalho nas imagens do sonar de varredura lateral. Essas feições podem ser vistas na imagem do perfilador

de subfundo por centenas de metros representadas por um refletor raso. A tomografia elétrica mostra que esses refletores são mais profundos e podem atingir até 5 metros de espessura.

O sítio 8 foi identificado pelas imagens do sonar de varredura lateral. No registro pode-se observar vasta área com ocorrência de cascalho disseminado (Figura 5.6).

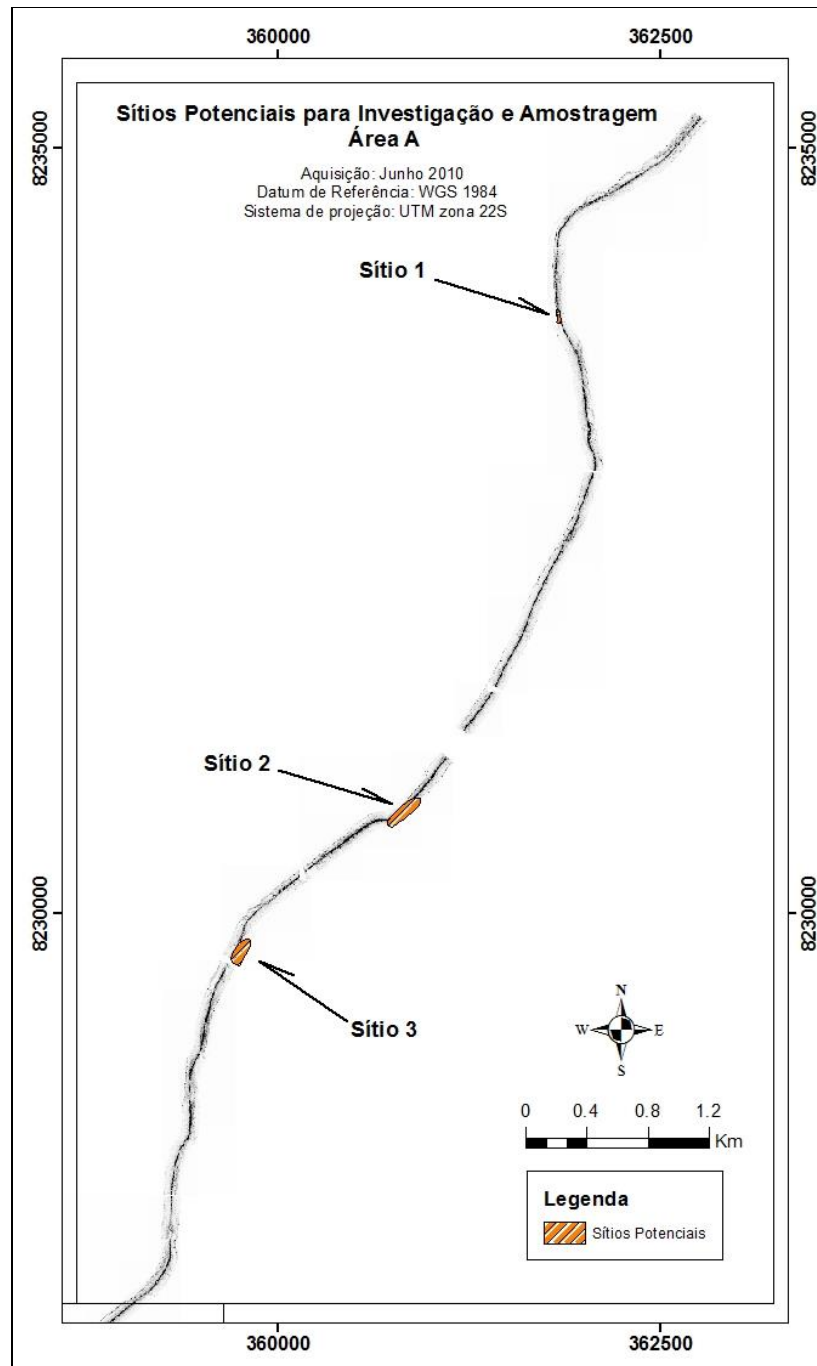


Figura 5.1: Mapa dos sítios potenciais para investigação na área A. Datum de referência: WGS 1984. Sistema de projeção UTM Zona 22 S.

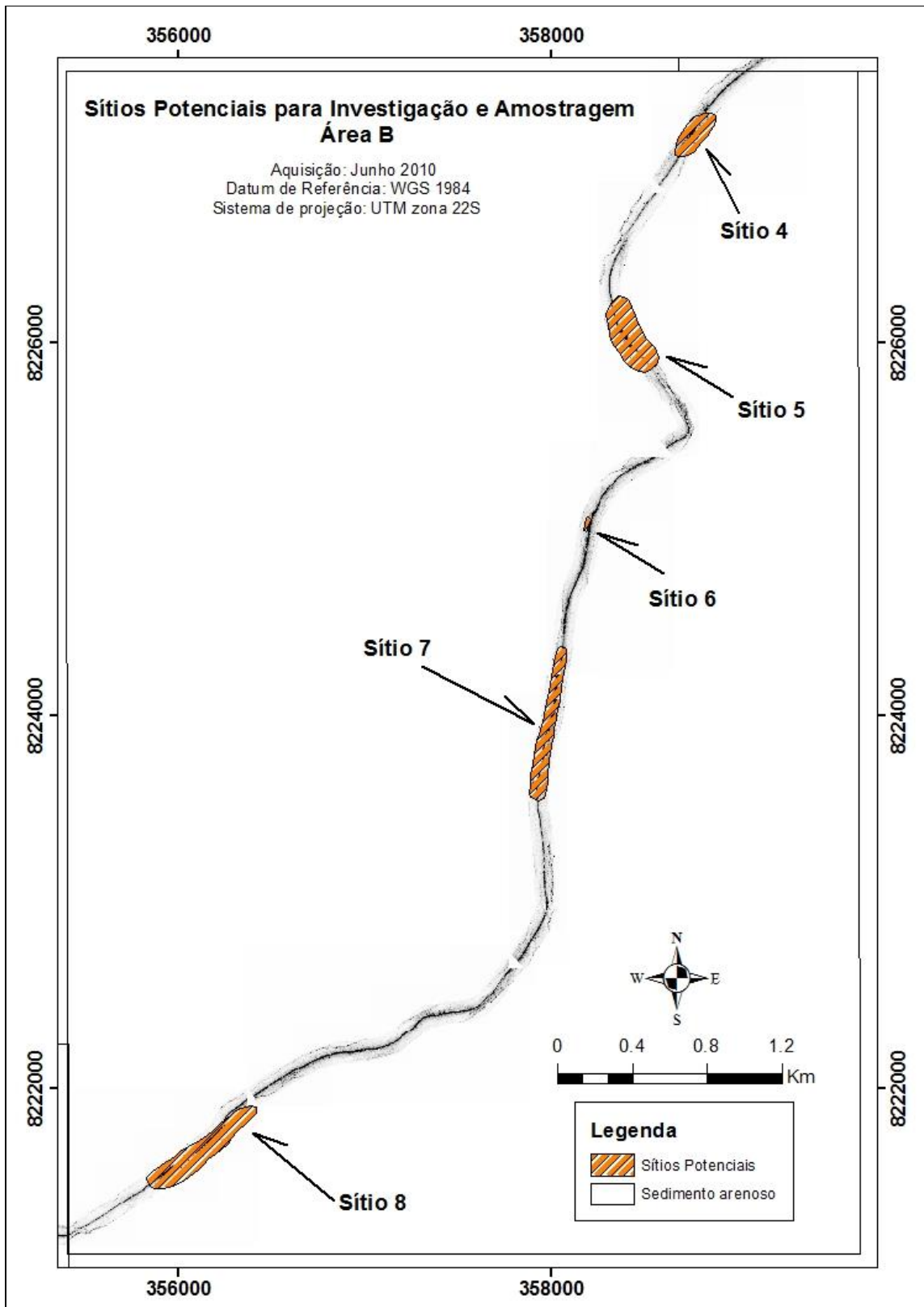


Figura 5.2: Mapa dos sítios potenciais de investigação na área B. Datum de referência: WGS 1984. Sistema de projeção UTM Zona 22 S.

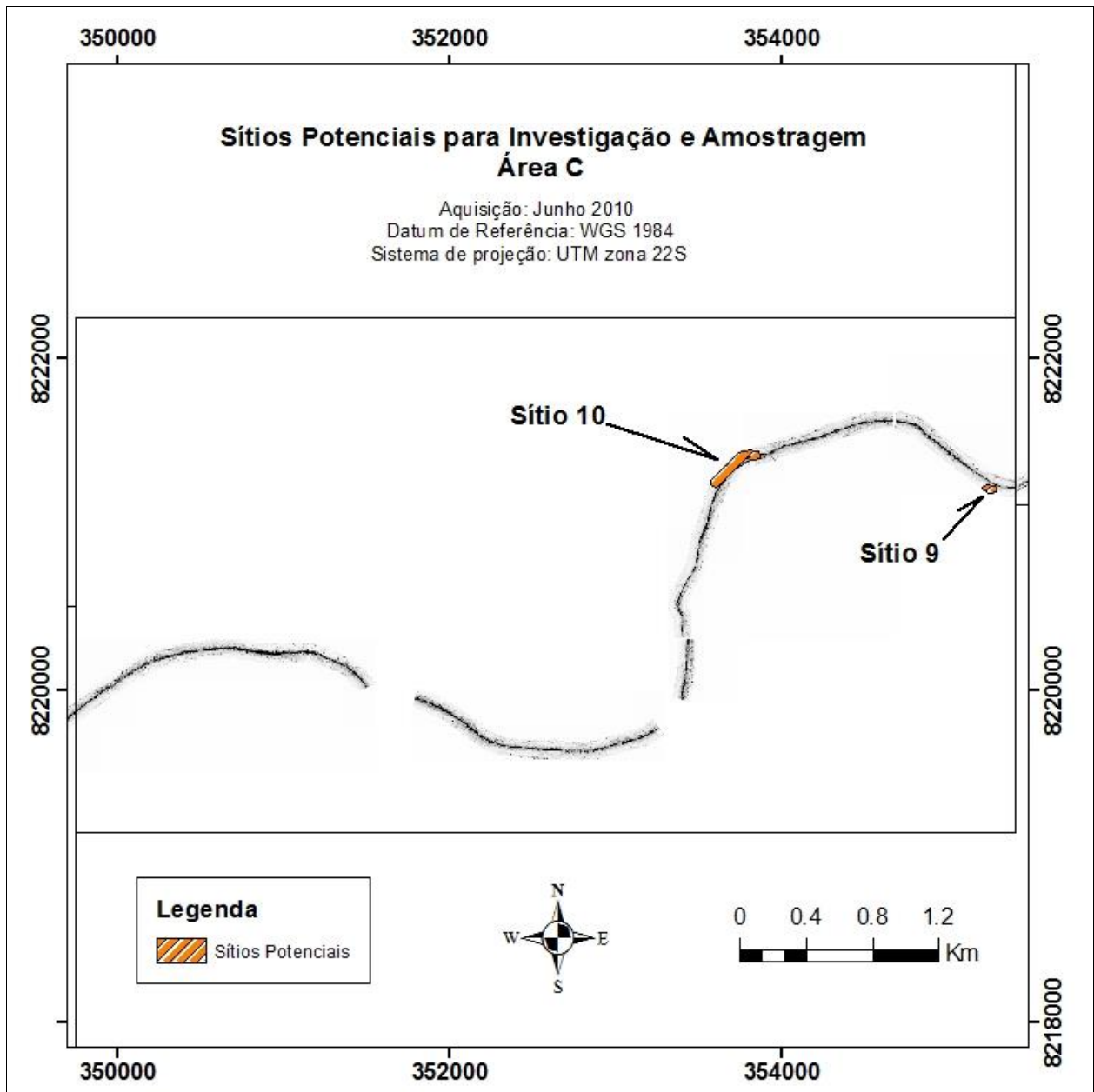


Figura 5.3: Sítios potenciais de investigação na área C. Datum de referência: WGS 1984. Sistema de projeção UTM Zona 22 S.

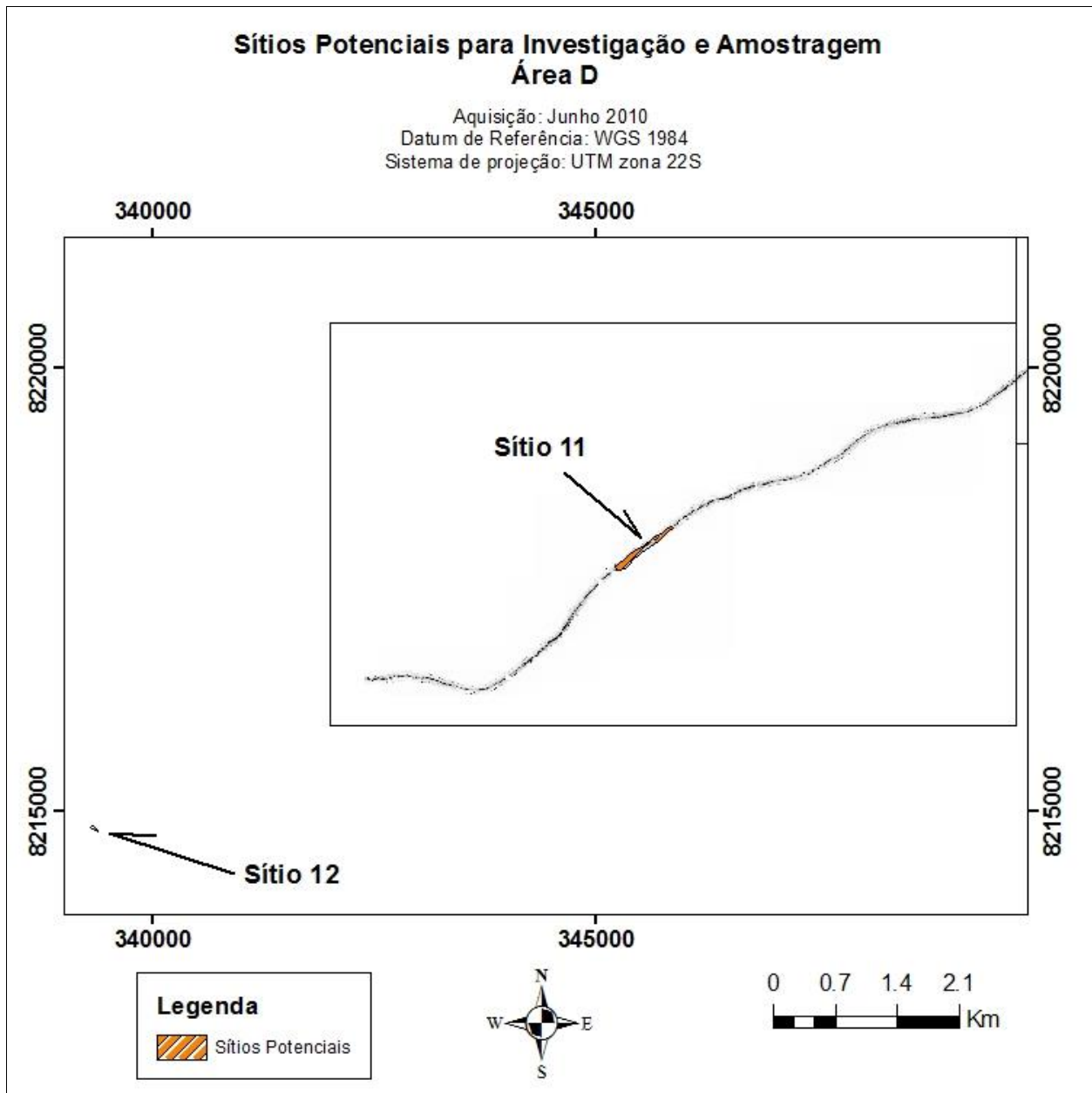


Figura 5.4: Sítios potenciais de investigação na área D e proximidade da área de estudo. Datum de referência: WGS 1984. Sistema de projeção UTM Zona 22 S.



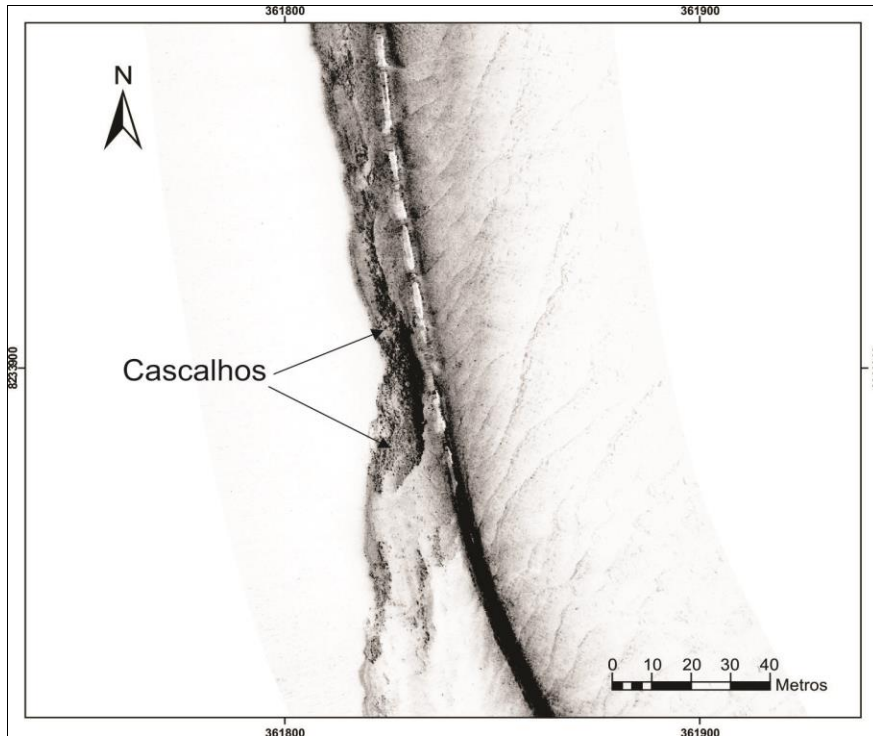


Figura 5.5: Imagem de sonar de varredura lateral. Nota-se a ocorrência de cascalho superficial próxima à margem do rio Araguaia (Sítio 1)

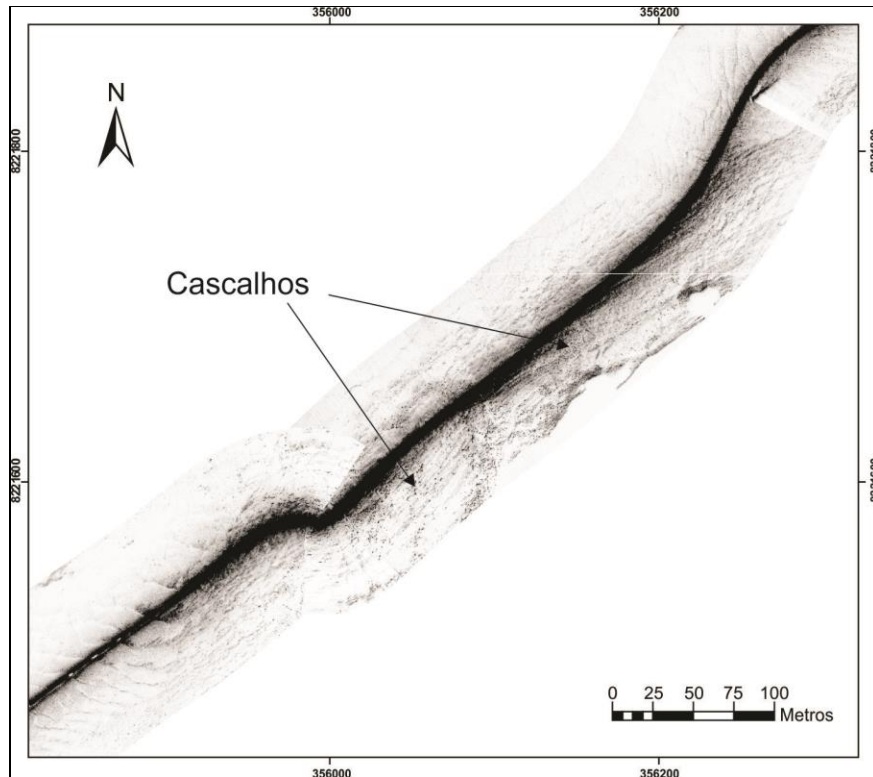


Figura 5.6: Imagem de sonar de varredura lateral com evidência de cascalho disseminado no leito do rio. Araguaia (Sítio 8).

Na área C, os sítios 9 e 10 foram identificados como potenciais devido às imagens do sonar de varredura lateral. A figura 4.23 – sítio 9 – mostra exemplo de ocorrência de depósito de cascalho oriundo de provável desagregação de afloramento da margem. Já a imagem sonográfica que representa o sítio 10 (Figura 4.24) apresenta cascalhos disseminados no leito do rio por mais dezenas de metros.

Na área D, o sítio 11 foi reconhecido em campo de mapeamento geológico na seca e pela sonografia (Figura 4.26) como área de despejo de rejeitos de mineração. Entretanto, o trecho destacado pode ainda representar área não exaurida com potencial para ocorrência de cascalhos diamantíferos, visto que não se sabe como foi realizada a retirada de cascalhos, sendo que estes são mais passíveis de retirados das margens, e não do canal ativo do rio. Ademais, o registro geoeletrico nessa porção do rio (Figura 4.49) mostra alta resistividade e trapas estruturais em forma de canais que podem ser favoráveis ao acúmulo desses cascalhos.

O sítio 12, encontrado alguns quilômetros à montante da área D, foi mapeado também pela imagem da tomografia elétrica que identificou canal com aproximadamente 60 m de extensão com alta resistividade, provavelmente atribuída a um depósito de cascalho (Figura 4.46).

A partir dos mapas elaborados, levando-se em consideração todos os aspectos geológicos e geofísicos discutidos, pode-se concluir que a integração de métodos geofísicos utilizada no estudo da área foi satisfatória e poderá auxiliar nas futuras campanhas de sondagem e amostragem de sedimento. A determinação dos sítios concentrados em cascalhos direcionará as futuras atividades de dragagem e resguardará o rio de atividades depredatórias em áreas não favoráveis à deposição de diamantes.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMBROISE, M. 1991. Geology of the NE Angolan kimberlite region. In: 5th International Kimberlite Conference , CPRM, extended abstracts; 6-8.
- ANNAN, AP. Ground Penetration Radar Workshop Notes. Sensors & Software. Inc.Hc. 72p. 1992.
- ARCHIE, G.E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics: *Petroleum Transactions of AIME* 146: 54–62.
- AYRES, N. A. 2000. Uso da sísmica de reflexão de alta resolução e da sonografia na exploração mineral submarina. *Revista Brasileira de Geofísica*, V. 18, 241–256p.
- BAINES, D., SMITH, D. G., FROESE, D. G., Bauman, P., Nimeck, G. 2002. Electrical resistivity ground imaging (ERGI): a new tool for mapping the lithology and geometry of channel-belts and valley-fills. *Sedimentology* (2002) 49, 441–449.
- BARBOSA, O. 1991. Diamante no Brasil; histórico, ocorrência, prospecção e lavra. Brasília: CPRM, 136p.
- BARBOSA, R. C. 2006. Kimberlito: morfologia, formação e kimberlitos diamantíferos em Minas gerais. Apostila. 22p.
- BAYER, M. CARVALHO, T.M. 2008. Processos morfológicos e sedimentos no canal do rio Araguaia. *REA*. Vol.10,n2. pg.24-31.
- BEST, M. G. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Blackwell, 2<sup>nd</sup> Edition. Brigham, UK, 2003. 656 p.
- BLONDEL, P. & MURTON, B.J., 1997. *Handbook of Seafloor Sonar Imagery*. John Wiley & Sons Ltd. 314 pp.
- BRAGA, ACO. 2007. Métodos da Eletrorresistividade e Polarização Induzida Aplicados nos Estudos da Captação e Contaminação de Águas Subterrâneas: Uma Abordagem Metodológica e Prática. Tese de Livre-Docência na disciplina “Métodos Geolétricos Aplicados à Hidrogeologia” do Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista. São Paulo. 80p.

- BRITO NEVES B. B. & CORDANI, U. G., 1991. Tectonic Evolution of South America during the late Proterozoic. *Pre Cambrian Research*, vol 53, p. 23 – 40.
- CAMPOS, E. G. & GONZAGA, G. M., 1999. O transporte de diamantes por sistemas fluviais a longas distâncias: Uma visão crítica. *Revista Brasileira de Geociências* v. 29, 2, p.113–118.
- CARLING, A. P., BREAKSPEAR, R. M. D. 2006. Placer formation in gravel bedded rivers: A review. *Ore Geology Review*, Vol. 28, p. p. 337 – 401.
- CONDIE, K. C., 1997. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Butterworth – Heineman, fourth edition, Great Britain.
- CORDANI, U.G.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A.; Porto, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. 1984. *Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, Série Ciência-Técnica-Petróleo n. 15, 70 p.
- CORREA, R. T. 2013. Identificação geolétrica de camadas de cascalho com possível potencial diamantífero. Monografia de conclusão de graduação. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 44p.
- CORRIOLANO, A. C. F. 2002. Reavaliação de critérios estruturais na hidrogeologia de terrenos cristalinos, com ênfase na neotectônica e sensoriamento remoto. 197 pp. Natal. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) – Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- DANIELS, J.J. *Surface Penetrating Radar*. The Institution of Electrical Engineers, 300p. 1996.
- DAY, S. J. & FLETCHER, W. K. 1991. Concentration of magnetite and gold at bar and reach scales in a gravel-bed stream British Columbia, Canada. *Jour. Sed. Petrol.*, 61(6):871–882.
- DE WIT, M.J.; Jeffery, M.; Bergh, H.; Nicolaysen, L. 1988. *Geological map of sectors of Gondwana, reconstructed to their disposition ~ 150 Ma*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists/University of Witwatersrand, escala 1:10 000 000.
- DEGROOT-HEDLIN, C e CONSTABLE, S. Occam's Inversion to Generate Smooth, Two Dimensional Models from Magnetotelluric Data. *Geophysics*. V. 55, p.1613-1624. 1990.

- DOBRIN, M. B. & SAVIT, C. H. 1988. *Introduction to Geophysical Prospecting*. (4<sup>th</sup> ed). McGraw-Hill, New York.
- EDWARDS, LS. A Modified Pseudo-Section for Resistivity and Induced Polarization. *Geophysics*, v. 42: p1020 – 1036. 1977.
- ELS, G.& ERIKSON, P. 2006. Placer formation and placer minerals *Ore Geology reviews*, vol. 28, p. 373 – 375
- EMERY, K. O. & NOAKES, L. C., 1968. Economic placer deposits of the continental shelf. Technical Bull. Economic Commission for Asia and Far East, U.N., 1: 95-110.
- EYLES, N., EYLES, C., MIALL, A. D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamictite and diamictite sequences. *Sedimentology*, 30(3), 393–410.
- DNPM. Sumário Mineral **2008**. Disponível em <http://www.dnpm.gov.br/assets/galeriaDocumento/SumarioMineral2008/diamante.pdf> Acesso em: 15/03/2013.
- DNPM Sumário Mineral **2012**. Disponível em <http://www.dnpm.gov.br/conteudo.asp?IDSecao=68&IDPagina=2263> Acesso em 18/05/2013.
- DU TOIT, A.L. 1927. *A geological comparison of South America with South África*. Washington: The Carnegie Institution, publ. 381, 157 p.
- ERREY, J., BRABERS, P. 2009. Mapping Diamondiferous Gravel using the Aquares Resistivity System on a Fluvial Diamond Concession. *Hydro International*, v. 13, p. 12-15.
- GEISICKI, A. L. D., RICCOMINI, C. & SALVETTI, A. R. 2000. Argilominerais da Formação Aquidauana em Mato Grosso do Sul. Anais do 44º Congresso Brasileiro de Cerâmica, 10 p.
- GLATZMAIER, G.A.; Geodynamo simulations—how realistic are they? Annual review of earth and planetary sciences Vol. 30; Pag.237-257, May 2000) .
- GONÇALVES, A. & SCHNEIDER, R. L. 1970. Geologia do Centro-Leste de Mato Grosso. Brasil/Petrobrás, Ponta Grossa, DESUL. Relatório Técnico Interno nº 394, 43 p, Ponta Grossa, Paraná. 1970.

- GONZAGA, G. M., & TOMPKINS, L.A., 1991. Geologia do diamante. In Principais depósitos minerais do Brasil, Vol. IV, pp. 53-116. DNPM e CPRM, Brasília.
- HAGGERTY, S. E., 1986. Diamond genesis in a multiply constrained model. *Nature*, 320: 34-38.
- HAGGERTY, S. E., 1999. A diamond trilogy: Superplumes, supercontinents, and supernovae. *Science* 285:851–860.
- HALLAM, C. D. 1964. The geology of coastal diamond deposits in South Africa. In: Haughton, S. H. (ed.), *The geology of some ore deposits in southern Africa II*, Geol. Soc. S. Africa p. 671-728.
- HENTSCHEL, T., HRUSCHKA, F., PRIESTER, M. 2002. Global Report on Artisanal & Small-Scale Mining. MMSD Working Paper No. 70. Acessado em 13/01/2010, disponível em <<http://www.iied.org/pubs/display.php?o=G00723>>
- HIRSCH, M.; LAURENCE, R.; BENTLEY; DIETRICH, P. 2008. A Comparison of Electrical Resistivity, Ground Penetrating Radar and Seismic Refraction Results at a River Terrace Site. *JEEG*, Volume 13, Issue 4, pp. 325–333
- HOFMANN, M. H., HENDRIX, M. S., MOORE, J. N., SPERAZZA, M., 2006. Late Pleistocene and Holocene depositional history of sediments in Flathead Lake, Montana: Evidence from high-resolution seismic reflection interpretation, *Sedimentary Geology*, 184(1-2), 111-131.
- IANNIRUBERTO, M., CAMPOS, J. E. ARAÚJO, V.C.M. 2012. Aplicação de Shallow seismic profiling to study riverbed to study riverbed architectural facies: A case study of the Tocantins River (Pará – Brazil). *Academia Brasileira de Ciências*.
- KEAREY, P; BROOKS, M; HILL, I. **Geofísica de Exploração**. Tradução Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo: Oficina do Texto, 438p. 2009.
- KEIDEL, J. 1916. *La geologia de las sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sud África y los Andes*. Buenos Aires: Anales del Ministério de Agricultura de la Nación, Sección Geologia, Mineralogia y Mincria, IX, 3:1-78.
- LATRUBESSE, E. & STEVEAUX, J. C. (2002). Geomorphology and Environmental Aspects of Araguaia Fluvial Basin, Brazil. In: *Z. Geomorphologie*. Berlim: Suppl.-Bd. 129,. 109-127.

- LEIGHTON, M. W.; KOLATA, D. R. ; OLTZ D. F; EIDEL J. J. (eds.) *Interior cratonic basins*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir 51, p. 681-708.
- LEIGHTON, M.W. & KOLATA, D.R. 1990. Selected interior cratonic basins and their place in the scheme of global tectonics - a synthesis. In: M. W. Leighton; D. R. Kolata; D. F. Oltz; J. J. Eidel (eds.) *Interior cratonic basins*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir 51, p. 729-797.
- LOKE, MH. 2010. Rapid 2-D Resistivity & IP Inversion Using the Least-Squares Method. Manual RES2DINV ver. 3.59.
- LOWE, D. R., 1979. Sediment gravity flows; their classification and some problems of application to natural flows and deposits, *in* Doyle, L. J., and Pilkey, O. H., eds., *Geology of continental slopes: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 27*, p. 75–82.
- LOWE, D. R., 1982. Sediment Gravity flows II; Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: *Journal of Sedimentary Petrology* , v. 52, p. 279–298.
- LUIZ, J.G.; SILVA, L. M. da C.; *Geofísica de prospecção*. Belém: UFPA/ CEJUP, 1995. 311p.
- MARQUES, A.; ZANOTTO, O.A.; FRANÇA, A.B.; ASTOLFI, M.A.M.; PAULA, O.B. 1993. *Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná*. Curitiba: PETROBRÁS/ NEXPAR, 87 p. (relatório interno).
- MARTINS, R. B.; BRITO, O. E. A. 1989. *História da mineração no Brasil*, Empresa das Artes, São Paulo.
- MIALL, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers: a summary. *In*: MIALL, A. D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoirs,5, 605-625
- MIALL, A.D. 1985. Architectural -element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *EarthScience Review*, 22 :261-308.
- MILANI, E.J. 1992. Intraplate tectonics and the evolution of the Paraná Basin, S Brazil. In: M. J. DE WIT & I. D. RANSOME (eds.) *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern África*. Balkema, p. 101-108.

- MILANI, E. J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica di gondwana sul-ocidental. 1997. 2 v. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.
- MILANI, E. J., RAMOS V. A., 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4):473-484, dezembro de 1998.
- MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES; L. A. e FRANÇA, A. B., 2007. Bacia do Paraná In: *Cartas Estratigráficas – Boletim de geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, mai/nov. 2007.
- MISRA, K. C., 2000. *Understanding Minerals Deposits*. Kluwer Academic Publischer, Dordrecht. 845 p.
- MITCHELL, RH. 1995. Kimberlites, orangeites, and related rocks. New York, Plenum.
- MOSLEY M. P. & SCHUMM S. A. 1977. Stream junctions – a probable location for bedrock placers. *Economic Geology*, 72:691– 697
- MUGGERIDGE, M. T. 1986. The efficiency of fluvial trap sites to concentrate kimberlitic minerals: na experimental sampling programme. In: 4th International Kimberlite Conference, Geological Society of Australia, *Abstract Series*, 16:481–483.
- MUHLMANN, H. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. Ponta Grossa: Petrobras/DESUL, Relatório Técnico, n. 444, 186 p., 1974.
- NIXON, PH. 1995. The morphology and nature of primary diamondiferous occurences. *J. Geochem. Explor.* 53:41– 72.
- NOLASCO, M. C., MEDEIROS R. A., OLIVEIRA, A. M. 2001. Depósitos diamantíferos garimpáveis das lavras diamantinas, BA: A geologia do olhar garimpeiro. *Revista Brasileira de Geociências* v. 31, 2. p.457–470.
- NOVAK, B, and BJORCK, S., 2002. Late Pleistocene–early Holocene fluvial facies and depositional processes in the Fehmarn Belt, between Germany and Denmark, revealed by high-resolution seismic and lithofacies analysis. *Sedimentology*, 49(3), 451–465
- NYBLADE, A. A., 2001. Hard – cored continents. *Nature*, 411, 3 May.



- OLIVEIRA, E. P. O terreno devoniano do sul do Brasil. *Annaes da Escola Minas de Ouro Preto*, v. 14, p. 31-41, 1912.
- ORELLANA, E. *Prospeccion Geoelectrica em Corriente Continua*. Ed. Paraninfo, Biblioteca Técnica Philips. 523p. 1972.
- PASSOS JR, GG; ROSA, AS. 2010. Perfil do Diamante no Estado de Mato Grosso. *Anais do 5º Simpósio Brasileiro de Geologia do diamante*, Tibagi/PR, 30-31 pp.
- PATIK-KARA, N. G., 2002. Placers in the system of sedimentogenesis, *Lithology Mineral Resource*. Vol. 37, 5, p. 429 – 441.
- PATIK-KARA, N. G., 2008. Sedimentogenesis and placer formation. *Lithology Mineral Resource*. Vol. 43, 4, p. 354 – 363.
- PEREIRA, S. P., 2001. Técnicas exploratórias na prospecção de kimberlitos – Estudo de caso. In: *Revista Brasileira de Geociências*, volume 31, p. 405 – 416.
- PEREIRA, R. S.; FUCK, R. A., 2005. Kimberlitos e rochas relacionadas no Cráton do São Francisco. In: *Simpósio do Cráton do São Francisco*, 3, Salvador, Bahia, Anais, 114 – 117.
- POSTMA, G., 1986, Classification for sediment gravity flow deposits based on flow conditions during sedimentation: *Geology*, v. 14, p. 291–294.
- POWELL, C.M.A. 1993. Assembly of Gondwanaland -open fórum. In: *Gondwana Eight, Proceedings...* Balkema, p. 219-237.
- REYNOLDS, JM. *An introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Ed. John Wiley and Sons. 796 p. 1997.
- REZENDE, S. M. *Materiais e dispositivos eletrônicos*. São Paulo: Livraria da física, 2004. 547p.
- ROGER, G. W.; JAMES, N. P. 1992. *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada; 2<sup>nd</sup> edition 454 p.
- SASAKI Y. Resolution of Resistivity Tomography Inferred from Numerical Simulation. *Geophysical Prospecting*, v. 40, p.453-464. 1992.

- SCHON, J. H., 1996. *Physical Properties of Rocks. Fundamentals and Principles of Petrophysics. Handbook of Geophysical Exploration. Section I, Seismic Exploration*, V.18. Pergamon Press. 583 pp.
- SHARMA, P.V., 1997. *Environmental and Engineering Geophysics*. Cambridge University Press. 475 pp.
- SILVA C. G., 2000. Pláceres Marinhos. *Revista Brasileira de Geofísica*. Vol. 18, 3, p. 327 – 336.
- SIMON, T. E.; HORA, M. S. C.; JOYEUX, J. C. 2007. Exploração de “Rochas Vivas” (algas calcárias – *Corallinales Rhodophyta*) para fins de aquarofilia no litoral do Espírito Santo, região sudeste do Brasil. Departamento de Ecologia e Recursos Naturais, Universidade Federal Vitória, ES. 3p.
- SMIRNOV, V. I., 1982. *Geología de yacimientos minerales*. Editora Mir, Moscou, 655p.
- SMITH, N. D. & BEUKES, N. J. 1983. Bar to bank flow convergence zones: A contribution to the origin of aluvial placers. *Economic Geology*, 78(7)1342–1349.
- SOARES, P.C. 1991. *Tectônica sinsedimentar cíclica na bacia do Paraná - controles*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Monografia para concurso de Professor Titular, 131 p.
- SPAGGIARI, R. I., BLUCK, B. J., WARD, J. D., 2006. Characteristics of diamondiferous Plio-Pleistocene litoral deposits within the Paleo-Orange River mouth, Namibia. *Ore Geology Reviews*. Vol. 28, p. 475 – 492.
- SOUZA, L. A. P. 2006. Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas. Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 311p.
- SOUZA, C. A. & Cunha, S. B., 2007. Pantanal de Cáceres – MT: Dinâmica das margens do rio Paraguai entre a cidade de Cáceres e a estação ecológica da ilha de Taiamã – MT. Revista da associação dos Geógrafos Brasileiros – Seção Três Lagoas – MS, V-1 – nº 5 – ano 4, 25p.
- SUTHERLAND, D.G. 1982. The transport and sorting of diamonds by fluvial and marine processes. *Economic Geology*, 77 (7): 1613-1620.

- SVISERO, D. P., 1995. Distribution and origin of Diamonds in Brazil: An overview. In: J. Geodynamics vol. 20, Nº 4, pp 493 – 514.
- TAO, G., KING, .S., & NABI-BIDHEDI, M., 1995. Ultrasonic Wave propagation in dry and Brine-Saturated Sandstones as Function of Effective Stress: Laboratory measurements and Modeling. Geophysical Prospecting, Vol. 43. P299-327
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M.; THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sealevel, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: C. E. Payton (ed.) *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 63-81.
- VERYASKIN, AERYASKIN V., 2001, Magnetic Gradiometry: a new method for magnetic gradient measurements: Sensors and Actuators A, 91, 233-235.
- WAGNER , P. A. & MERENSKY, H. 1928. The diamond deposits on the coast of Little Namaqualand. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 31:1-41
- WALKER, R. G.; JAMES, N. P. *Facies Models: response to sea level change*. 2nd Edition. Ontario, Canada, 1992. 454 p.
- WESKA, R. K. 1987. *Placers diamantíferos da região de Água Fria, Chapada dos Guimarães, MT*. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 177pp.
- WESKA R. K. 1996. *Geologia da região diamantífera de Proxoréu e áreas adjacentes, Mato Grosso*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 219 pp.
- WOODS R.D., 1991. Soil Properties for Shear wave Propagation. In Hoven, J.M. *et al.* (Eds), *Shear Wave in Marine Sediments*. P: 29-39
- YANHEZ, A. C., 1983. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SE.22 Goiânia. Rio de Janeiro. (Levantamento dos Recursos Naturais, 31).
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; Vieira, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; APPI, V.T.; NETO, E.V.S.; CERQUEIRA, J.R.; MARQUES, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: Interior Cratonic Basins. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Memoir 5 1, p.681-707.