



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS  
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: GEOFÍSICA APLICADA

# INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA E GEOFÍSICA DA ÁREA DE INFLUÊNCIA DA USINA HIDRELÉTRICA DE IRAPÉ, MG

GUILHERME FERREIRA DA SILVA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 060

**Brasília, Março de 2014.**



# INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA E GEOFÍSICA DA ÁREA DE INFLUÊNCIA DA USINA HIDRELÉTRICA DE IRAPÉ, MG

GUILHERME FERREIRA DA SILVA

Dissertação apresentada à Banca Examinadora do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília como exigência final para obtenção do Título de Mestre em Geociências Aplicadas.

**ORIENTADORA:** Profa. Dra. MÔNICA GIANNOCCARO VON HUELSEN

**COORIENTADOR:** Prof. Dr. JOSÉ OSWALDO DE ARAÚJO FILHO

**BANCA EXAMINADORA:**

Prof. Dr. JOÃO CARLOS DOURADO (UNESP)

Prof. Dra. ROBERTA MARY VODOTTI (UnB)

**Brasília, Março de 2014.**



Silva, Guilherme Ferreira da

Interpretação Geológica e Geofísica da área de influência da Usina Hidrelétrica Irapé, MG. Brasília, 2014. 93pp.

Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília. Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas.

Orientadora: Profa. Dra. Mônica Giannoccaro Von Huelsen

Coorientador: Prof. Dr. José Oswaldo de Araújo Filho

1. Sismicidade desencadeada por reservatório; 2. Métodos potenciais geofísicos; 3. Orógeno Araçuaí



INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA E GEOFÍSICA DA ÁREA DE INFLUÊNCIA  
DA USINA HIDRELÉTRICA DE IRAPÉ, MG.

Guilherme Ferreira da Silva

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Dra. Mônica Giannoccaro Von Huelsen – UnB

---

Prof. Dra. Roberta Mary Vidotti – UnB

---

Prof. Dr. João Carlos Dourado – UNESP

Brasília, 28 de março de 2014.





## RESUMO

SILVA, G. F. **Interpretação Geológica e Geofísica da área de influência da Usina Hidrelétrica de Irapé, MG.** 2014. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2014.

Inaugurada em 2006, a Usina Hidrelétrica de Irapé possui a mais alta barragem do país, com 208 metros. Esta vem sendo monitorada pelo Observatório Sismológico da Universidade de Brasília desde o começo do enchimento do seu reservatório. Apresentando sismicidade causada pelo aumento da tensão crustal logo após o início do represamento, a Sismicidade Desencadeada por Reservatório da UHE de Irapé permanece como objeto de estudo importante para o entendimento deste fenômeno. O presente trabalho se propõe a estudar a sismicidade registrada de janeiro a maio de 2006, assim como a caracterizar a crosta rasa ao redor da UHE de Irapé utilizando mapeamento geológico e a modelagem geofísica, que englobou os métodos gamaespectrométricos, magnetométricos e gravimétricos além da sismologia procurando identificar e descrever as estruturas geológicas e geofísicas que permitam compreender melhor os eventos sísmicos. A estimativa de profundidade de anomalias através do método de deconvolução de Euler e da análise do Espectro Radial de potência levou a identificar estruturas de até 10 km de profundidade, em ambos os métodos potenciais, permitindo também identificar a profundidade do limite do Orógeno Araçuaí com seu embasamento no local, Complexo Porteirinha. A orientação espacial dos eventos sísmicos obtidos pela análise das polaridades e forma de onda condiz com as orientações dos lineamentos de relevo e de anomalias magnéticas. As estruturas encontradas podem ser associadas a uma estrutura maior, de direção principal NE/SW, com dezenas de quilômetros, que seria responsável pela captura dos rios Jequitinhonha e Araçuaí, interpretada neste trabalho como uma estrutura relacionada a uma fase tardia do Evento Brasileiro.

**Palavras-chave:** Sismicidade desencadeada por reservatório; Métodos potenciais geofísicos; Orógeno Araçuaí.



## ABSTRACT

SILVA, G. F. **Geological and geophysical interpretation near Irapé Dam, MG.** 2014. Master thesis. Pos-graduation Program of Applied Geosciences, Geosciences Institute, University of Brasília, Brasília, 2014.

Inaugurated in 2006, the Irapé Hydroelectric Plant has the highest dam in the Brazil, with 208 meters. The Seismological Observatory of the University of Brasilia has monitored this structure since the beginning of the filling of its reservoir. Showing seismicity activity, clearly caused by increased crustal tension just after the start of the impoundment, the seismicity triggered by its reservoir remains a very important object of study for understanding this phenomenon. This work proposes to study the seismicity recorded from January to May 2006, as well as studying the shallow crust around the Irapé Reservoir through geological mapping and geophysical modeling using gammaspectrometric, magnetic and gravimetric methods to identify and describe the structures that can be responsible for seismic events. The direct modeling using the Euler Deconvolution method and analysis Radially Averaged Power Spectrum led to the identification of anomalies up to 10 km depth in both potential methods, allowing also identify the depth of the boundary with Araçuaí Orogen in its local basement (Complexo Porteirinha). The depth and arrangement of hypocenters found by analyzing the polarity and waveform meets the relief lineaments and magnetic anomalies, as regards the attitude and depth. The features observed can be associated to a larger structure with tens of kilometers, which would be responsible for the capture of rivers and Jequitinhonha Araçuaí, interpreted here as a structure related to a late phase of the Brasiliano-Panafricano Event, with strike-slip sinistral component, context that one expects to find in the Focal Solution on the seismic events recorded.

**Keywords:** Dam triggered seismicity; Geophysical potential methods; Araçuaí Orogen.



## AGRADECIMENTOS

Em abril de 2009 eu participei por engano da primeira reunião de um projeto que estava em seu início. Acabei “escalado” para ir ao campo e desde então, IRAPÉ deixou de ser uma palavra estranha e passou a fazer muito sentido para mim. Portanto, tenho muito a agradecer à muitas pessoas que foram importantes para minha chegada a esse momento.

Agradeço, primeiramente, a meus pais: Antonio Marcos Ferreira da Silva e Eliete Barbosa de Brito; pois sem seu esforço e incentivo esta etapa nunca teria sido iniciada. Obrigado pai e mãe.

Aos meus irmãos, ao restante de minha família e aos meus amigos alheios às geociências: em alguns momentos eu faltei com vocês, principalmente nos últimos meses, e agradeço a compreensão e a força. Este trabalho é fruto da minha dedicação nos períodos em que não pude estar com vocês.

Agradeço a futura geóloga Hortência Sousa Lamblém: o seu companheirismo e senso crítico me ensinaram e ajudaram a questionar muito sobre mim e o meu trabalho nesses anos e isto é muito importante para me retificar ou me reafirmar quando necessário.

Aos colegas da pós-graduação Umberto Travaglia Filho, Sidinei Sebastião Tomás, Pedro Nogueira, Júlia Curto, Cintia Rocha e Lucas Paes Moreira. Obrigado pelo auxílio, conselhos, almoços e companheirismo. Agradeço especialmente ao meu e colega e “futuro sócio”, Vítor Nascimento Ferreira.

Agradeço a Ademar Rabelo, o Maneco, meu professor de física do ensino médio. Toda vez que ouço ou digo as palavras “vetor”, me lembro que ele usa “*modis*” (módulo, direção e sentido) e tem “*setinha*”! Muito obrigado! Física é *importantíssimo*, como você costumava dizer.

Agradeço aos professores que me ajudaram solucionando dúvidas ou auxiliando na elaboração deste texto. Em especial, aos professores da UnB: George Sand, Roberta Vidotti, Adalene Moreira e Gustavo Baptista. Aos professores Maximiliano Martins (UFOP) e Allaoua Saadi (UFMG), eu agradeço pela ajuda com artigos na região da área de estudo e ao professor Jiri Zahradnik (*Charles University in Prague*) pelos ensinamentos e auxílios na utilização do ISOLA. Ao doutor Cristiano Chimpliganond, pela revisão do texto, pelo auxílio com os dados de sismologia, pelos cafés e conversas nesses anos: obrigado!

Agradeço aos geólogos Allan Nunes, Anderson Dourado, Artur Braga, Diogo de Carvalho, Douglas Almeida, Erich Lima, Fábio Mendonça, Fabrício Rachid, Francisco Vessani, João Mendes, Kawiñã Cardoso, Leonardo Almeida, Marcelo Teles, Maria Alice Castanheira, Mário Paes, Nicollas Milani, Olavo Batista, Paulo Henrique Moraes, Rômulo Mendes e Vinícius Guimarães pelo auxílio nas etapas de mapeamento geológico. Aos estudantes Deusavan Sales (geologia) e Amanda Rocha (geofísica) pelo auxílio na aquisição dos dados gravimétricos.

Ao CNPq pelo auxílio financeiro através do projeto de pesquisa 481178/2010-4, viabilizando as etapas finais da pesquisa e últimos trabalhos de campo. Agradeço também ao Centro de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico, CDT – UnB, pela concessão de Bolsa de Pesquisa financiada





dentro do “Projeto de Estudos Sismotectônicos, Geofísicos e de Estruturação Crustal no Brasil”, de código GITT\_DT\_LAB-OBSIS\_2013.

A ESRI pela disponibilização do Pacote de ferramentas que compõem a Família ArcGis 10 por intermédio do contrato Nº 2011 MLK 8733 e a IMAGEM pelo apoio e viabilidade da concretização do termo de uso entre o IG-UnB e a ESRI e pelo suporte aos programas.

Agradeço ao Observatório Sismológico, na pessoa do professor Lucas Vieira Barros, pelo apoio aos trabalhos de campo. Agradeço também a CEMIG, na pessoa do Eng. Alexandre Melo, pela concessão dos dados sismológicos e suporte quando necessário e a CODEMIG (Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais) e ao LGA (Laboratório de Geofísica Aplicada) pela cessão dos dados de aerogeofísica.

Chegando ao fim, agradeço aos meus orientadores: Mônica G. Von Huelsen e José Oswaldo Araújo Filho, pela compreensão, paciência e amizade. Espero que saibam do carinho que tenho por ambos!

Por último, agradeço a Universidade de Brasília pelos mais de 7 anos de ensinamentos, acadêmicos e de vida. Você foi a melhor coisa que me aconteceu, UnB! Você faz parte da minha história! MUITO OBRIGADO!



## DEDICATÓRIA

Para meu avô materno, Antônio Souza Dias, o Coutinho, falecido em fevereiro de 2012, pouco antes do meu primeiro trabalho de campo já no mestrado. O senhor sempre me perguntou quando eu viraria "doutor". Esse é mais um degrau que estou subindo para chegar lá, Vô.  
Eu dedico esse texto ao senhor. Muito obrigado.



## SUMÁRIO

RESUMO .....	i
ABSTRACT .....	ii
AGRADECIMENTOS .....	iii
DEDICATÓRIA.....	v
SUMÁRIO .....	vi
ÍNCIDE DE FIGURAS .....	viii
LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES .....	xiii
1 INTRODUÇÃO .....	1
1.1 Problema de Pesquisa .....	1
1.2 Objetivos .....	2
1.3 Área de Estudo – Localização e Vias de Acesso.....	2
1.4 Usina Hidrelétrica de Irapé .....	4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	5
2.1 Geologia Regional .....	5
2.2 Uso de métodos potenciais geofísicos no estudo crustal .....	9
2.3 Sismicidade Desencadeada por Reservatório.....	11
3 MATERIAIS E MÉTODOS .....	16
3.1 Mapeamento Geológico .....	16
3.2 Aerogeofísica.....	18
3.3 Gravimetria terrestre.....	20
3.4 Monitoramento Sismológico .....	22
4 GEOLOGIA LOCAL .....	24
4.1 Introdução .....	24
4.2 Metamorfismo .....	25
4.3 Deformação – Regime Dúctil.....	27
4.4 Deformação – Regime Rúptil.....	31



5	GAMAESPECTROMETRIA .....	35
5.1	Processamento .....	35
5.2	Interpretação .....	37
6	MAGNETOMETRIA .....	39
6.1	Processamento .....	39
6.2	Interpretação .....	42
6.3	Profundidade das fontes magnéticas .....	45
7	GRAVIMETRIA .....	49
7.1	Análise estatística e processamento .....	49
7.2	Interpretação .....	52
7.3	Profundidade das fontes gravimétricas .....	55
8	SISMOLOGIA .....	58
8.1	Análise sísmica e localização epicentral .....	58
8.2	Evento principal 3,0 mD .....	61
8.3	Inversão da Forma de Onda .....	62
8.4	Definição da fonte sísmica .....	65
9	CONCLUSÕES .....	67
9.1	Interpretação das interpretações geológicas geofísicas .....	67
9.2	Considerações finais .....	69
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	71
	ANEXOS .....	74



## ÍNCIDE DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudo (retângulo amarelo) na porção nordeste do estado de Minas Gerais, com limite dos municípios abrangidos (em vermelho).....	3
Figura 2: Detalhe da área de estudo. Ao centro, o reservatório da UHE de Irapé formado pela junção dos Rios Jequitinhonha e Itacambiruçu.....	3
Figura 3: Fotografia da UHE de Irapé em funcionamento com comportas do vertedouro abertas (fotografia: Ana Luiza Lima, 2009).....	4
Figura 4: Localização da área de estudo dentro do Orógeno Araçuaí (modificado de Pedrosa Soares <i>et al.</i> 2007 e Marshak <i>et al.</i> 2006).....	5
Figura 5: Etapas da evolução responsável pela Formação do Orógeno Araçuaí. (ALKMIM <i>et al.</i> , 2006).....	6
Figura 6: Detalhe do domínio externo na região noroeste da Faixa Araçuaí, com descrição estratigráfica do Grupo Macaúbas (modificado de BABINSKI <i>et al.</i> , 2011). Retângulo em vermelho indica posição da área de estudo.....	7
Figura 7: Mapa estrutural simplificado da porção noroeste do Orógeno Araçuaí, com destaque para área de estudo (retângulo vermelho). A área de estudo compreende os domínios estruturais da Serra do Espinhaço, Chapada Acauã e domínio Turmalina (modificado de MARSHAK <i>et al.</i> , 2006).....	9
Figura 8: Bloco diagrama ilustrando o efeito da pressão hidrostática sobre o leito rochoso associado à diminuição da pressão efetiva pelo acréscimo de fluido (modificado de VELOSO, 1992).....	11
Figura 9: Diagrama de Mohr-Coulomb para descrição do campo de tensões para falhas normais, de rejeito direcional e falhas de empurrão, associada a uma simplificação gráfica das relações de cisalhamento (SIMPSON, 1976).....	12
Figura 10: Diagramas de mecanismo focal de eventos de sismicidade desencadeada por reservatório. Apresentam-se como reativações ou formações de falhas normais (Kariba, Kremasta e Oroville) ou falhas de rejeito direcional (Koyna, Hsinfengkiang e Hoover). Os quadrantes brancos ou pretos indicam compressão e tração (SIMPSON, 1976).....	13
Figura 11: Mapa de sismicidade brasileira com discriminação entre eventos naturais ou induzidos (ASSUMPÇÃO <i>et al.</i> , 2002).....	15
Figura 12: Histograma de sismicidade por período de tempo correlacionado ao enchimento do reservatório da UHE de Irapé. A estrela vermelha indica o período onde ocorreu o evento principal, de magnitude $M_R$ 3,0 na escala <i>Richter</i> (CHIMPLIGANOND <i>et al.</i> , 2007).....	15
Figura 13: Mapa de localização dos afloramentos descritos durante as etapas de campo.....	16
Figura 14: Comparação entre imagens utilizadas na base de dados. O retângulo amarelo indica a área de estudo. a) Imagem do Satélite IRS LISS – III, composição colorida (RGB) das bandas 4, 5 e 3, respectivamente. b) Imagem de Relevô Sombreado derivada do MDE do Projeto Topodata.....	17
Figura 15: Arranjo geral do aerolevanteamento da Área 8. As cores demarcam os limites de cada equipe de execução.....	18
Figura 16: Imagens geofísicas derivadas do aerolevanteamento da Área 8. O retângulo preto indica a posição da área de estudo. A) Mapa de Campo magnético anômalo. B) Mapa de contagem total de radiação gama.....	19
Figura 17: Gravímetro <i>Scintrex CG-5</i> , utilizado no levantamento. Para nivelamento em superfícies irregulares, o mesmo é suportado por um tripé ajustável.....	21





- Figura 18: Mapa de estações gravimétricas e sua dispersão pela área de estudo. A base gravimétrica leste está situada na cidade de Cristália, enquanto a base gravimétrica oeste encontra-se em Lelivéldia.....21
- Figura 19: Arranjo modelo de uma estação sismográfica da rede local da UHE - Irapé (OBSIS, 2005). a) Visão do poço do sismômetro, onde o mesmo encontra-se nivelado e orientado sobre um afloramento de rocha. b) Arranjo do painel solar e da antena do GPS responsável pela alimentação e sincronização temporal, respectivamente. c) Arranjo da bateria, regulador de carga e digitalizador. ....23
- Figura 20: Arranjo da rede sismográfica da UHE de Irapé. A estação IRP1 parou de funcionar no dia 17 de maio de 2005, sendo portanto que não registrou os eventos listados neste trabalho.....23
- Figura 21: Mapa Geológico da área de influência da UHE de Irapé sobreposto à imagem de Relevô Sombreado (AZM 315°, INL 45°).....24
- Figura 22: Micrografias de lâmina delgada de amostras de rocha da área de estudo. a) Lâmina delgada de xisto da Formação Ribeirão da Folha, onde pode-se evidenciar sua composição típica de protólito pelítico. Ocorrem porfiroblastos pós-cinemáticos de estauroilita, o que evidencia a transição de fácies xisto verde para fácies anfibolito. b) Lâmina delgada de xisto da Formação Chapada Acauã, onde ocorre um cristal de granada pré-cinemático deformado (centro da foto) com formato elipsoidal. As granadas tendem a se deformar de modo dúctil somente em temperaturas acima de 400°C, o que evidencia que esta deformação se deu em profundidades crustais razoáveis, dentro do campo do regime dúctil (acima de 10km de profundidade). .26
- Figura 23: Visão geral da zona de empurrão entre a Fm. Rio Peixe Bravo, SG Espinhaço e Complexo Porteirinha. a) Frentes de empurrão imbricadas para oeste do SG Espinhaço sobre o embasamento local, onde é possível inferir a vergência e transporte tectônico regional que confere com àquela encontrada em escala de afloramento. b) Visão panorâmica da Serra do Batieiro, onde o SG. Espinhaço está em contato tectônico com o quartzito da Fm. Rio Peixe Bravo e com as rochas do Complexo Porteirinha. c) Visão geral do Morro do Chapéu e interpretação da zona de empurrão entre o embasamento e o SG Espinhaço. ....27
- Figura 24: Afloramento de xisto da Fm. Ribeirão da Folha, no leste da área, onde é possível verificar a interferência de estruturas de fases distintas de deformação. a) Visão geral do afloramento, onde é possível ver um veio de quartzo dobrado com leve vergência para leste, configurando dobras de fase 2 (F2). b) Detalhe do afloramento anterior, onde ocorre a relação entre as duas foliações metamórficas presentes na rocha ( $S_1$  e  $S_2$ ). c) Micrografia de amostra de rocha deste afloramento, onde ocorre a relação de corte entre ambas as foliações, gerando uma característica crenulação discreta e assimétrica, que se assemelha a dobra vista em escala de afloramento.....28
- Figura 25: Esterogramas e diagramas de contorno das foliações metamórficas ( $S_1$  e  $S_2$ ) e da lineação de estiramento ( $L_x$ ). Os diagramas apresentados aqui são de contagem total de estruturas, não levando em consideração a divisão por domínios estruturais e servem, de um modo geral, para analisar a área de estudo como um todo, o que pode gerar algumas distorções. Os diagramas de  $S_1$  apresentam uma direção de mergulho média com domínios NE e SW, o que coincide de um modo geral com a estruturação das grandes falhas regionais. Os diagramas de  $S_2$  apresentam a mesma direção de estruturação, porém indicando uma imbricação para sudeste, o oposto do encontrado em  $S_1$ . Por último, o diagrama de Lineação de estiramento ( $L_x$ ) indica um transporte tectônico majoritariamente de direção ESE-WNW com baixo caimento, coincidente com o encontrado em escalas regionais para esta localização do Orógeno Araçuaí.....29



Figura 26: Mapa de Domínios Estruturais da área de influência da UHE de Irapé. Acima, apresenta-se os estereogramas de foliação $S_1$ de cada DE. Nota-se um aumento gradacional no ângulo de mergulho de E para W.....	30
Figura 27: Mapa de Lineamentos de Reelvo da área de influência da UHE de Irapé. Os lineamentos foram agrupados de acordo com os DE preestabelecidos e para cada um apresenta-se um histograma polar (diagrama de rosetas) indicando a direção mais representativa. Cada setor do histograma polar tem 10° de intervalo. ....	32
Figura 28: Afloramento de filito da Fm. Nova Aurora em que pode-se notar a relação entre as estruturas deformacionais de regime rúptil. a) Disposição geral das estruturas em escala de afloramento. b) Detalhe para interseção de falhas, sendo que a falha inversa teve tensão suficiente para brechamento e cominuição da rocha adjacente. c) Esterograma dos planos de falha no afloramento em questão. d) Planos de ajuste médio para falhas obtido em estereograma através de artifício de autovalores. ....	33
Figura 29: Fluxograma de processamento dos dados de gamaespectrometria. Os canais de potássio (K, em porcentagem), tório (Th, em partes por milhão) e urânio (U, em partes por milhão). O mapa ternário RGB é resultado da composição das imagens dos radioelementos associando-os a uma das cores primárias. ...	35
Figura 30: Mapas dos canais de K, Th e U. Os tons de cores frias (azul e verde) significam baixa concentração do radioelemento, enquanto os tons de vermelho significam alta concentração, de acordo com o apresentado nas respectivas legendas.....	36
Figura 31: Mapa de composição ternária RGB (K, eTh, eU) e interpretação decorrente de seus domínios. Esta interpretação foi utilizada para validar as informações apresentadas no mapa geológico, discutido no capítulo 3.....	37
Figura 32: Modelo tridimensional do relevo associado ao mapa de composição ternário RGB (K, eTh, eU) .....	38
Figura 33: Fluxograma de processamento dos dados de magnetometria. CMA: campo magnético anômalo; dX: derivada horizontal em X; dY: derivada horizontal em Y; dZ: derivada vertical; AGHT: amplitude do gradiente horizontal total; ASA: amplitude do sinal analítico; ISA: inclinação do sinal analítico.....	40
Figura 34: Mapas de magnetometria de Campo Magnético Anômalo, Amplitude do Sinal Analítico e Inclinação do Sinal Analítico. ....	41
Figura 35: Mapa de lineamentos magnéticos (extraídos da imagem ISA) sobreposto à interpretação da amplitude do sinal analítico em quatro intervalos de valores e delimitação de domínios magnéticos (indicados por algarismos romanos). Os círculos representam os epicentros, com variação de acordo a magnitude. Ao lado, encarte dos lineamentos magnéticos interpretados para todo o aerolevante da área 8 (o retângulo vermelho indica a posição da área de estudo).....	43
Figura 36: Histograma polar representando os lineamentos magnéticos do DM III. ....	44
Figura 37: Mapa de soluções de deconvolução de Euler para o campo magnético anômalo, para índice estrutural 2, janela de 3,5 km e tolerância de 3%. Nos encartes estão a delimitação dos domínios magnéticos interpretados e a localização da área de estudo em relação ao aerolevante da área 8, com os lineamentos magnéticos regionais. ....	47
Figura 38: Mapa de soluções de deconvolução de Euler para o campo magnético anômalo, para índice estrutural 3, janela de 3,5 km e tolerância de 3%.....	47



- Figura 39: Estimativa de profundidade e forma da anomalia magnética do domínio II através da deconvolução de Euler. a) Soluções de Euler para a anomalia em questão. Utilizou-se índice estrutural 3, partindo do princípio de que se trata de um corpo intrusivo. A composição das soluções (partindo de uma janela de 3,5 km) sugere o formato final do corpo. b) Soluções de Euler apresentadas sobre o mapa de amplitude do sinal analítico. A coloração das esferas varia de acordo com os valores de susceptibilidade aparente. c) Superfície de contorno ligando regiões de mesma susceptibilidade aparente. Tal resultado foi obtido a partir da conversão das soluções de Euler para um voxel, escolhendo as superfícies a partir dos valores de susceptibilidade aparente. d) Resultado final da estimativa associada a superfície de terreno. ....48
- Figura 40: Histograma dos dados de anomalia *Bouguer* e gráfico de caixa (“*boxplot*”) mostrando a análise estatística dos dados. O divisor central no retângulo corresponde à mediana dos dados (-104,9 mGal), enquanto os limites do mesmo correspondem ao primeiro e segundo quartil. Os dados tendem a estarem agrupados ao redor da moda, porém nota-se alguns valores destoantes que são representados pelos asteriscos. Estes podem tanto representar pequenas anomalias (variações bruscas no campo gravitacional) quanto medidas com erro maior do que o esperado. ....49
- Figura 41: Perfis de altimetria (linha pontilhada vermelha), anomalia ar livre (linha tracejada verde) e anomalia *Bouguer* (linha contínua azul). Notar a correlação entre a anomalia ar livre e a variação do terreno. ....50
- Figura 42: Vista em 3D das imagens dispostas sobre o modelo digital de elevação. a) Imagem Modelo Digital de Elevação b) Imagem da Anomalia Ar Livre. c) Imagem da Anomalia *Bouguer*. ....51
- Figura 43: Mapa com a imagem da anomalia ar livre da área de estudo. Os pontos brancos representam as estações coletadas neste trabalho, enquanto os pontos vermelhos representam as estações de referência do IBGE (sem construção de marco).....52
- Figura 44: Mapa de Anomalia *Bouguer* da área de estudo. O limite do reservatório da UHE de Irapé encontra-se destacado.....53
- Figura 45: Comparação entre mapas gravimétricos e magnéticos. a) Mapa de anomalia *Bouguer*. b) Mapa de continuação ascendente a 2 km da anomalia *Bouguer*. É possível identificar uma anomalia circular na mesma região onde encontra-se uma anomalia magnética, interpretada aqui como uma intrusão alcalina. c) Mapa de Amplitude do Sinal Analítico. Notar semelhanças e diferenças com os demais. d) Mapa de continuação ascendente a 2 km da Amplitude do Sinal Analítico. ....54
- Figura 46: Espectro radial de potência e estimativa de profundidade das anomalias gravimétricas gerados a partir do mapa de anomalia *Bouguer*. A razão entre sinal e ruído é aceitável até  $0,62 \text{ km}^{-1}$ .....55
- Figura 47: Soluções de deconvolução de Euler (índice estrutural 0, tolerância 3% e janela estrutural de 5 km). As soluções estão coloridas de acordo com a profundidade apresentada. Ao lado, mapa de anomalia *Bouguer* da área de estudo.....56
- Figura 48: Modelo tridimensional da topografia e das soluções de Euler apresentadas na Figura 47. Esta superfície indica o contato entre o embasamento e as rochas supracrustais. Visada para nordeste (Azimute da visualização:  $205^\circ$ ).....57
- Figura 49: Histograma de número de eventos por hora local. A linha de frequência acumulada mostra uma distribuição homogênea na maior parte do dia, o que evidencia a aleatoriedade do horário dos eventos. .58
- Figura 50: Evolução temporal da sismicidade desencadeada na UHE de Irapé. A circunferência representa a magnitude de duração calculada para cada evento.....60



- Figura 51: Registro das formas de onda do principal evento e marcação de chegada das ondas P e S nas três estações (IRP 2,3 e 4) nas três componentes.....61
- Figura 52: Modelo crustal de propagação de velocidade de onda P e S em relação à profundidade para a região da área de influência da UHE de Irapé. ....63
- Figura 53: Gráfico de ajuste das curvas do sinal sintético (vermelho) e do sinal real (preto) no domínio do tempo. Os números azuis correspondem à correlação entre ambos, dentro de cada componente analisada. O sinal de coloração acinzentada indica que a estação em questão não foi utilizada para a inversão. ....64
- Figura 54: Gráfico de correlação da fonte sísmica pela profundidade. Os diagramas coloridos no interior do gráfico expressa as características do mecanismo focal descrito, e a coloração varia em função da porcentagem de *DC*. Entre os diagramas apresentados há grande coerência de atitude dos planos nodais, variando somente os parâmetros de *DC* e de direção dos eixos de tensão. ....65
- Figura 55: Diagramas de ajuste de planos nodais. a) Variação dos planos nodais da solução em função da posição dos eixos P e T. b) Verificação das polaridades de onda P em função da sua posição em relação aos planos nodais e aos eixos de tensão. ....66
- Figura 56: Diagrama de mecanismo focal encontrado através da inversão da forma de onda. Trata-se de um mecanismo focal majoritariamente extensivo e de eixo de compressão verticalizado. Os planos nodais alinham-se na direção NE/SW.....66
- Figura 57: Diagramas de resultado de sismicidade e de estruturação geológica e geofísica da crosta, onde nota-se a repetição de uma tendência estrutural na direção NE/SW. a) Diagrama de mecanismo focal com posicionamento de eixos de tensão. A direção de máxima compressão ( $\sigma_1$ ) é praticamente vertical, refletindo em planos nodais correspondentes a falhas normais com pouquíssima contribuição de movimentos laterais. A direção aproximada dos planos nodais é de N30E b) Diagrama dos planos de ajuste para as falhas rúpteis encontradas próximo a região da barragem. Direção aproximada de planos de falha N20E c) Diagrama de roseta de lineamentos de relevo extraídos para o domínio estrutural central, onde estão os epicentros. A direção da moda dos lineamentos de relevo é de N40E. d) Diagrama de roseta de lineamentos magnéticos do domínio magnético III, onde estão os epicentros. A direção da moda dos lineamentos magnéticos é de N50E. ....68
- Figura 58: Bloco diagrama esquemático da compartimentação da crosta local nos arredores da UHE de Irapé construído a partir da integração das informações geofísicas e geológicas coletadas neste trabalho. As intrusões alcalina (domínio magnético II) e granítica (domínio magnético V) foram interpretadas a partir dos dados magnéticos. O Alto estrutural de Josenópolis, que tem correspondente em superfície, foi interpretado com base na gravimetria. As setas indicam a região da crosta de onde vieram as informações dos diagramas esquemáticos de mecanismo focal, planos médios de falhas e roseta de lineamentos. ....69



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES

- AGHT – Amplitude do gradiente horizontal total
- ASA – Amplitude do Sinal Analítico
- ANEEL – Agência Nacional de Energia Elétrica
- CEMIG – Companhia Energética de Minas Gerais
- CMA – Campo magnético anômalo
- CMT – Campo magnético total
- CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais
- CONAMA – Conselho Nacional de Meio Ambiente
- CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
- cps – Cintilâncias por segundo. Unidade de radiação.
- DE – Domínio Estrutural
- DM – Domínio magnético
- ERP – Espectro Radial de Potência
- $g_{abs}$ ,  $g_{obs}$  – Aceleração da gravidade (absoluta e observada, respectivamente)
- INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
- ISA – Inclinação do sinal analítico
- MA. – Milhões de Anos
- $M_D$ ,  $M_R$ ,  $M_W$  – Escalas de Magnitude. Duração, Regional e Momento Sísmico
- MW – Mega Watt
- OBSIS – Observatório Sismológico da Universidade de Brasília
- Onda P – Onda Compressiva
- Onda S – Onda Cisalhante
- ppm – Partes por milhão
- SDR – Sismicidade Desencadeada por Reservatório
- UHE – Usina Hidroelétrica
- UnB – Universidade de Brasília
- $\sigma$  – Eixos de representação de esforços tri-axiais ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$ ).



# 1 INTRODUÇÃO

O presente texto compõe uma dissertação de mestrado do Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas da Universidade de Brasília, dentro da linha de pesquisa de Geofísica Aplicada. O mesmo encontra-se estruturado em formato de dissertação de mestrado, contendo oito capítulos.

Os capítulos 1, 2 e 3 discorrem, respectivamente, sobre a introdução do problema de pesquisa, revisão bibliográfica e materiais e métodos utilizados ao longo do trabalho.

Os capítulos 4, 5, 6, 7 e 8 apresentam, respectivamente, a estruturação geológica da área de estudo, a compartimentação da superfície sob o ponto de vista da gamaespectrometria, a análise crustal magnetométrica, a análise crustal gravimétrica e a análise dos eventos sísmicos registrados, bem como suas decorrentes interpretações. Estes cinco capítulos compõem as etapas de resultados e discussões levantados durante a pesquisa.

O capítulo 9 integra as interpretações decorrentes dos resultados, visando confrontar a hipótese levantada durante o início da pesquisa e também apresentar as demais considerações finais sobre os resultados abordados.

## 1.1 Problema de Pesquisa

A Sismicidade Desencadeada por Reservatório (SDR) é um fenômeno com influência antropogênica registrado concomitantemente e/ou posteriormente ao preenchimento de um reservatório de água (geralmente Usina Hidrelétrica – UHE), onde anteriormente havia ou não o registro de atividade sísmica. Este fenômeno, ainda que seja pouco compreendido, pode ser encarado como uma resposta da crosta rasa às mudanças no campo de tensão em que se encontra submetida. Os eventos de SDR podem apresentar variação de intensidade, frequência e distribuição dos tremores de acordo com o terreno onde a UHE foi implantada. A ocorrência não pode ser prevista, embora estejam associados preferencialmente aos grandes reservatórios e ensaios semi-quantitativos de mecânica das rochas e o conhecimento geológico possam fornecer informações para este fim.

Os tremores decorrentes do fenômeno de SDR podem causar danos às edificações ao redor do reservatório, assim como à própria construção do Eixo de Barramento, oferecendo risco e causando prejuízos materiais tanto aos residentes da área de influência da área onde ocorrem os sismos quanto às construtoras e responsáveis pela UHE. No Brasil, a SDR é abrigada nas resoluções do CONAMA que visam monitoramento e mitigação dos impactos ambi-



entais, e é costume que nas licitações de construção hajam condicionantes descrevendo a necessidade de estudos sísmicos desde antes do início do empreendimento, visando garantir a segurança da estrutura da barragem.

A capacidade de estimar a potencialidade deste fenômeno e suas áreas mais suscetíveis antes da própria construção é de interesse para reforçar a estrutura de barramento durante sua construção, assim como para zelar pela estrutura já construída. Historicamente, os eventos de SDR podem ser desastrosos, como exemplo o terremoto de *Koyna* de magnitude  $M_R$  6,3 na escala *Richter*, ocorrido em 1967 que matou 177 pessoas e deixou outras 50.000 desabrigadas (CHADHA *et al*, 2008).

Portanto, esta foi a motivação inicial que levou ao início desta pesquisa, tendo em vista que um trabalho onde haja integração do conhecimento geológico e geofísico crustal com a análise sismológica para estudos de SDR são raros, se não inéditos no cenário nacional.

## 1.2 Objetivos

O objetivo deste trabalho é identificar, descrever e verificar a correlação entre as estruturas da crosta rasa e a localização e características dos eventos sísmicos desencadeados por reservatório na UHE de Irapé, conferindo a hipótese de que descontinuidades crustais locais (como falhas) podem ser reativadas pela mudança de direção e intensidade no campo de tensões locais, gerando os eventos de SDR.

## 1.3 Área de Estudo – Localização e Vias de Acesso

A cidade de Grão Mogol foi escolhida como base principal para sediar os levantamentos de campo. Encontra-se distante 570 km da capital Belo Horizonte e possui população de mais de 15 mil habitantes (IBGE, 2010). O acesso à área, partindo de Brasília, se faz através da BR-040, seguindo nesta via até depois de João Pinheiro (MG), partindo em sentido a Montes Claros pela BR-365 e após esta cidade, partindo em sentido a Grão Mogol pela rodovia MG-307. O percurso total tem extensão de 851 km, a partir de Brasília (Figura 1).

A área de estudo compreende aproximadamente 1200 km<sup>2</sup> definidos ao redor do reservatório da UHE de Irapé, localizada no Vale do Jequitinhonha, no nordeste do estado de Minas Gerais. Compreende parte dos municípios de Berilo (povoado de Lelivéldia), Cristália, Grão Mogol, Josenópolis e Virgem da Lapa. O povoado de Lelivéldia foi utilizado como apoio durante os trabalhos de campo na região à jusante da barragem (Figura 2).





Figura 1: Localização da área de estudo (retângulo amarelo) na porção nordeste do estado de Minas Gerais, com limite dos municípios abrangidos (em vermelho).

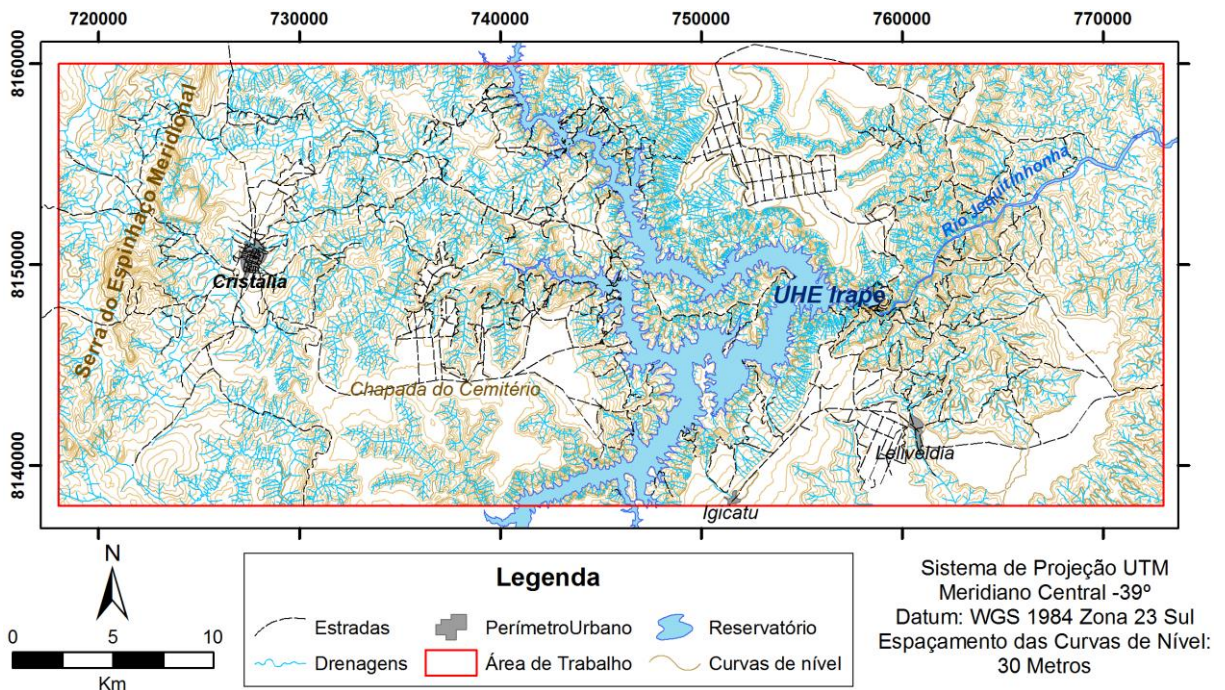


Figura 2: Detalhe da área de estudo. Ao centro, o reservatório da UHE de Irapé formado pela junção dos Rios Jequitinhonha e Itacambiruçu.





## 1.4 Usina Hidrelétrica de Irapé

A Usina Hidrelétrica Presidente Juscelino Kubitschek de Oliveira, mais conhecida como Usina Hidrelétrica de Irapé (Figura 3) é a mais alta barragem do Brasil, apresentando um desnível de 208 metros (CEMIG, 2003), espelho d'água do reservatório com área com 137 km<sup>2</sup> e potencial de geração de 360 MW, energia suficiente para atender uma população de um milhão de pessoas (AIRES, 2006). O empreendimento foi inaugurado no ano de 2006, sendo que orçado em um total de 760 milhões de reais (R\$ 760.000.000,00), com participação do estado de Minas Gerais na ordem de 90 milhões de reais (R\$ 90.000.000,00).



Figura 3: Fotografia da UHE de Irapé em funcionamento com comportas do vertedouro abertas (fotografia: Ana Luiza Lima, 2009).

A Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG) ganhou a licitação realizada pela ANEEL para a construção do empreendimento no ano de 1998, sendo que a construção da barragem teve início no ano de 2003 e o monitoramento sísmico empreendido pelo Observatório Sismológico da Universidade de Brasília iniciou-se logo em seguida com a implantação de uma estação sismográfica nos estágios iniciais e de outras três pouco antes do enchimento do reservatório (OBSIS, 2004). As estações foram desativadas no ano de 2007, devido ao fim do contrato realizado.



## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo faz-se um breve resumo da evolução histórica do conhecimento adquirido nas áreas de domínio desta pesquisa, visando familiarizar o leitor com o cenário geológico local, a utilização de métodos geofísicos para caracterização crustal e sobre o panorama da Sismicidade Desencadeada por Reservatório no Brasil e no mundo.

### 2.1 Geologia Regional

A área de estudo está inserida no Orógeno Araçuai (Província Mantiqueira), definida por Almeida (1977) como faixa móvel brasileiro disposta na porção leste do Cráton do São Francisco (Figura 4).

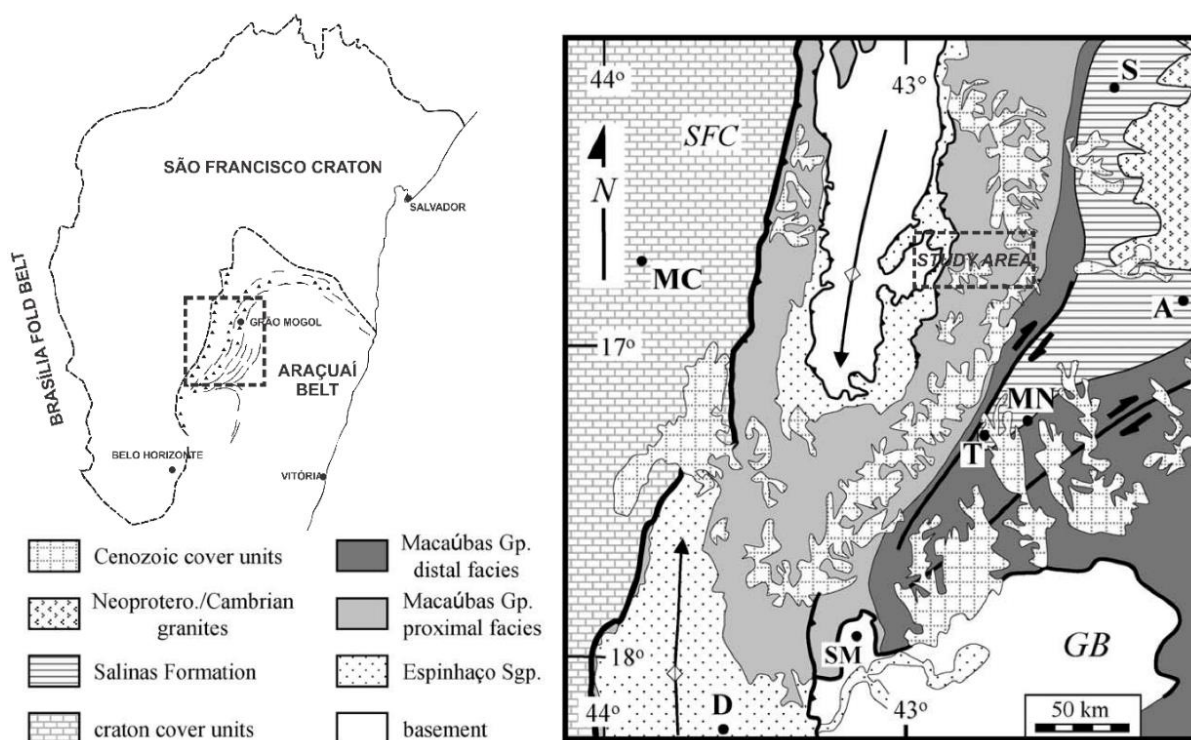


Figura 4: Localização da área de estudo dentro do Orógeno Araçuai (modificado de Pedrosa-Soares *et al.* 2007 e Marshak *et al.* 2006).

Pedrosa-Soares *et al.* (2007) redefinem o Orógeno Araçuai em termos de tectônica atual. O Orógeno Araçuai é resultado de colisão entre os Crátons São Francisco e Congo, de maneira que faz parte de um conjunto global de colisões continentais que dominaram o final do Neoproterozóico (orogênese Brasileira). Representa um cinturão orogênico singular, caracterizado por seu confinamento à reentrância limitado pelos Crátons São Francisco e Congo (Figura 5).



Na região são encontradas rochas do embasamento local (Complexo Porteirinha, arqueano) e rochas supracrustais deformadas durante a tectônica do Brasiliano – Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas.

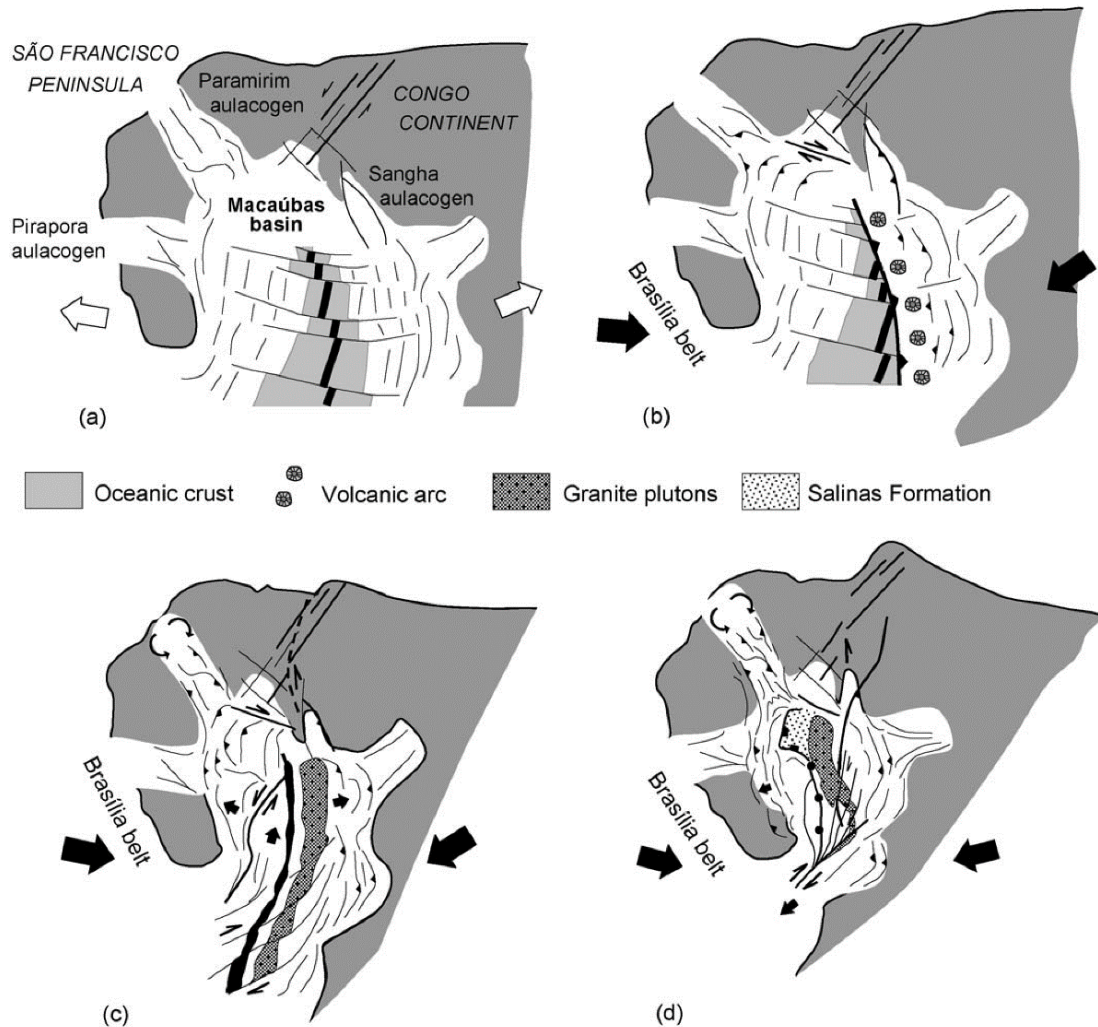


Figura 5: Etapas da evolução responsável pela Formação do Orógeno Araçuaí. (ALKMIM *et al.*, 2006)

O **Complexo Porteirinha** ocupa a porção mais externa do Orógeno Araçuaí, representando um dos embasamentos do Orógeno Araçuaí envolvidos em deformação de tectônica de Pele Grossa, é composto por gnaisses bandados com composição predominantemente granodiorítica, localmente migmatizados e idade arqueana (até 3,0 Ga), contendo intercalações concordantes de anfíbolitos e de rochas metaultramáficas (serpentinó, clorita xisto e actinolita xisto). Os gnaisses bandados/migmatitos são injetados por plutons de composição granodiorítica, granítica e sienítica, estes últimos exibindo texturas magmáticas bem preservadas (Noce, *et al.* 2007).





O **Supergrupo Espinhaço** é caracterizado por um pacote de meta-arenitos, meta-pelitos, meta-conglomerados e subordinadamente, meta-calcários; atingindo até 5000 metros de espessura (CHEMALE Jr. *et al.* 2012). O Supergrupo Espinhaço é dividido em 2 Grupos e 9 formações, compreendendo 3 ambientes distintos de sedimentação, cujas rochas mais antigas remetem a quartzitos cujo protólito foi depositado durante a Tafrogênese Estateriana, em ambiente de *rift* ensialítico.

O **Grupo Macaúbas** ocorre em discordância sobre as unidades anteriores (Figura 6) e marca o início de um segundo evento extensivo, conhecido como Tafrogênese Toniana, responsável pela Formação da Bacia Macaúbas, cuja abertura remete a 950 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

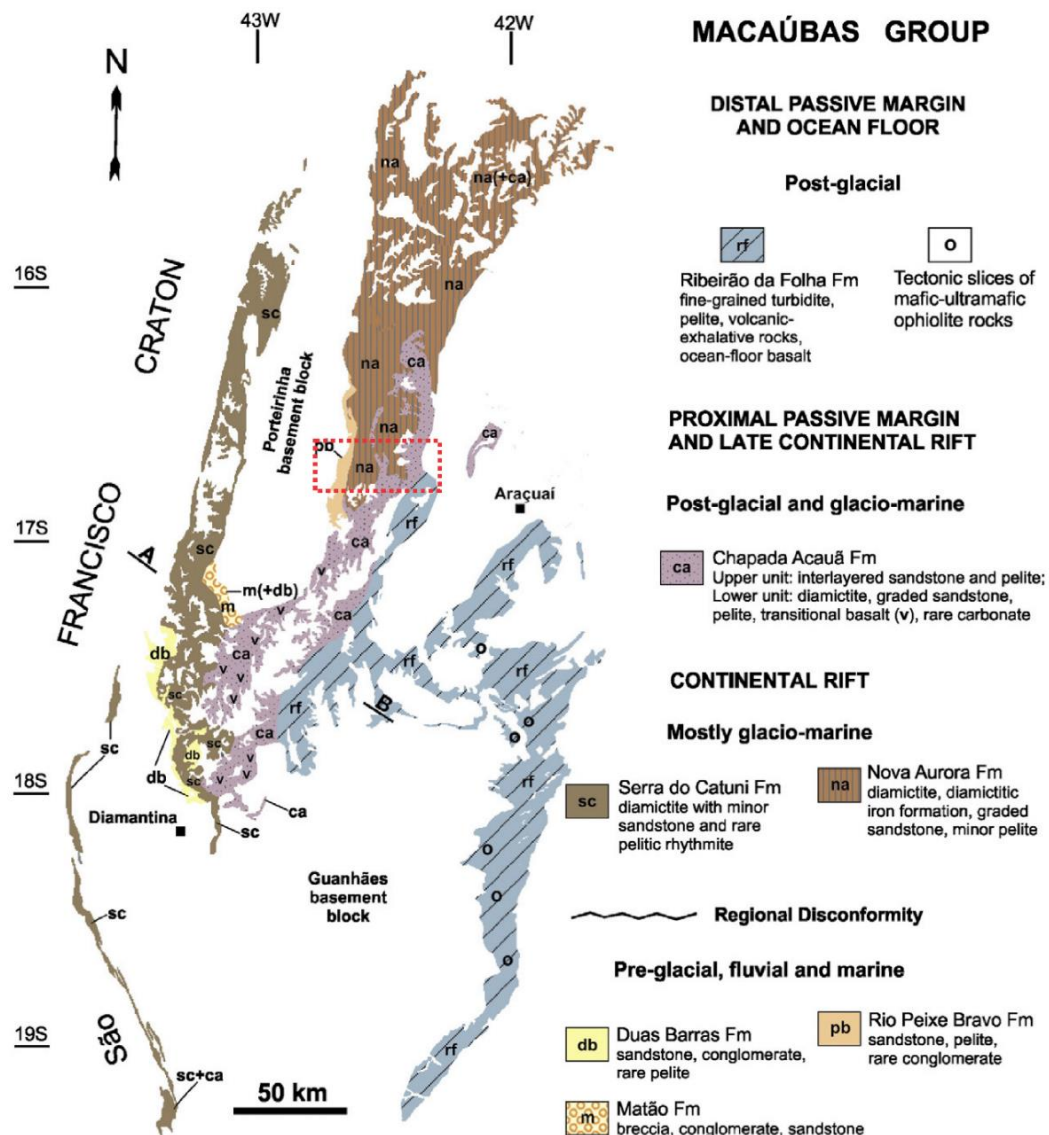


Figura 6: Detalhe do domínio externo na região noroeste da Faixa Araçuaí, com descrição estratigráfica do Grupo Macaúbas (modificado de BABINSKI *et al.*, 2011). Retângulo em vermelho indica posição da área de estudo.



Apresenta como unidade basal do Grupo Macaúbas a **Formação Rio Peixe Bravo**, descrita como um pacote de meta-arenitos de granulação média, ora apresentando fraca trama metamórfica, ora preservando estruturas primárias como estratificações cruzadas tabulares de dimensão métrica.

Justaposta à Formação Rio Peixe Bravo, aflora a **Formação Nova Aurora** (BABINSKI *et al.*, 2011), constituída por meta-diamictitos, e subordinadamente, quartzitos, filitos, meta-conglomerados e meta-ritmitos. Os meta-diamictitos mostram clastos de quartzitos, granitos, filitos e calcários imersos em matriz silto-argilosa ou areno-argilosa. A Formação Nova Aurora pode apresentar espessuras da ordem de 1000 a 2000 m.

Acima, ocorre a Formação **Chapada Acauã**, composta por meta-diamictitos, filitos e xistos grafitosos, localmente com granada. Representa, juntamente da Formação Nova Aurora, sedimentação típica de margem passiva associada a deposição na bacia do Macaúbas.

Para leste, a Formação Chapada Acauã grada para a **Formação Ribeirão da Folha**, constituída por mica xistos, metarritmitos, quartzitos e calcisilicáticas. A Formação Ribeirão da Folha foi dividida da Formação Salinas por Lima (2002), ficando esta última composta por mica xistos e meta-grauvacas, e não pertencente ao Grupo Macaúbas devido a divergência geocronológica entre ambas, ficando então a Formação Salinas como sedimento do tipo *flysch* associado ao Orógeno Araçuaí.

Quanto aos padrões tectônicos, Uhlein *et al.* (1998) dividem, em termos morfo-estruturais, o Orógeno Araçuaí em dois domínios tectônicos: interno e externo. O domínio externo está associado às rochas de menor grau metamórfico, apresentando vergência tectônica claramente em sentido ao Cráton do São Francisco, dispostas entre si por uma sucessão de *nappes* e falhas contracionais. A área de estudo encontra-se envolvida neste contexto.

Em termos detalhados, Marshak *et al.* (2006) dividiram localmente o Domínio Estrutural Externo em DE da Serra do Espinhaço, DE Chapada Acauã e DE Turmalina (Figura 7).

No DE da Serra do Espinhaço, os estratos do Supergrupo Espinhaço, do Grupo Macaúbas e do embasamento Arqueano foram empurrados para o oeste numa sucessão de falhas e dobras, levados em contato tectônico com a borda do Cráton do São Francisco.

O DE Chapada Acauã apresenta rochas do Grupo Macaúbas com uma xistosidade desenvolvida com mergulho ESE, e dividida entre falhas contracionais com vergência para leste, sem inversão da estratigrafia.

Por último, o DE Turmalina engloba o vale do rio Araçuaí. Tem exposição de porções distais do Grupo Macaúbas e da Formação Salinas, e apresenta padrão de falhamento disposto



na direção NE, com notável rejeito direcional dextral, limitando a Formação Ribeirão da Folha à Formação Salinas.

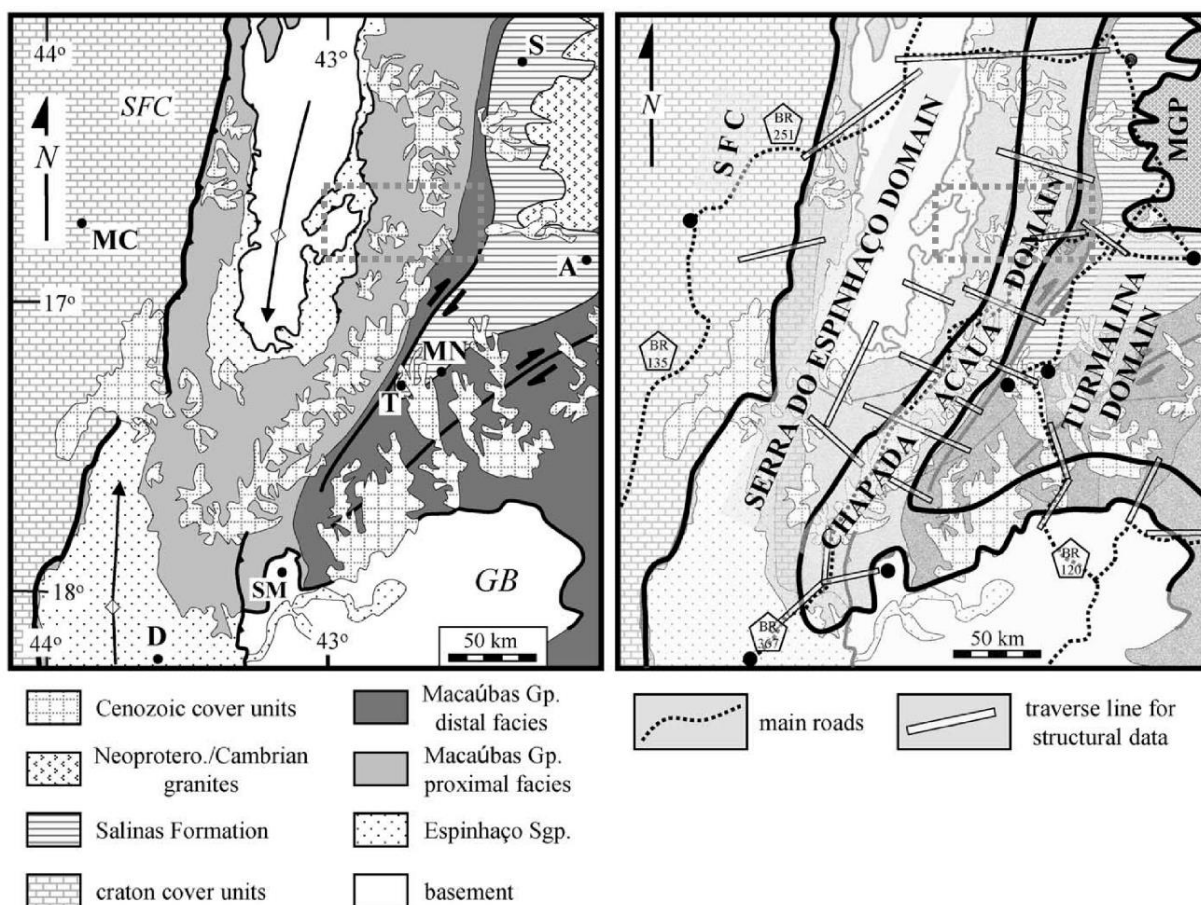


Figura 7: Mapa estrutural simplificado da porção noroeste do Orógeno Araçuaí, com destaque para área de estudo (retângulo tracejado). A área de estudo compreende os domínios estruturais da Serra do Espinhaço, Chapada Acauã e domínio Turmalina (modificado de MARSHAK *et al.*, 2006).

## 2.2 Uso de métodos potenciais geofísicos no estudo crustal

O desenvolvimento histórico dos métodos potenciais geofísicos nos remete a séculos atrás, com o desenvolvimento das primeiras bússolas e das teorias dos campos magnéticos e gravimétricos. Porém, é em meados do século XIX e princípio do século XX que estes métodos passam a ser utilizados em maior escala para os estudos de subsuperfície e para trabalhos de prospecção mineral e de hidrocarbonetos.

De acordo com Nabighian *et al.* (2005), Sir William Gilbert realizou a primeira investigação magnética de superfície, chegando a inferências sobre o campo magnético da Terra ainda durante do século XVI. Porém, desde o sexto século antes de cristo, o filósofo grego Thales de



Mileto já havia descoberto algo sobre os princípios magnéticos de alguns minerais e os navegantes chineses já utilizavam os princípios da navegação com bússola magnética desde o final do século X.

De todo modo, foi pouco antes da segunda revolução industrial com a demanda crescente por aço, que a atração das agulhas imantadas das bússolas passaram a ser utilizadas no auxílio da prospecção mineral, como ferramentas rudimentares (TELFORD *et al.* 1990). À medida que a compreensão sobre os princípios do magnetismo aumentava, os equipamentos de medição do campo magnético foram sendo incrementados e utilizados com diversas finalidades. Foi durante a II Guerra Mundial que os primeiros magnetômetros *fluxgate* fabricados para plataforma aérea foram desenvolvidos para detecção de submarinos. Com o fim da guerra, iniciou-se uma nova era, tanto na indústria da exploração mineral quanto nos esforços governamentais dos EUA para mapear a geologia regional em escala nacional.

Novos instrumentos foram desenvolvidos a partir da década de 1970, o aumento da precisão atingindo até 0,01 nT nos magnetômetros de vapor de álcali-elementos. Posteriormente, os primeiros sistemas de magnetômetros gradiométricos foram desenvolvidos, dando uma maior amplitude de informações coletadas durante o levantamento magnetométrico, seja em plataforma de aquisição aérea ou terrestre (NABIGHIAN *et al.* 2005).

Em termos do campo gravimétrico terrestre, provavelmente Galileo Galilei tenha sido o primeiro a compreender claramente que a gravidade é a aceleração comum de todas as massas em queda livre (JACOBY & SMILDE, 2009), ou seja, livre de qualquer obstrução durante a queda (incluindo a resistência do ar). Johan Kepler trabalhou as leis da gravitação em termos de movimentação planetária, e isto permitiu que *Sir* Isaac Newton elaborasse a lei de gravitação universal, já durante o século XVII.

Durante uma expedição da Academia Francesa de Ciências ao Peru, Pierre Bouguer, no século XVIII, teve a oportunidade de desenvolver vários parâmetros da variação da gravidade, como a atração por grandes massas montanhosas, a variação devido a latitude e a densidade da Terra. A partir deste momento, funda-se o pilar do uso da gravimetria para fins exploratórios (TELFORD *et al.* 1990).

Com o desenvolvimento dos gravímetros de torsão, durante os primeiros anos do século XX, a gravimetria passou a ter papel primordial na prospecção de hidrocarbonetos, sendo que o primeiro campo de hidrocarbonetos descoberto com uso de métodos geofísicos foi interpretado com base em variações do campo gravimétrico causado pela presença de um domo de sal em *Brazoria*, no Texas, durante o ano de 1924.



O primeiro gravímetro LaCoste surgiu em 1939, marcando o avanço na estabilidade e em relativa portabilidade dos aparelhos, sendo que a partir deste momento os gravímetros de pêndulo portátil praticamente deixaram de ser utilizados (TELFORD *et al.* 1990). A partir deste momento, os gravímetros foram adaptados para o uso em diversas plataformas.

### 2.3 Sismicidade Desencadeada por Reservatório

O primeiro caso reconhecido de Sismicidade Desencadeada por Reservatório aconteceu no ano de 1936, na barragem *Hoover*, instalada no Rio Colorado, nos EUA. Com o passar dos anos, tem se tornado cada vez mais evidente que algumas obras de engenharia tem a capacidade de alterar sensivelmente o campo de tensões crustais e a forma com que estas se relacionam com terremotos. Atividades como injeção direta de fluidos em poços de petróleo, a construção de grandes reservatórios hídricos (Figura 8) e a retirada de milhões de toneladas de material rochoso pela atividade mineradora causam estas mudanças nos esforços, ora diminuindo a resistência das rochas à tensão e levando ao fraturamento, ora aumentando ou reduzindo a tensão em que o maciço está submetido (SIMPSON, 1976).

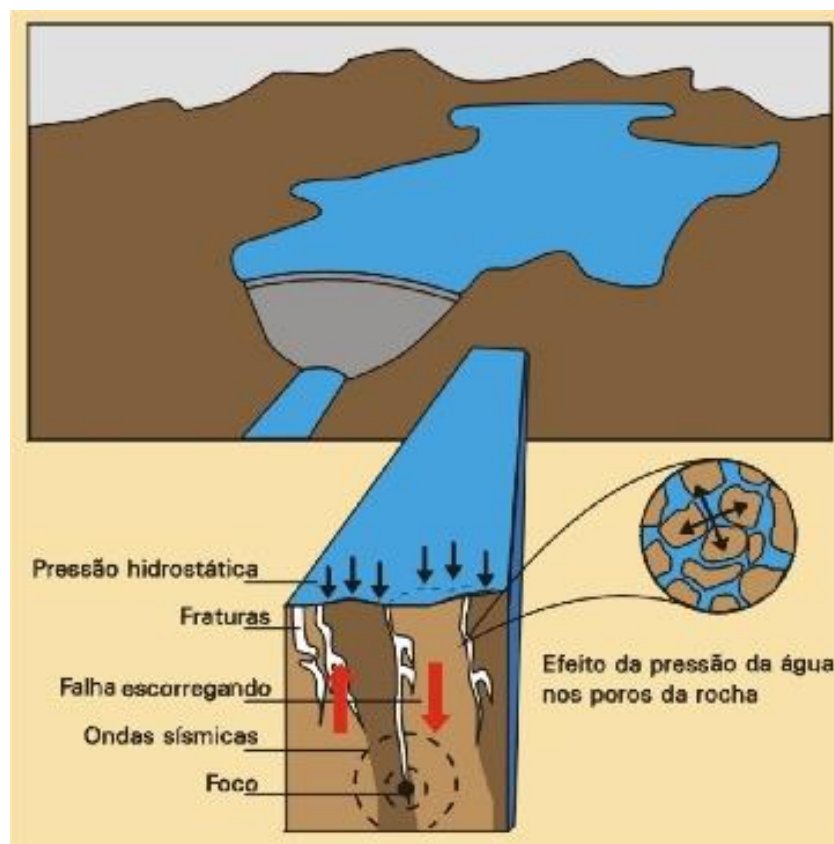


Figura 8: Bloco diagrama ilustrando o efeito da pressão hidrostática sobre o leito rochoso associado à diminuição da pressão efetiva pelo acréscimo de fluido (modificado de VELOSO, 1992).





Segundo Simpson (1986), a Sismicidade Desencadeada por Reservatório é o mais comum dentre dos fenômenos de Sismicidade Desencadeada, porém é também o menos estudado. Este fenômeno está diretamente relacionado à captação e enchimento de um reservatório, acrescentando uma nova componente vertical com intensidade considerável ao campo de tensões, anteriormente estável ou metaestável. Esta tensão adicional será distribuída na crosta rasa, interagindo com as estruturas pré-existentes e por vezes levando a uma nova situação de equilíbrio, ou a um colapso (Figura 9).

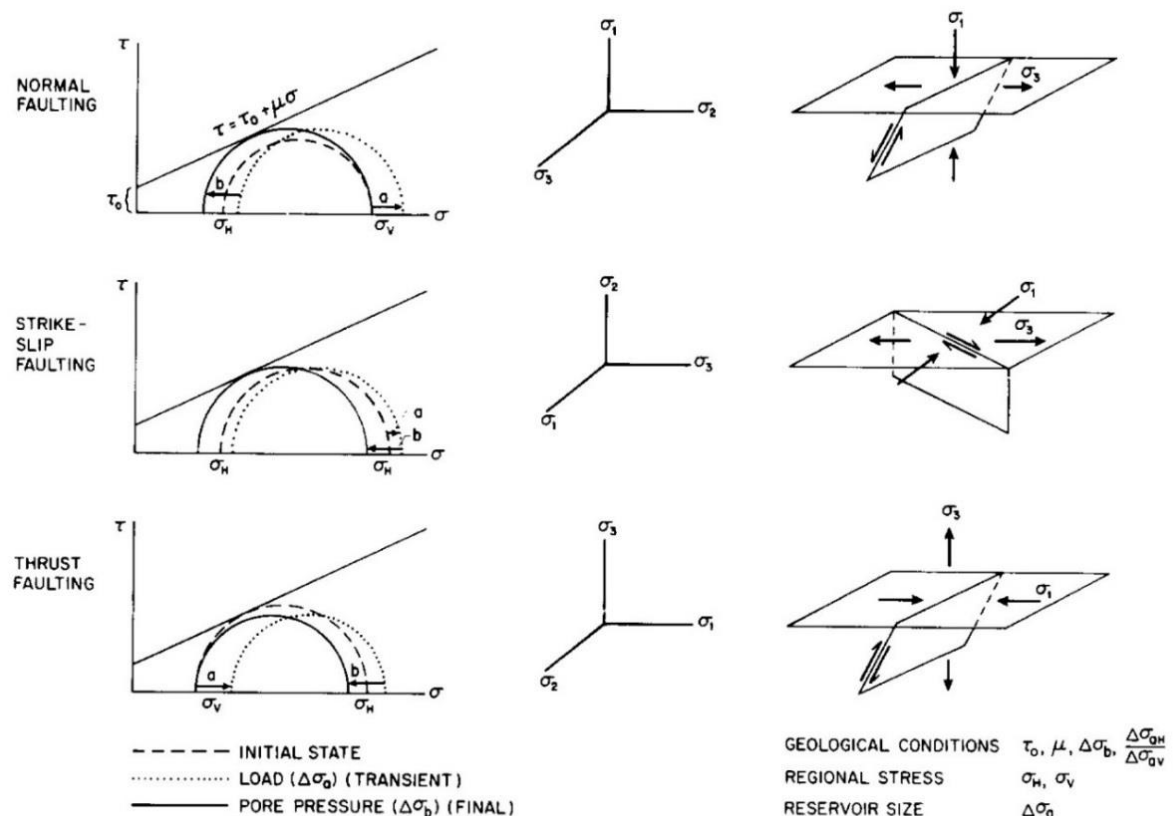


Figura 9: Diagrama de Mohr-Coulomb para descrição do campo de tensões para falhas normais, de rejeito direcional e falhas de empurrão, associada a uma simplificação gráfica das relações de cisalhamento (SIMPSON, 1976).

Bell e Nur (1978) indicam os três principais efeitos causados pela criação de um grande reservatório na crosta rasa:

- O efeito do aumento da tensão elástica que é causado diretamente pelo aumento de massa;
- O aumento da pressão de fluido nos poros em rochas saturadas, relacionado com a diminuição do volume intersticial devido ao aumento da compactação;



- Difusão da pressão de fluido nos poros das rochas e aumento do nível eustático do lençol freático local.

Com o estudo e o monitoramento sismológico de grandes reservatórios, é possível identificar e estudar os fenômenos de SDR e através das polaridades das ondas P e S e pela análise da forma de onda registrada, é possível atribuir características tectônicas à estrutura causadora dos abalos, assim como localizar a fonte de origem (hipocentros) e sua projeção superficial (epicentros). Os principais eventos de SDR do mundo apresentam-se associados a falhas normais ou às falhas de rejeito direcional, como é o caso do Evento de Koyna, na Índia, em 1967, o maior evento de SDR já registrado, atingindo magnitude  $M_R$  6,3 na escala Richter (Figura 10).

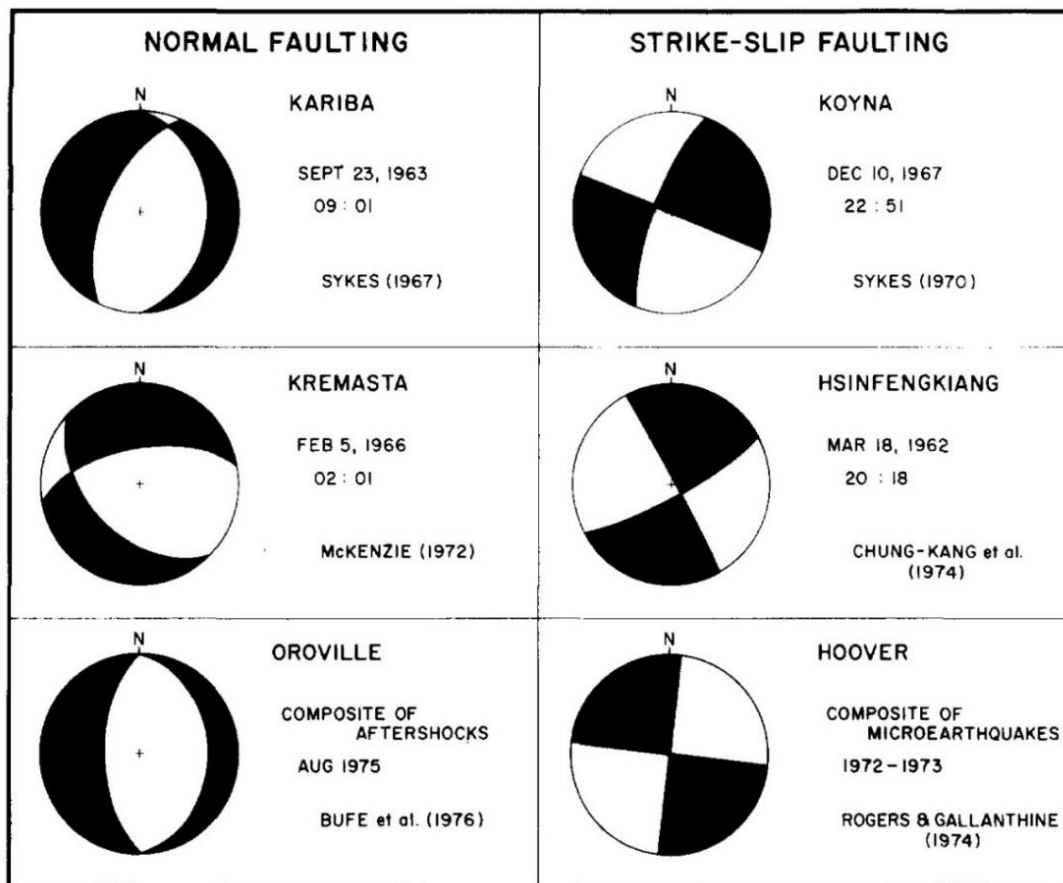


Figura 10: Diagramas de mecanismo focal de eventos de sismicidade desencadeada por reservatório. Apresentam-se como reativações ou formações de falhas normais (Kariba, Kremasta e Oroville) ou falhas de rejeito direcional (Koyna, Hsinfengkiang e Hoover). Os quadrantes brancos ou pretos indicam compressão e tração (SIMPSON, 1976)

Os estudos de mecânica das rochas podem ser aplicados *in situ* para a predição ou a estimativa dos parâmetros físicos do maciço rochoso onde se desenvolverá o empreendimento,



porém, segundo Gupta (1992) mesmo estes estudos empíricos prévios não conseguem abordar todas as variáveis relacionadas a esse fenômeno.

Talwani (1995) classifica os eventos de SDR em duas categorias: SDR Inicial e SDR de Estado de Equilíbrio.

A SDR inicial é efeito direto do enchimento do reservatório, com o maior evento ocorrendo claramente assim que o nível de água tenha atingido o seu máximo. Ainda segundo Talwani (1995), este período de aumento nas atividades sísmicas é normalmente seguido de uma diminuição gradual dos sismos até um nível igual ao anterior à construção da barragem, indicando a cessação dos efeitos poroelásticos decorrentes do enchimento do reservatório.

A SDR de estado de equilíbrio, que é observada geralmente em casos raros, ocorre associada à frequência e amplitude das mudanças do nível da água em um reservatório. Nesta categoria de SDR, os eventos sísmicos estão associados com os reservatórios que tenham grandes e/ou rápidas flutuações na altura da coluna de água, e são observados sismos tanto no fundo do reservatório quanto na área ao redor (TALWANI, 1995).

No Brasil, o maior evento de SDR atingiu magnitude  $M_R$  4,2 e provavelmente está associado a dois reservatórios próximos, UHE Porto Colômbia e UHE Volta Grande. Ambos iniciaram o represamento na primeira metade da década de 1970. O maior evento foi registrado em 1974 e danificou estruturas de diversas construções, porém não houve registro de óbito decorrente. Casos recentes de SDR foram registrados em todo o Brasil a partir de então, como exemplo cita-se UHEs de Tucuruí, Nova Ponte e Miranda (ASSUMPCÃO *et al.* 2002), e em outras localidades como UHE de Lajeado e de Irapé (Figura 11).

Chimpliganond *et al.* (2007) realizaram estudos preliminares sobre a SDR na UHE de Irapé, correlacionando os eventos sísmicos ao enchimento do reservatório (Figura 12). Claramente, a UHE de Irapé apresenta SDR do tipo Inicial, com correlação direta do evento de maior magnitude e a fase final do enchimento do reservatório.

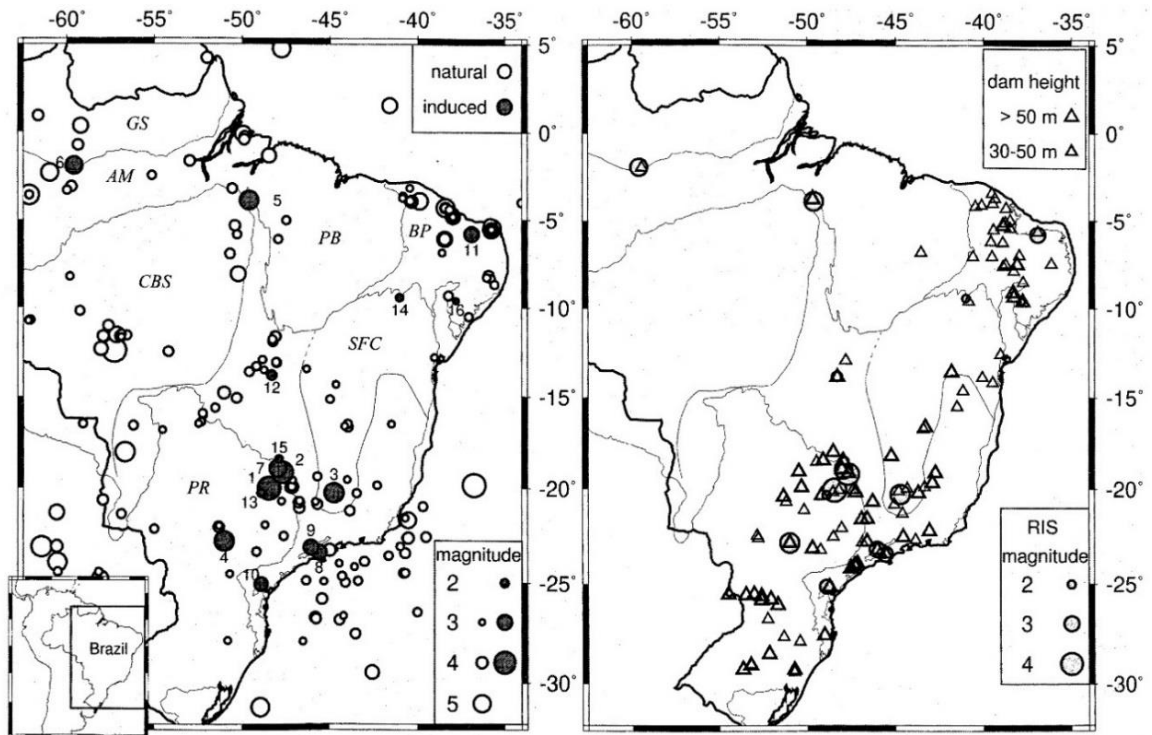


Figura 11: Mapa de sismicidade brasileira com discriminação entre eventos naturais e induzidos (ASSUMPÇÃO *et al.*, 2002). Os números no mapa indicam alguns reservatórios brasileiros da época.

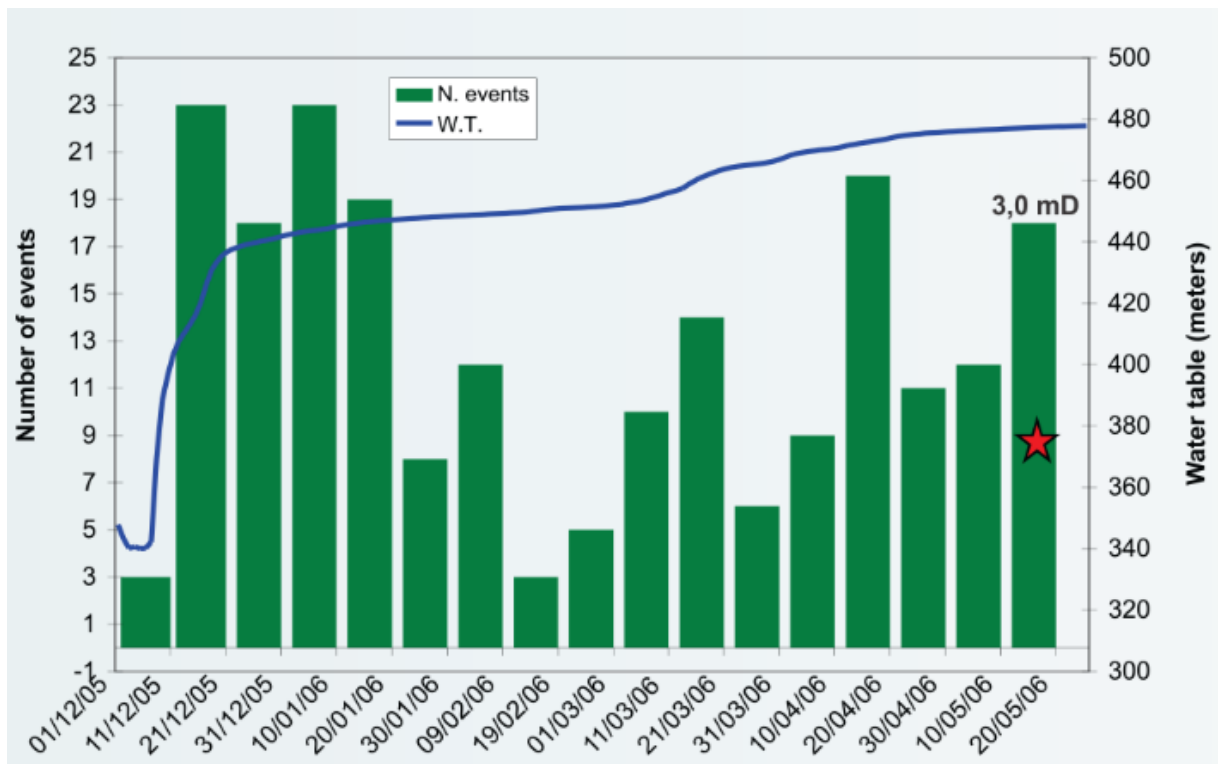


Figura 12: Histograma de sismicidade por período de tempo correlacionado ao enchimento do reservatório da UHE de Irapé. A estrela vermelha indica o período onde ocorreu o evento principal, de magnitude mD 3,0 na escala Richter (CHIMPLIGANOND *et al.*, 2007)



### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

O presente capítulo tem o intuito de resumir os principais materiais e métodos utilizados neste trabalho. Os tópicos estão estruturados na mesma ordem em que os resultados são apresentados nos capítulos seguintes. Por vezes, optou-se por colocar parte do processamento na introdução do capítulo de discussão de resultados sempre que julgou ser relevante tal alteração.

#### 3.1 Mapeamento Geológico

O mapeamento geológico da área de influência da UHE de Irapé ocorreu em quatro etapas durante os anos de 2009, 2010 e 2012, e foi financiado pelo Observatório Sismológico da Universidade de Brasília. O principal objetivo do mapeamento geológico é o reconhecimento e descrição dos litotipos constituintes da região e das estruturas geológicas primárias e secundárias que poderiam interferir na sismicidade da área (principalmente de domínio rúptil).

A região mapeada corresponde a uma área de aproximadamente 800 km<sup>2</sup>, sendo descartadas algumas regiões com cobertura ou de difícil logística, e durante as quatro campanhas foram levantados 339 afloramentos de rocha (Figura 13), através de perfis de caminhamento (COMPTON, 1962), com participação de alunos de estágio supervisionado e de iniciação científica, que auxiliaram a desenvolver o conhecimento da geologia local. A tabela com a localização dos afloramentos encontra-se no anexo digital deste volume.

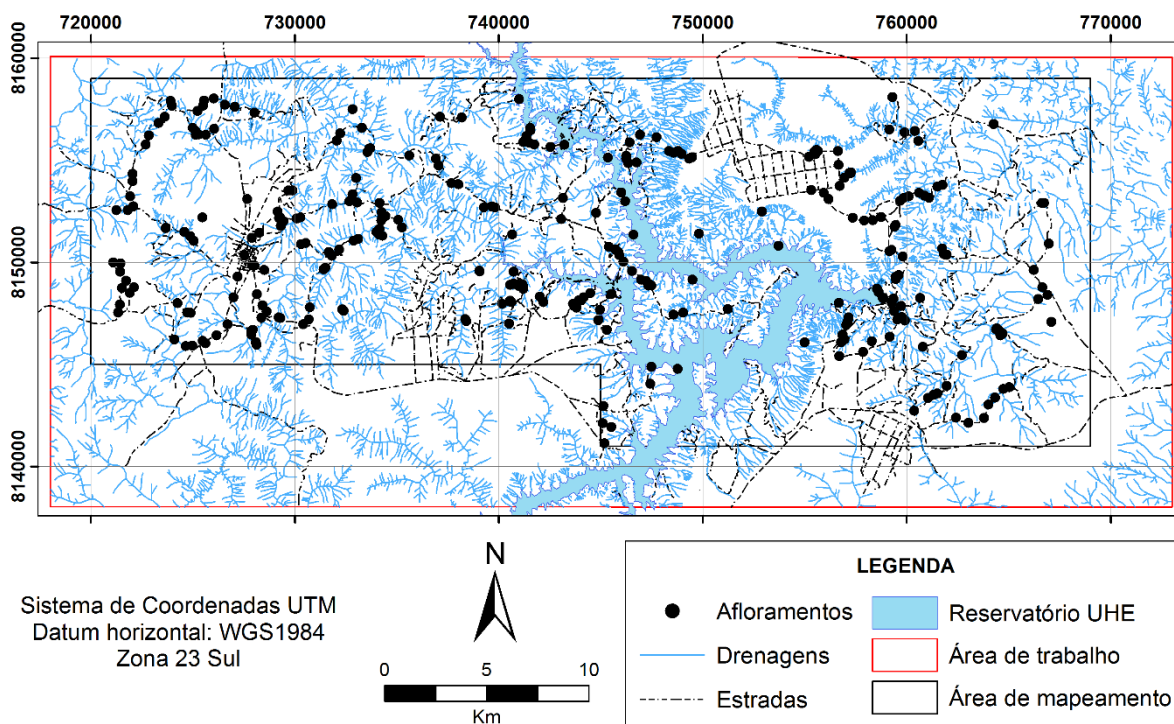


Figura 13: Mapa de localização dos afloramentos descritos durante as etapas de campo.





As atitudes das estruturas geológicas foram tomadas com bússolas do tipo *Clar* ou *Brunton*, tais medidas estão apresentadas neste texto de acordo com a notação da Linha de Máxima Declividade, onde os primeiros números (três dígitos) representam o azimute da direção do mergulho verdadeiro e os últimos números (dois dígitos) representam o ângulo de mergulho do plano da estrutura com o plano horizontal, separados por uma barra, p. ex. “AZM°/AM°”.

No auxílio do traçado dos contatos geológicos e lineamentos de relevo, utilizou-se como base uma imagem do satélite IRS, cujo sensor LISS III opera com 4 bandas na faixa espectral 0,52 – 1,70  $\mu\text{m}$  e possui resolução espacial de 23 m (SILVA *et al.*, 2013). A cena utilizada denomina-se LIS3\_20100810\_333\_089, datada de 10 de agosto de 2010 (Figura 14a).

Por fim, utilizou-se como Modelo Digital de Elevação (MDE) aquele fornecido pelo Projeto Topodata (VALERIANO, 2008), que consiste numa iniciativa do INPE em reamostrar os dados fornecidos pelo Projeto SRTM norte-americano (*Shuttle Radar Topography Mission*) com dados altimétricos nacionais, fornecendo um MDE com resolução final de 30 metros. Este foi utilizado para a extração de lineamentos de relevo, como base para alguns modelos tridimensionais apresentados e para o desenvolvimento da imagem de Relevo Sombreado (Figura 14b). As cenas necessárias para cobrir a área de estudo denominam-se 14S\_435, 15S\_435, 16S\_435 e 17S\_435.

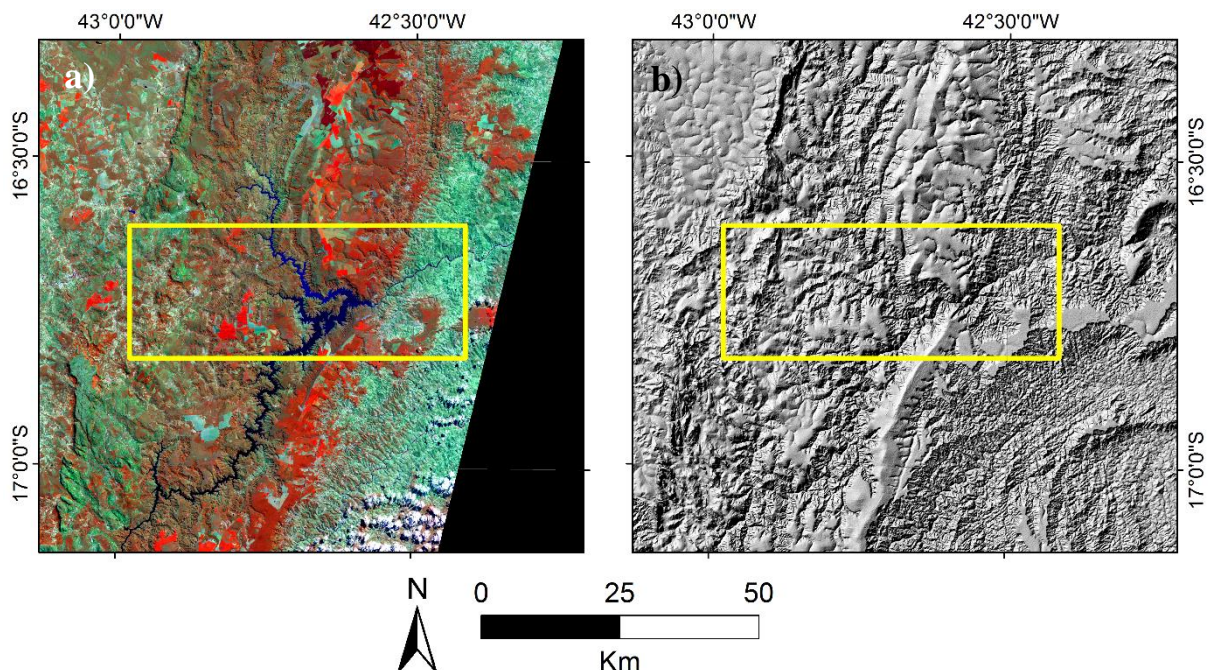


Figura 14: Comparação entre imagens utilizadas na base de dados. O retângulo amarelo indica a área de estudo. a) Imagem do Satélite IRS LISS – III, composição colorida (RGB) das bandas 4, 5 e 3, respectivamente. b) Imagem de Relevo Sombreado derivada do MDE do Projeto Topodata.

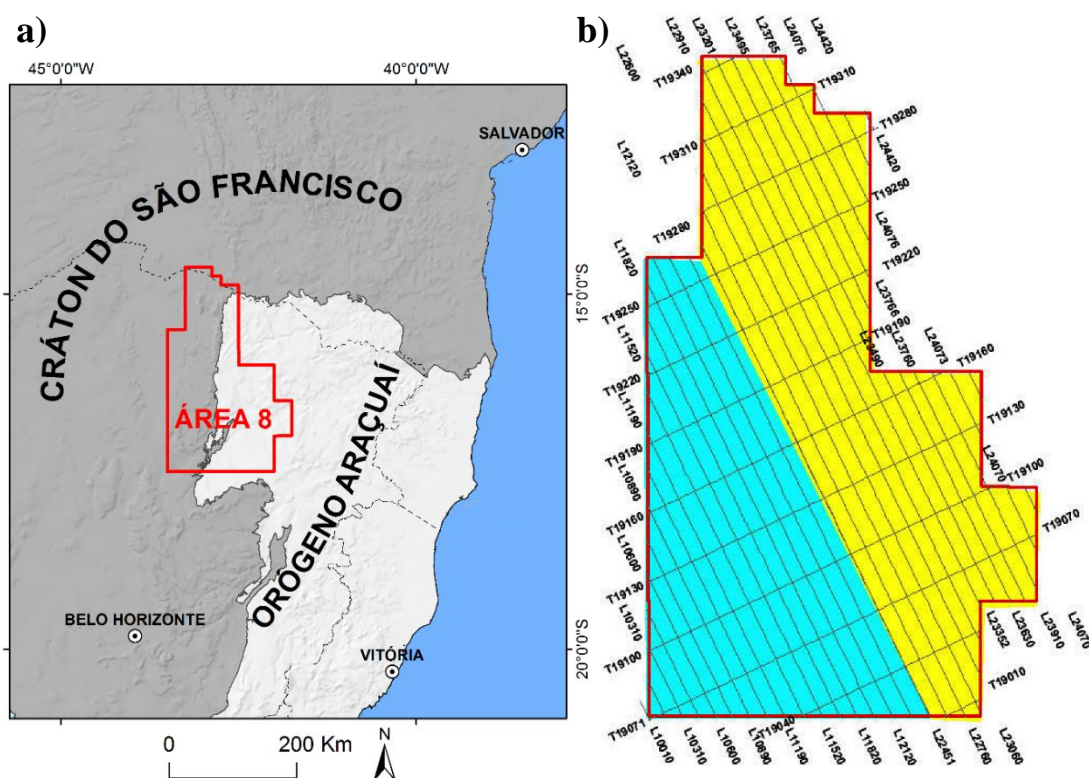


### 3.2 Aerogeofísica

Os dados de aerogeofísica utilizados neste volume correspondem àqueles disponíveis no levantamento da ÁREA 8 do estado de Minas Gerais, encomendado pela CODEMIG em parceria com a CPRM e executados pela *Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas LTDA* e cedido à Universidade de Brasília para fins acadêmicos.

O Aerolevantamento ocorreu durante os anos de 2005 e 2006, e consistiu na coleta de informações sistemáticas de magnetometria e gamaespectrometria, na região NE do estado de Minas Gerais (Figura 15a). O intuito é recolher informações geofísicas destes métodos para caracterizar e segmentar a crosta rasa local através da variação das medidas do campo magnético e radiação gama proveniente do decaimento dos elementos K, Th e U (MINTY, 1997).

As linhas de vôo foram executadas com uma altura nominal de 100 metros e com direção de vôo de N25W (paralelo às isolinhas de inclinação magnética), com espaçamento de 0,5 km entre si e linhas de controle de direção N65E espaçadas a cada 10 km (PROSPECTORS, 2006). Devido às questões logísticas, o levantamento dos dados foi dividido em duas equipes que voaram em aeronaves semelhantes concomitantemente (Figura 15b).





Ambas equipes trabalharam com os mesmos sensores para a normalização das informações, sendo os magnetômetros do modelo *Geometrics G822A* (Vapor de Césio) de resolução 0,001  $\eta$ T (nano tesla) e capacidade de leitura a cada 0,1 segundos (o que equivale a uma leitura a aproximadamente cada 8 metros de terreno, em linha) e os gamaespectrômetros do modelo *Exploranium GR-820* com capacidade para 256 canais espectrais e leitura de dados a cada 1 segundo (o que equivale a uma leitura a aproximadamente cada 80 metros de terreno, em linha). Os valores do Campo Magnético Anômalo encontrados variam da ordem de -110 a 30  $\eta$ T, enquanto os valores radiométricos atingem até 36 contagens por segundo (Figura 16).

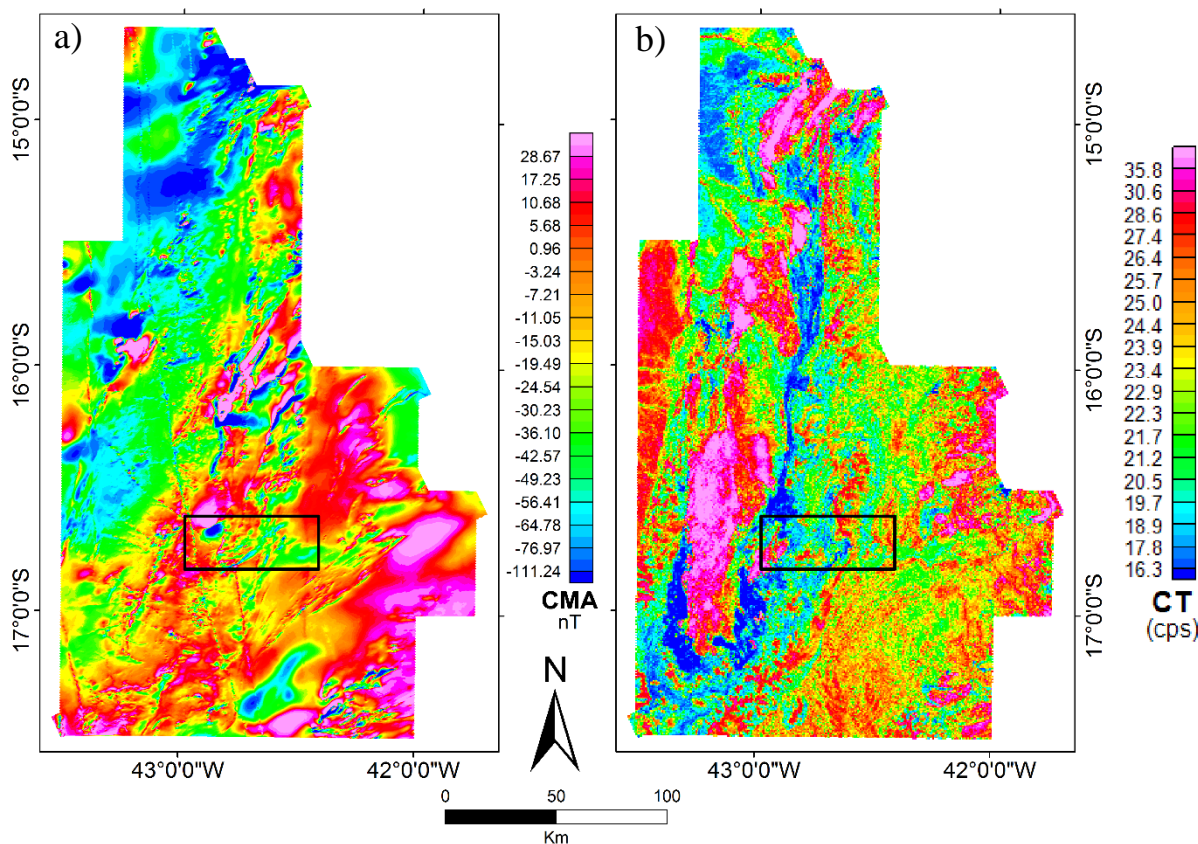


Figura 16: Imagens geofísicas derivadas do aerolevantamento da Área 8. O retângulo preto indica a posição da área de estudo. A) Mapa de Campo magnético anômalo. B) Mapa de contagem total de radiação gama.

Ambos os produtos foram pré-processados pela equipe da *PROSPECTORS*, que realizaram algumas correções, como micronivelamento e normalização de canais de medição radiométrica. Os dados foram processados utilizando o programa Oasis Montaj<sup>TM</sup> 7.0.1, ambos seguindo uma rotina específica resumida posteriormente no capítulo 6. O programa ArcGis 10.2 foi utilizado para diagramação final dos mapas e para interpretação.





### 3.3 Gravimetria terrestre

A campanha de levantamento gravimétrico teve duração efetiva de 6 dias e ocorreu entre os dias de 27 de fevereiro e 03 de março de 2012. O objetivo deste método é coletar *in situ* e obter os valores da aceleração da gravidade local se utilizando do processamento dos dados e assim realizar uma análise da variação da densidade das rochas do meio, bem como compreender a isostasia na crosta local. O sistema de coordenadas UTM foi utilizado como referência no levantamento gravimétrico e em todo o trabalho, sendo adotado o *datum* horizontal geocêntrico WGS 1984, zona 23 sul, como referência.

A rotina adotada consistiu em medições nas bases gravimétricas no início e no final dos levantamentos diários, intercaladas às medições nos perfis programados. A estação geodésica/gravimétrica da rede do IBGE adotada como referência denomina-se EG8076324, localizada em frente à Capela de Sant'Ana, no distrito de Barroão (município de Grão Mogol), porém, distante 230 km da área de estudo.

Devido a esta dificuldade logística, foi realizado o procedimento de transferência de valor da gravidade (TVG), que consiste basicamente de fazer leituras sistemáticas num ponto onde o  $g_{abs}$  (valor da gravidade absoluta) é conhecido e consecutivamente medir em outro ponto de referência, escolhido. Este procedimento é repetido até encontrar uma estabilidade nas medições.

Pela condição geográfica da área (a qual é dividida ao meio pelo reservatório da UHE de Irapé), foram escolhidos dois pontos distintos para o processo de TVG, um localizado no pilar sudeste da Igreja de Cristália (oeste da área, coord: E724520; N8166033) e outro na praça central distrito de Lelivéldia (leste da área, coord: E760565; N8142202).

Os equipamentos utilizados foram o gravímetro *Scintrex CG-5* de precisão estimada em  $\pm 0,01$  mGal (Figura 17). Junto ao aparelho, utiliza-se um GPS de baixa precisão responsável por fornecer as informações suficientes para a correção de maré (SCINTREX, 2006).

Os dados plani-altimétricos foram coletados pelo aparelho de sistema de posicionamento global (GPS) barométrico modelo GARMIN GPSMap 76cx, que fornece precisão de 10 pés nos dados altimétricos (aproximadamente 3,05 metros) e de até 2 metros nos dados planimétricos (GARMIN, 2005). Tal precisão confere um erro da ordem de  $\pm 0,59$  mGal no processamento final na anomalia Bouguer (ver capítulo 5).

Ao todo foram realizadas 225 medidas espaçadas a cada 2 km no lado leste, e a cada 1km no lado oeste. Junto a estas medições foram acrescentadas 10 estações obtidas pelo IBGE (sem construção de marco permanente) para auxiliar a cobrir toda a área de interesse (Figura 18). Os



relatórios das medições realizadas pelo IBGE e aproveitadas neste trabalho encontram-se no anexo digital deste volume.

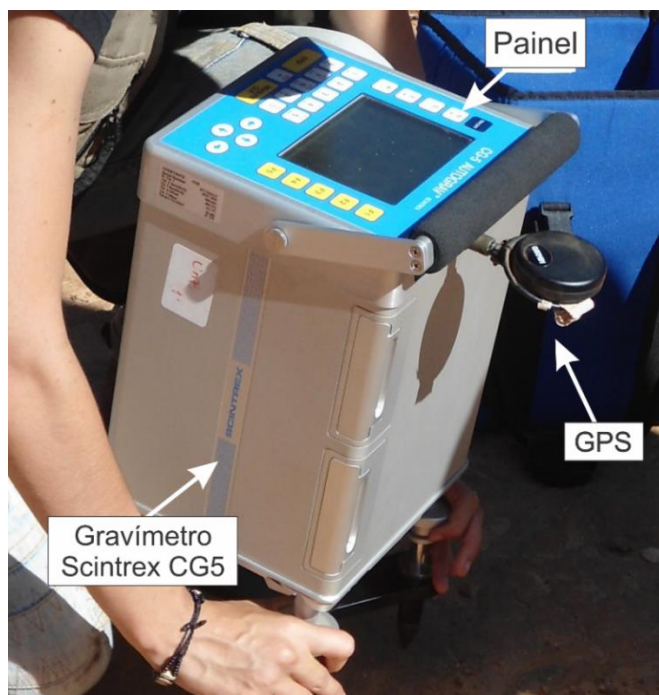


Figura 17: Gravímetro *Scintrex CG-5*, utilizado no levantamento. Para nivelamento o mesmo é suportado por um tripé ajustável.

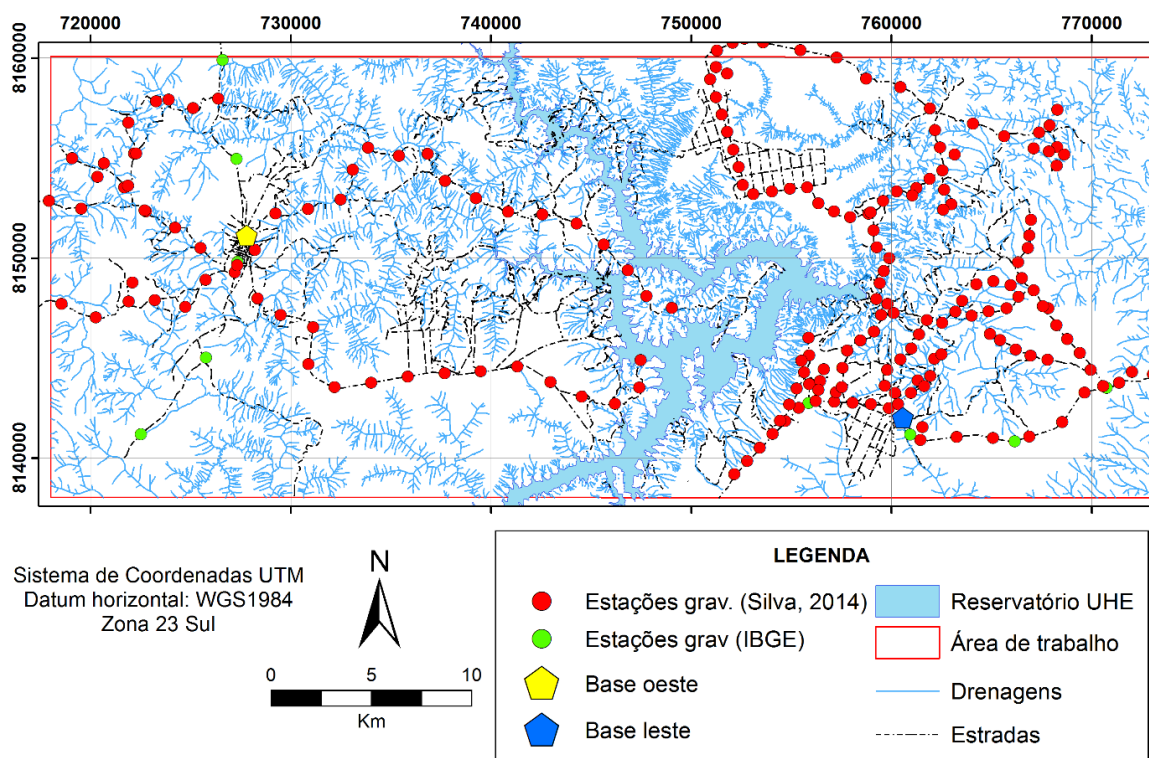


Figura 18: Mapa de estações gravimétricas e sua dispersão pela área de estudo. A base gravimétrica leste está situada na cidade de Cristália, enquanto a base gravimétrica oeste encontra-se em Lelivédia



O processamento dos dados gravimétricos seguiu a rotina apresentada por Blakely (1996), adotando inclusive os valores das constantes recomendadas para o cálculo teórico da aceleração da gravidade em função da latitude (fórmula de 1967). O banco de dados foi montado em planilhas do *Microsoft Excel* e os mapas gravimétricos e processamentos posteriores foram geradas através do programa *Oasis Montaj<sup>TM</sup> 7.0.1*, com auxílio de diagramação do *ArcGis 10.2*.

### 3.4 Monitoramento Sismológico

O monitoramento sismológico da área de influência da UHE de Irapé teve início ainda durante a fase de obras, no dia 17 de setembro de 2003, com a instalação da estação IRP1. Esta estação operou até o dia 17 de maio de 2005. Pelo período de dois meses consecutivos ao enchimento do reservatório as estações IRP1, IRP2, IRP3 e IRP4 funcionaram total ou parcialmente, não havendo, nesta época, registro de sismicidade em todas as estações concomitantemente.

A série de eventos selecionados para este trabalho compõem o período de 07 de janeiro a 17 de maio de 2006, abrangendo o principal evento de SDR registrado, assim como suas réplicas e seus precursoros. Durante este período de tempo, foram escolhidos somente os eventos registrados pelas três estações operantes, devido à maior confiabilidade na localização dos mesmos. Por este motivo, é apresentado aqui a configuração das estações IRP2, IRP3 e IRP4. Todas as estações foram instaladas sobre leito rochoso, com exceção da estação IRP4, instalada sobre um matacão, o que refletiria negativamente na qualidade do sinal captado.

O sensor utilizado nestas três estações foi um sismômetro de período curto modelo *Guralp 40T-1*, acoplado a um digitalizador *Reftek* (100 amostragens por segundo), sendo ambos alimentados por bateria e painel solar instalado fora do abrigo (Figura 19).

A localização das estações foi arranjada de modo a fornecer uma boa distribuição azimutal, porém, com a inoperância da estação IRP1, toda a região leste do eixo da barragem ficou descoberta. As distâncias entre as estações operantes e o eixo da barragem variam de 23 a 35 km, sendo a estação IRP2 a mais distante (Figura 20).

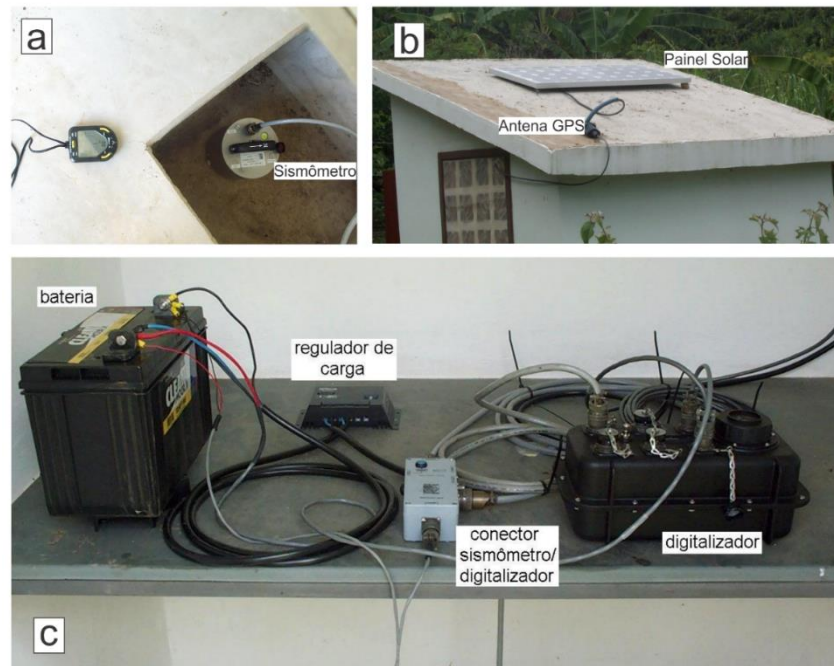


Figura 19: Arranjo modelo de uma estação sismográfica da rede local da UHE - Irapé (OBSIS, 2004; OBSIS 2005). a) Visão do poço do sismômetro, onde o mesmo encontra-se nivelado e orientado sobre um afloramento de rocha. b) Arranjo do painel solar e da antena do GPS responsável pela alimentação e sincronização temporal, respectivamente. c) Arranjo da bateria, regulador de carga e digitalizador.

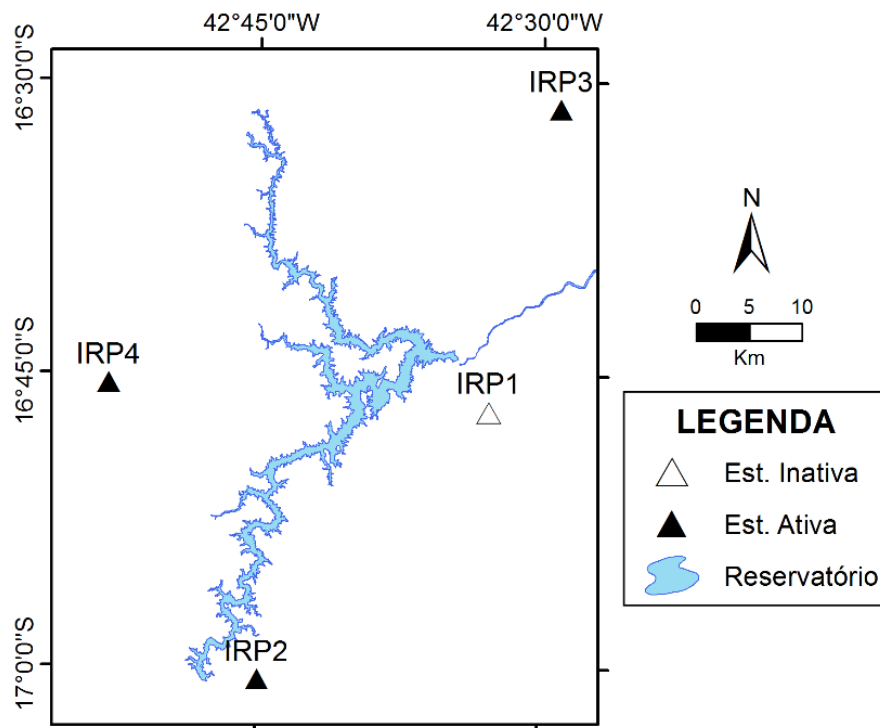


Figura 20: Arranjo da rede sismográfica da UHE de Irapé. A estação IRP1 parou de funcionar no dia 17 de maio de 2005, portanto que não registrou os eventos listados neste trabalho.



## 4 GEOLOGIA LOCAL

Neste capítulo estão as principais informações coletadas durante as etapas de trabalho de campo nos arredores da UHE de Irapé. O mesmo está dividido de acordo com as famílias de estruturas e domínios sob o ponto de vista clássico da geologia estrutural e a sua proposta é informar as condições e características em que se encontram as rochas aflorantes na área de estudo em termos de sedimentação, deformação e metamorfismo.

### 4.1 Introdução

A UHE de Irapé foi construída em uma porção do rio Jequitinhonha onde o vale tem a forma de “U”, com um desnível total que supera 400 metros. Esta região escarpada consiste de um canhão (ou *canyon*) longo, com direção bem definida composta por um lineamento geral de direção NE/SW alternado com pequenos lineamentos NW/SE e E/W.

De acordo com o descrito no capítulo 2, tal região consiste da porção externa do Orógeno Araçuaí (UHLEIN *et al.* 1998) que é representado localmente por um pacote de rochas supracrustais do Grupo Macaúbas e Supergrupo Espinhaço (SG. Espinhaço) deformado conjuntamente às rochas do embasamento local (Figura 21).

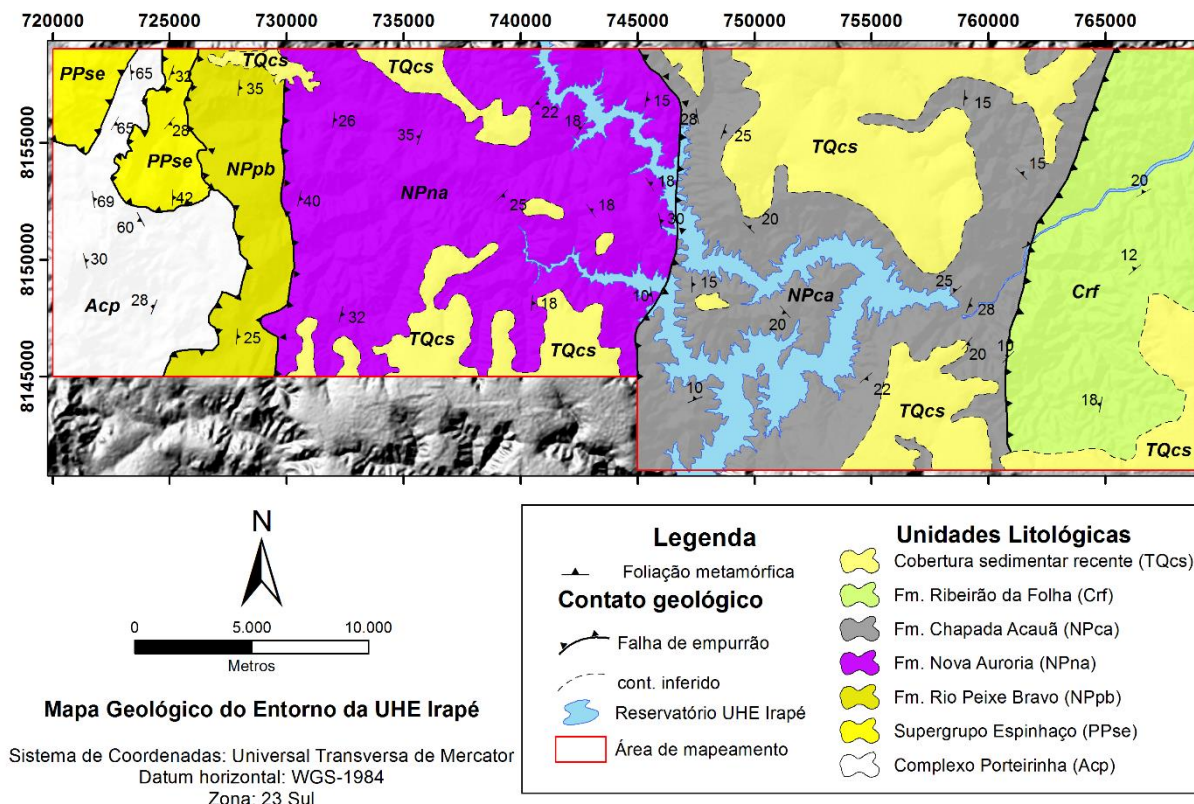


Figura 21: Mapa Geológico da área de influência da UHE de Irapé sobreposto à imagem de Relevo Sombreado (AZM 315°, INL 45°).





O quartzito do SG. Espinhaço aflorante na área de estudo apresenta características de sedimentação que indicam ambiente de abertura de *rift*, com brechas angulosas e polimíticas e no topo apresentam estratificações cruzadas sigmoidais de escala métrica, o que indica um ambiente de supra-maré influenciado por transporte eólico; em concordância com o apresentado na geologia regional do capítulo 2. Por não se tratar do objeto principal deste trabalho, e levando-se em consideração o detalhe e a complexidade de sua distinção em mapa, optou-se por não dividir o Supergrupo Espinhaço como unidade de mapeamento.

As rochas supracrustais do Grupo Macaúbas consistem de sedimentos depositados em ambiente de margem passiva, apresentando características sedimentares que vão de ambientes proximais (Fm. Rio Peixe Bravo), glaciais (diamictito das Fm. Nova Aurora e Chapada Acauã) e distais (Fm. Ribeirão da Folha).

Juntamente ao embasamento (Complexo Porteirinha; NOCE *et al.* 2007), as rochas supracrustais foram metamorfisadas e deformadas durante o final do Neoproterozóico e início do Cambriano, sendo que a geometria da bacia inicial aberta durante o Toniano (~0,95MA) influenciou no resultado final e na disposição das rochas.

Em termos de metamorfismo, o pacote rochoso apresenta zonação *Barrowiana* típica, variando da zona da clorita a leste até a zona da estauroilita, a oeste; chegando a caracterizar fácies anfíbolito de metamorfismo (entre 550 e 700° e 2,3 a 10 kbar, em termos de temperatura e pressão, respectivamente; YARDLEY *et al.* 1996).

Após o trabalho de campo, foram descritas duas fases de deformação dúcteis e uma rúptil, tardia em termos do Ciclo Orogenético Brasileiro, sendo estas três fases deformacionais somadas às principais responsáveis pela estruturação atual da crosta rasa da região, ditando inclusive a direção das zonas de cisalhamento, falhas locais e demais descontinuidades encontradas.

As informações de metamorfismo e deformação são importantes de se ressaltar tendo em vista que influenciam na compactação e composição das rochas (que alteram a sua densidade e outros parâmetros físicos), assim como a geometria dos corpos rochosos e de suas descontinuidades (zonas de cisalhamento) influenciam na dissipação das tensões na crosta e na migração de fluidos hidrotermais, podendo refletir na variação da susceptibilidade magnética medida (magnetita hidrotermal). Estes são parâmetros vitais para o tipo de pesquisa proposta.

## 4.2 Metamorfismo

De modo geral, a Formação Rio Peixe Bravo mostra-se como quartzito impuro, com pouca trama metamórfica e grãos de quartzo pouco deformados (localmente com extinção ondulante), em que por vezes, estruturas sedimentares são preservadas (estratificações cruzadas



acanaladas). Próximo a falhas de maior porte, as estruturas primárias são obliteradas pela deformação e é possível identificar cianita nos interstícios dos grãos de quartzo; porém, de modo geral, estas rochas são caracterizadas pelas zonas *barrowianas* da clorita e biotita típicas.

A Formação Nova Aurora foi descrita como xisto de protólito pelítico e metadiamiccito polimítico, de composição rica em ferro (hematita, magnetita e hidróxidos de ferro), alumínio e potássio, atingindo fácies xisto verde alto (zona da granada). É possível notar o desenvolvimento de uma clivagem de crenulação, atribuída por Marshak et al. (2006) como resultado da mudança da direção dos esforços no momento do colapso do Orógeno Araçuai-Congo Ocidental e há crescimento posterior de cristais de granada pós-cinemáticos, englobando minerais opacos, cortando a foliação.

A Formação Chapada Acauã é constituída por mica-xisto carbonoso, localmente com pirita, granada e/ou grafita. Nota-se próximo à Zona de Cisalhamento Irapé (ARAÚJO FILHO et al., 2010) que essa rocha foi intensamente deformada, com Formação e rotação de subgrãos de quartzo, migração de borda de grãos, Formação de peixes de mica (“*mica fish*”), fitas de quartzo e deformação de grãos de granada (Figura 22). Esta unidade chega a condições de fácies anfíbolito baixo, marcada pela transformação do material carbonoso em grafita.

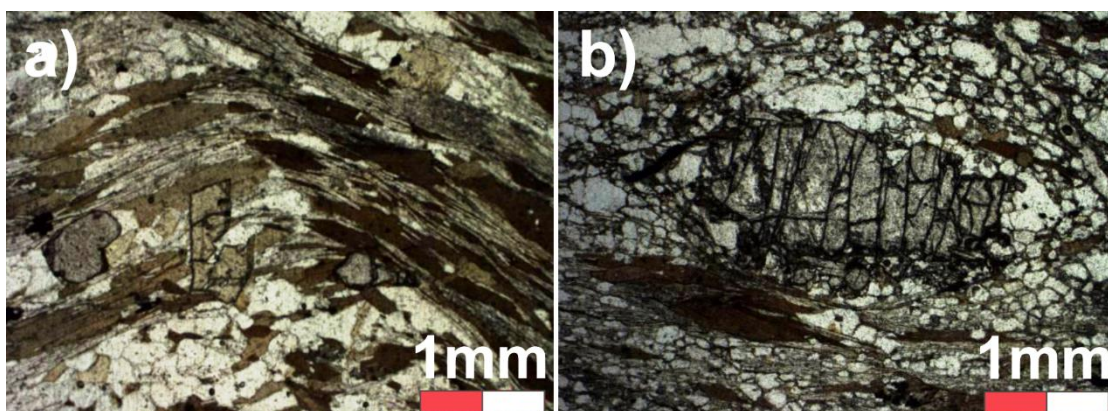


Figura 22: Micrografias de lâmina delgada de amostras de rocha da área de estudo. a) Lâmina delgada de xisto da Formação Ribeirão da Folha, onde pode-se evidenciar sua composição típica de protólito pelítico. Ocorrem porfiroblastos pós-cinemáticos de estauroлита, o que evidencia a transição de fácies xisto verde para fácies anfíbolito. b) Lâmina delgada de xisto da Formação Chapada Acauã, onde ocorre um cristal de granada pré-cinemático deformado (centro da foto) com formato elipsoidal. As granadas tendem a se deformar de modo rúptil somente em temperaturas acima de 400°C, o que evidencia que esta deformação se deu em profundidades crustais razoáveis, dentro do campo do regime dúctil (acima de 10km de profundidade).

A Formação Ribeirão da Folha consiste de metapelito e metagrauvaca, formados por estauroлита, granada, quartzo e mica, localmente cianita e turmalina, e representa o ápice das con-



dições metamórficas do Grupo Macaúbas na região, atingindo fácies anfibolito médio. A distribuição das rochas na região permite descrever um zoneamento metamórfico tipo “Barrowiano”, em que o incremento de temperatura e pressão ocorre à medida que se afasta da margem do Cráton do São Francisco, portanto o sentido da polaridade metamórfica é contrário ao sentido da vergência tectônica como de acordo à descrita por Araújo Filho *et al.* (2010).

### 4.3 Deformação – Regime Dúctil

As rochas ao redor do reservatório da UHE de Irapé estão dispostas em um sistema de falhas contracionais de regime dúctil de direção aproximada N/S, com vergência para oeste (sentido Cráton do São Francisco; Figura 23), desenvolvidas durante a colisão do Cráton do São Francisco com o Cráton do Congo.

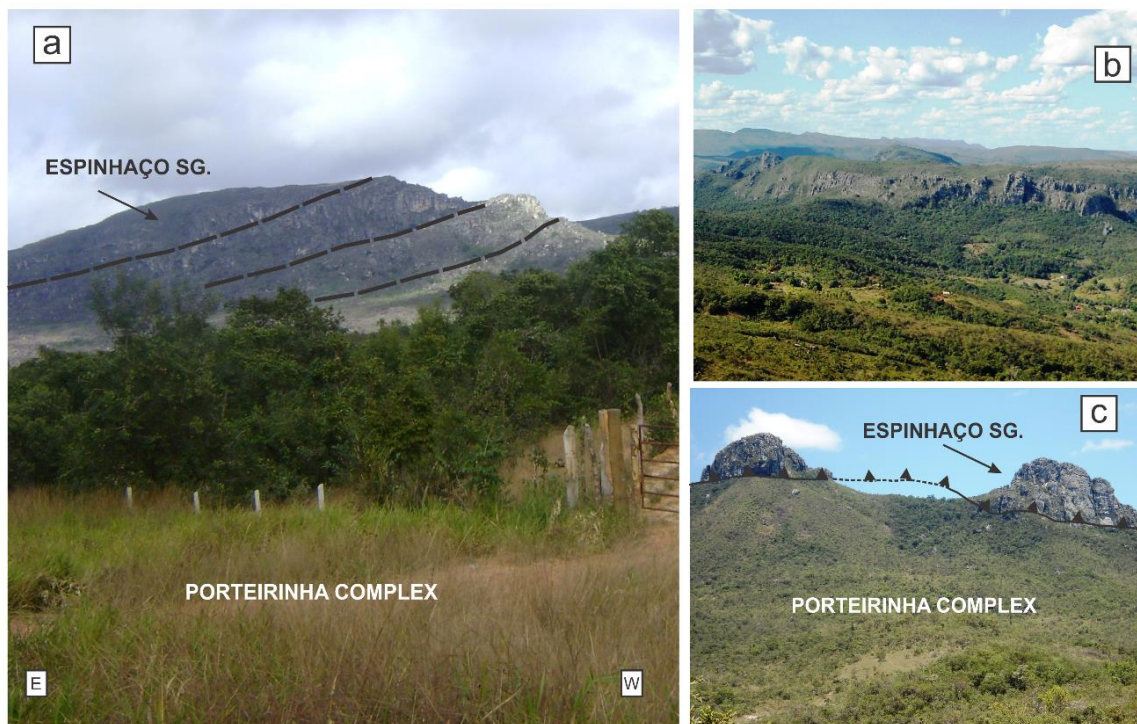


Figura 23: Visão geral da zona de empurrão entre a Fm. Rio Peixe Bravo, SG Espinhaço e Complexo Porteirinha. a) Frentes de empurrão imbricadas para oeste do SG Espinhaço sobre o embasamento local, onde é possível inferir a vergência e transporte tectônico regional que confere com aquela encontrada em escala de afloramento. b) Visão panorâmica da Serra do Bateiro, onde o SG. Espinhaço está em contato tectônico com o quartzito da Fm. Rio Peixe Bravo e com as rochas do Complexo Porteirinha. c) Visão geral do Morro do Chapéu e interpretação da zona de empurrão entre o embasamento e o SG Espinhaço.

Foram identificadas duas fases deformacionais de regime dúctil, concomitantes ao desenvolvimento de duas xistosidades e consequentes dobramentos. Uma foliação de mergulho baixo (S1), em geral para leste, por vezes descrevendo dobras locais abertas assimétricas de primeira fase (F1), com vergência para oeste. Uma clivagem de crenulação caracteriza a segunda geração





de xistosidade ( $S_2$ ) de ângulo mais alto e, por vezes, dobra  $F_1$  e os veios de quartzo concordantes a ela, gerando dobras de segunda fase ( $F_2$ ) que pode apresentar vergência para oeste como retro-empurrões (Figura 24).

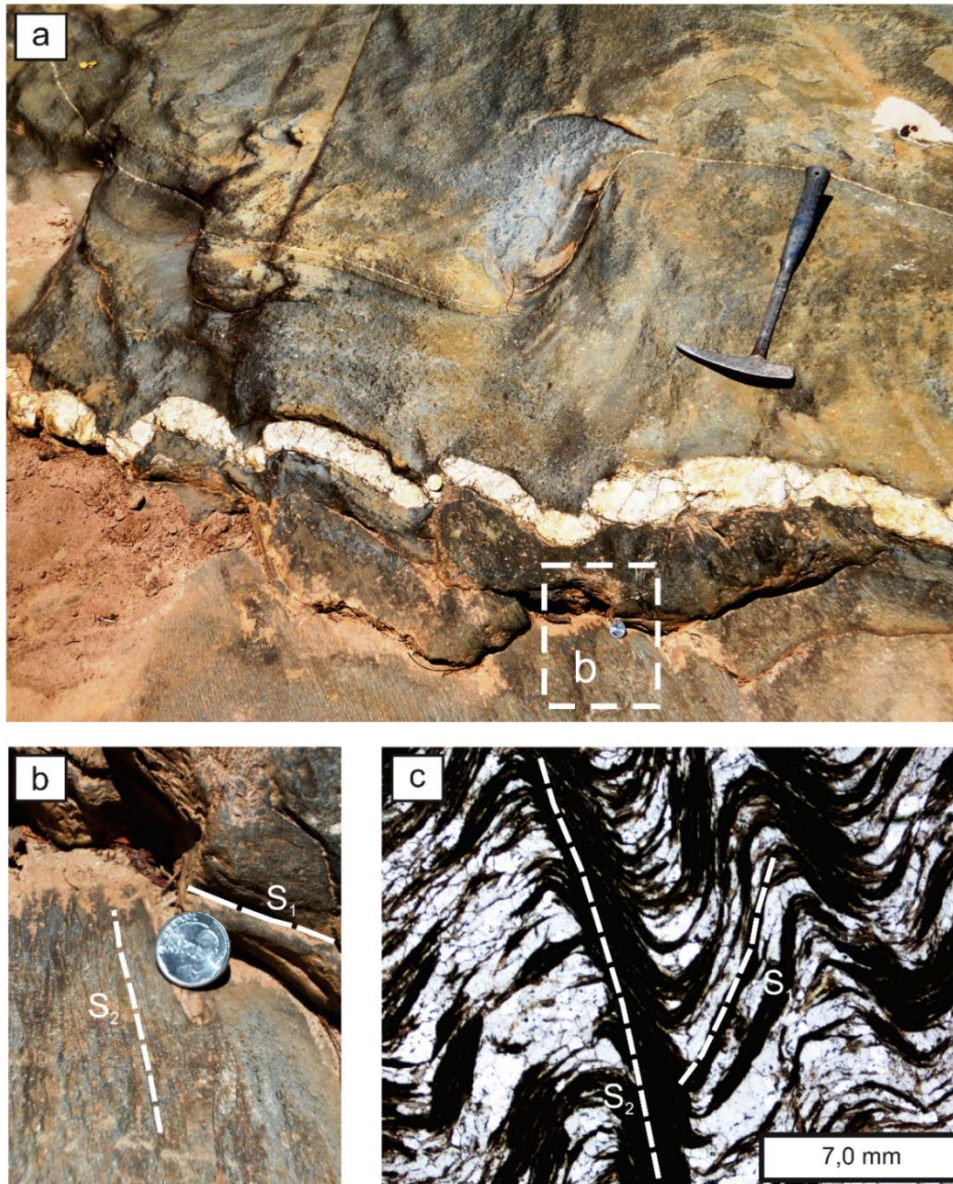


Figura 24: Afloramento de xisto da Fm. Ribeirão da Folha, no leste da área, onde é possível verificar a interferência de estruturas de fases distintas de deformação. a) Visão geral do afloramento, onde é possível ver um veio de quartzo dobrado com leve vergência para leste, configurando dobras de fase 2 ( $F_2$ ). b) Detalhe do afloramento anterior, onde ocorre a relação entre as duas foliações metamórficas presentes na rocha ( $S_1$  e  $S_2$ ). c) Micrografia de amostra de rocha deste afloramento, onde ocorre a relação de corte entre ambas as foliações, gerando uma característica crenulação discreta e assimétrica, que se assemelha a dobra vista em escala de afloramento.

Ao todo, foram coletadas mais de 350 medidas de estruturas deformativas, entre planos de foliação metamórfica ( $S_1$  e  $S_2$ ) e lineação de estiramento. Estas medidas foram tratadas em estereogramas visando obter gráficos representativos da estruturação da área (Figura 25)

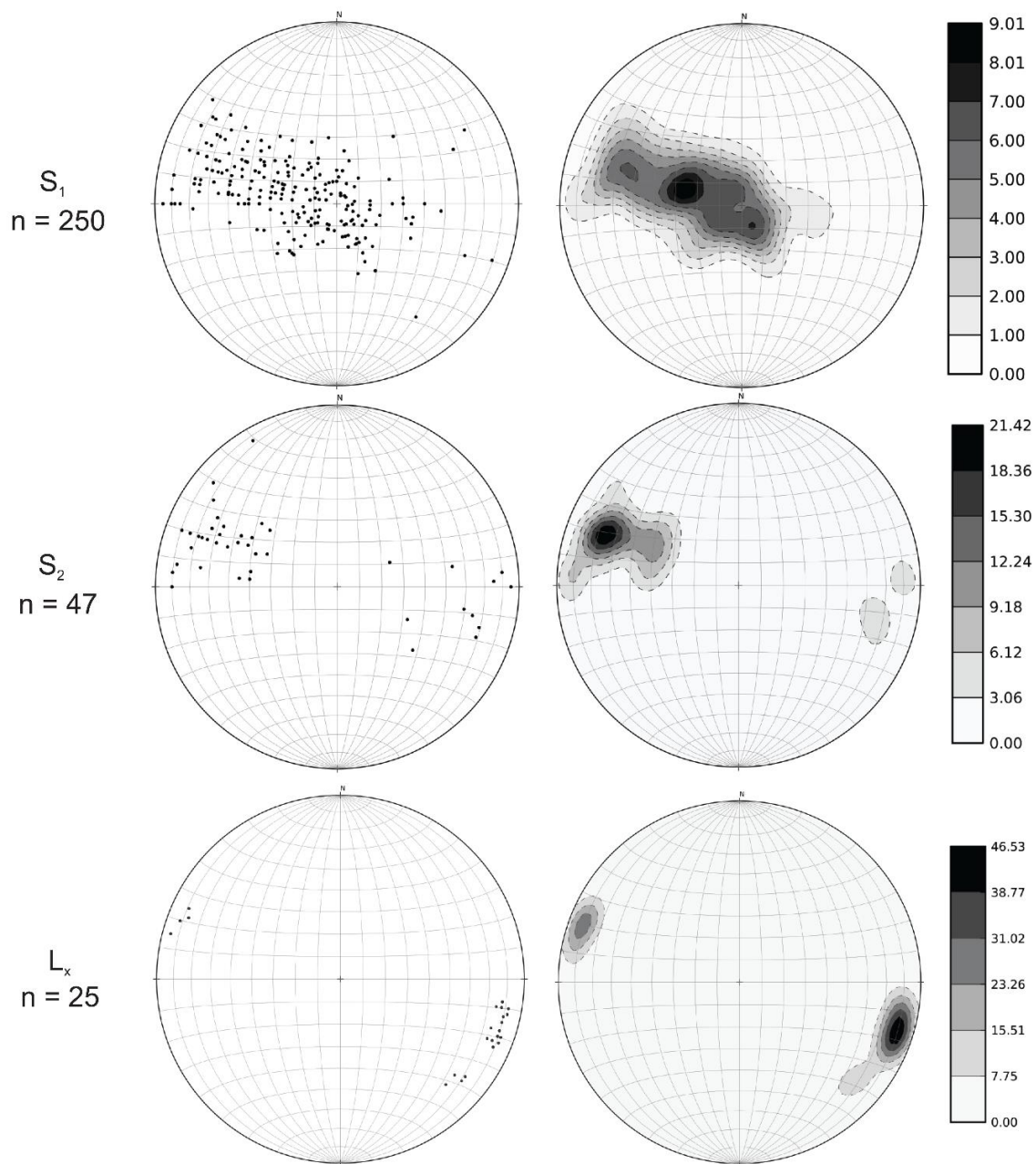


Figura 25: Esterogramas e diagramas de contorno das foliações metamórficas ( $S_1$  e  $S_2$ ) e da lineação de estiramento ( $L_x$ ). Os diagramas apresentados aqui são de contagem total de estruturas, não levando em consideração a divisão por domínios estruturais e servem, de um modo geral, para analisar a área de estudo como um todo, o que pode gerar algumas distorções. Os diagramas de  $S_1$  apresentam uma direção de mergulho média com domínios NE e SW, o que coincide de um modo geral com a estruturação das grandes falhas regionais. Os diagramas de  $S_2$  apresentam a mesma direção de estruturação, porém indicando uma imbricação para sudeste, o oposto do encontrado em  $S_1$ . Por último, o diagrama de Lineação de estiramento ( $L_x$ ) indica um transporte tectônico majoritariamente de direção ESE-WNW com baixo caimento, coincidente com o encontrado em escalas regionais para esta localização do Orógeno Araçuaí.

Com base na variação de direção e ângulo de mergulho dos planos de foliação  $S_1$ , foram caracterizados três domínios estruturais (DE) distintos. Os domínios foram denominados de DE





Oeste, DE Central e DE Leste, porém apresentam alguma coincidência com os DE apresentados no trabalho de Marshak *et al.* (2006), porém foram ambientados para a realidade deste trabalho e seus limites foram revistos (Figura 26).

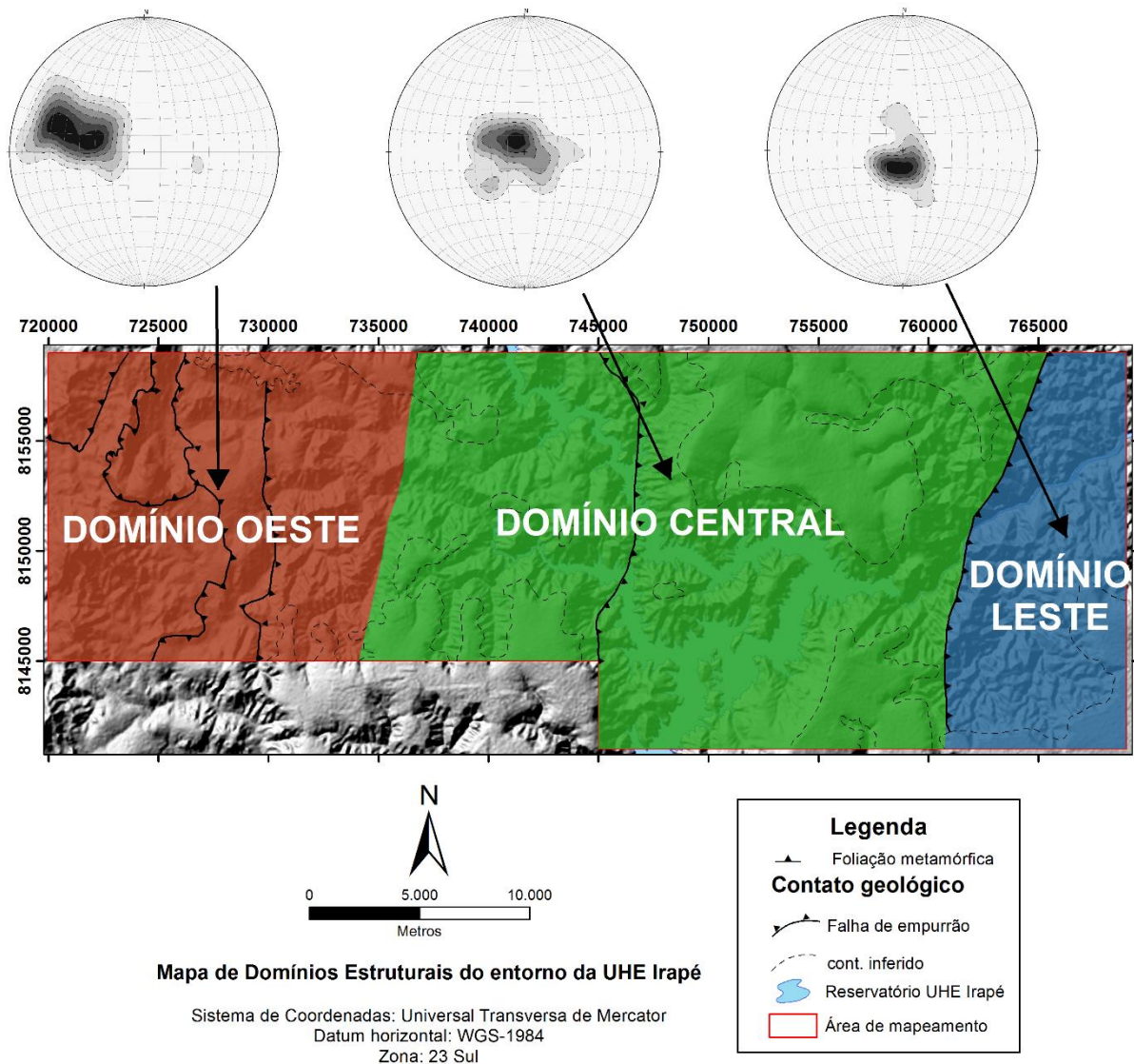


Figura 26: Mapa de Domínios Estruturais da área de influência da UHE de Irapé. Acima são apresentados os estereogramas de foliação  $S_1$  de cada DE. Nota-se um aumento gradacional no ângulo de mergulho de E para W.

O DE Oeste abriga as rochas do Complexo Porteirinha, SG Espinhaço, Fm. Rio Peixe Bravo e parte das rochas da Fm. Nova Aurora (meta-diamictitos), e é caracterizado por estruturas de ângulo de mergulho moderado a acentuado (de  $25^\circ$  a  $60^\circ$ ), descrevendo dobras localmente semi-recumbentes a recumbentes com vergência para oeste. É raro encontrar planos de foliação  $S_2$  neste domínio, sendo estas restritas geralmente aos demais domínios. Este domínio corresponde ao *Serra do Espinhaço domain* descrito no trabalho de Marshak *et al.* (2006).



O DE Central abriga parte das rochas da Fm. Nova Aurora (xistos) e as rochas da Fm. Chapada Acauã. Este DE é caracterizado por rochas que apresentam uma foliação principal de baixo ângulo de mergulho (até 25°), por vezes mostrando uma foliação milonítica, com direção geral de mergulho para SE. Notam-se poucas dobras, mas estas podem variar de dobras mesoscópicas abertas até dobras recumbentes (associadas às frentes de empurrão). A foliação  $S_2$  é evidente em boa parte dos afloramentos de rocha neste domínio, e esta tem uma tendência a ângulos de mergulho inclinados acima de 45°, indicando localmente uma fraca vergência para leste. É possível notar padrões de corrugamento de  $S_2$  em  $S_1$ , que pode causar certa interferência no estereograma. As lineações de estiramento são de direção geral de leste/oeste. Este domínio corresponde ao *Chapada Acauã domain* de Marshak *et al.* (2006).

O DE leste, menos representativo na área de estudo, mostra variações na direção de mergulho da foliação  $S_1$ . Varia de noroeste a nordeste, sendo que em geral os valores não ultrapassam 25°. Nota-se claramente clivagem de crenulação decorrente da interferência de  $S_2$  em  $S_1$ , e é o domínio mais claramente afetado por deformações de domínio rúptil; onde pode se encontrar brechas tectônicas e longos lineamentos de direção NE que em escala de afloramento refletem falhas extensivas. Este domínio corresponde ao *Turmalina Domain* descrito por Marshak *et al.* (2006).

#### **4.4 Deformação – Regime Rúptil**

No campo das estruturas rúpteis, destacam-se as cinco famílias distintas de juntas encontradas, sendo que estas e outras fraturas podem ser correlacionadas aos grandes lineamentos de relevo em escala regional, que se dispõem em um padrão cruzado, sugerindo par conjugado NE/NW que marca a direção E/W como a de maior esforço regional durante a deformação, por reativação neotectônica. Os Rios Jequitinhonha e Araçuaí foram captados por dois conjuntos de zonas de cisalhamento de rejeito direcional com direção NE/SW, sendo que o segundo marca melhor o traço da ruptura. Falhas extensivas normais e falhas inversas também foram encontradas à jusante, próximo à área da barragem, possivelmente associadas a um evento terciário descrito por Saadi & Pedrosa-Soares (1991) como responsável pela Formação do gráben de Virgem da Lapa.

Em escala regional, os lineamentos de relevo foram agrupados respeitando-se a divisão de Domínios Estruturais apresentada no tópico anterior para as estruturas de regime dúctil. Nos três domínios é possível notar certa predominância de lineamentos na direção NE/SW, aumentando suavemente o azimute da moda (apresentada em forma de histograma polar, ou diagrama de rosetas) à medida que se afasta do embasamento, abarcado no DE Oeste (Figura 27). Como



direção secundária destacada, em ambos os domínios nota-se uma preferência por estruturas de padrão E/W, ou ESE/WNW, em se tratando do DE Leste.

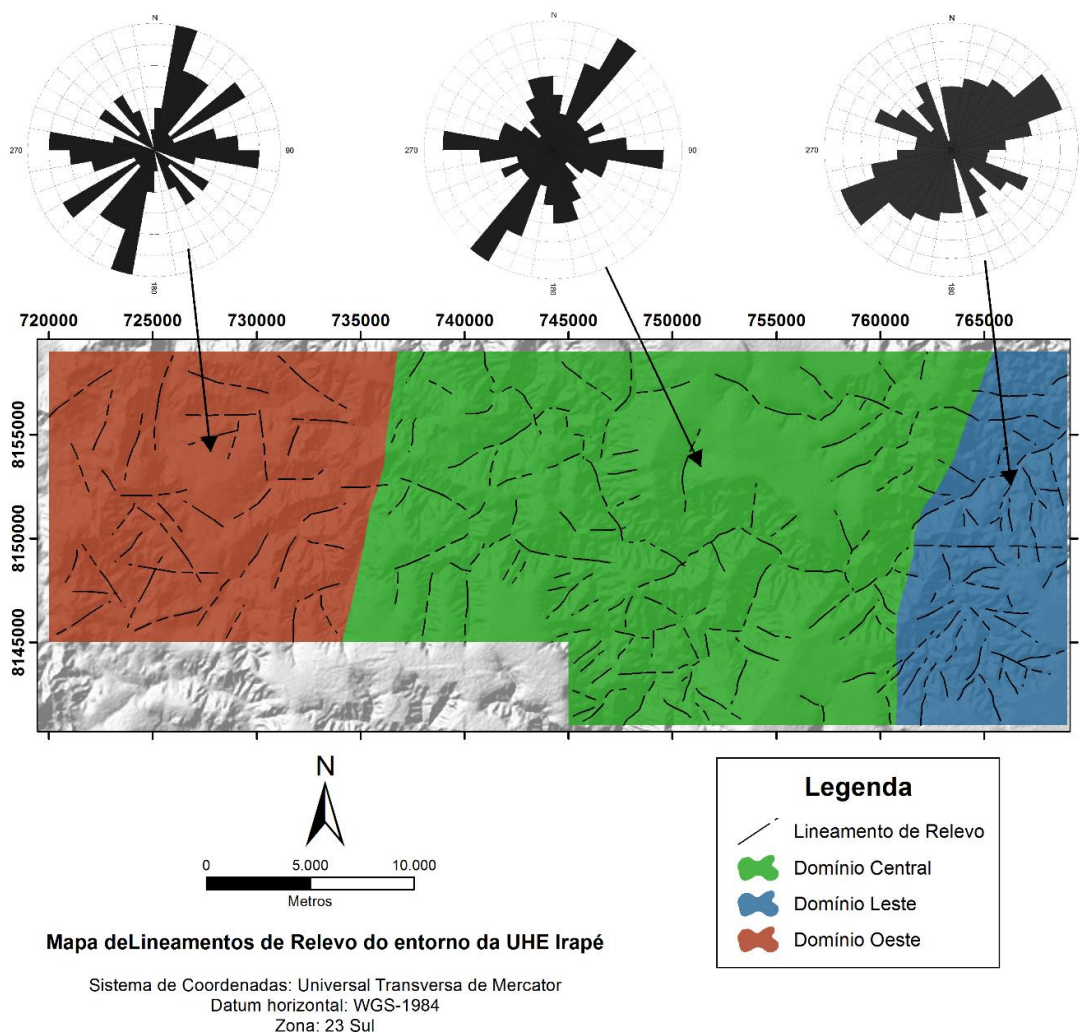


Figura 27: Mapa de Lineamentos de Relevo da área de influência da UHE de Irapé. Os lineamentos foram agrupados de acordo com os DE preestabelecidos e para cada um apresenta-se um histograma polar (diagrama de rosetas) indicando a direção mais representativa. Cada setor do histograma polar tem 10° de intervalo.

Em escala de afloramento, destaca-se a presença de falhas oblíquas de ângulo moderado com imbricação para oeste. Estas, geralmente, estão alinhadas na direção norte-sul ou nordeste-sudoeste, e por vezes apresentam grande correspondência com os lineamentos de relevo. Por vezes, principalmente quando estas estruturas encontram-se preenchidas por veios de quartzo, é possível observar a direção marcada pela lineação de arrasto, registrando a direção do movimento, que contém a componente normal como principal responsável pelo movimento, mas também marca movimentação lateral.

Estas falhas são interceptadas por outras com alinhamento similar, porém com direção de mergulho opostas. Tais estruturas mais recentes, tratam-se de falhas inversas, com vergência





ainda para leste, que afetaram a rocha localmente chegando a formar brechas e *gouge* (“rocha muito triturada”) ao redor do seu traçado (Figura 28). Tais estruturas tendem a se repetir por todos os domínios estruturais, porém são notadas próximo a regiões onde a rocha foi exposta recentemente, como cortes de estrada ou em sítios próximos ao local de construção da barragem.

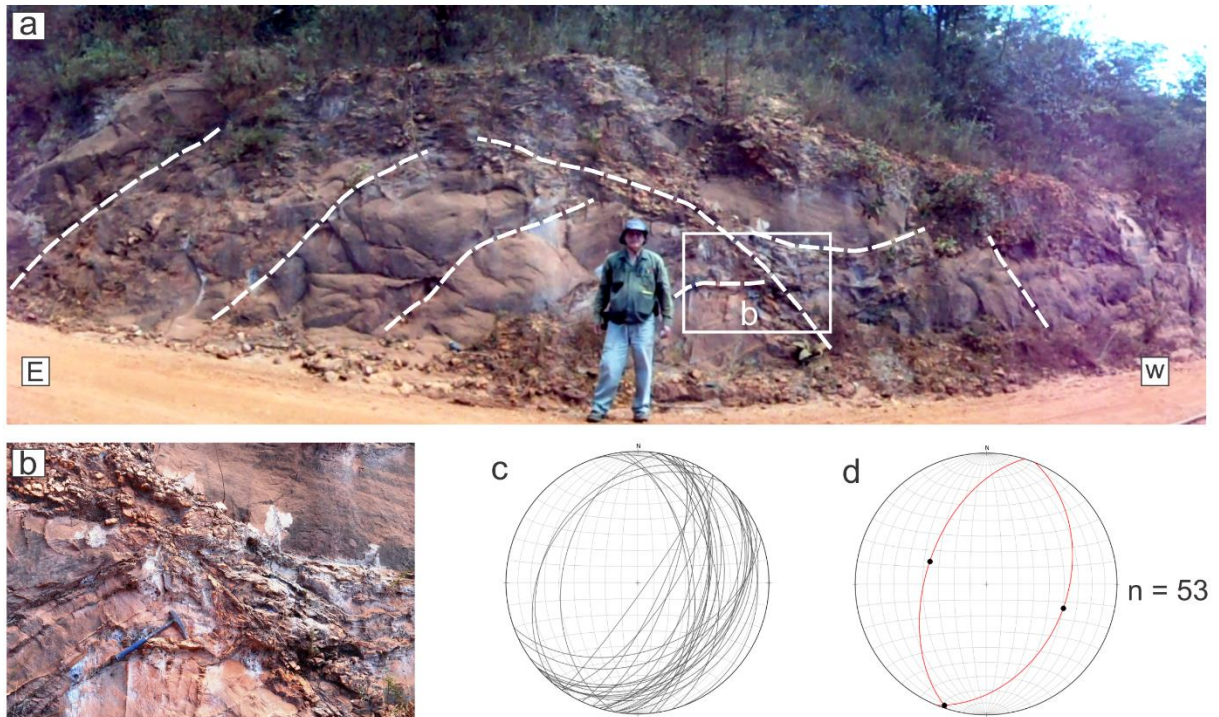


Figura 28: Afloramento de filito da Fm. Nova Aurora em que pode-se notar a relação entre as estruturas deformacionais de regime rúptil. a) Disposição geral das estruturas em escala de afloramento. b) Detalhe para interseção de falhas, sendo que a falha inversa teve tensão suficiente para brechamento e cominuição da rocha adjacente. c) Esterograma dos planos de falha no afloramento em questão. d) Planos de ajuste médio para falhas obtido em estereograma através de artifício de autovalores.

De modo geral, estas falhas são representantes de uma ou mais fases de deformação rúptil. Aliada à natureza destas falhas, a sua imbricação para leste, sentido contrário ao do *Cráton* do São Francisco, é um forte indicativo que permite interpretar que esta fase seja um possível “relaxamento do Orógeno”, ou por instabilidade gravitacional, ou por um colapso estrutural, fazendo com que o pacote rochoso tenda a se recomodar após a fase compressiva. Ambas as estruturas, falha normal e falha inversa, associadas presentes nos mesmos afloramentos, podem ser interpretadas como estruturas representativas de pulsos distintos através de fases neotectônicas. Outra consideração provável é que haja falhas rúpteis complementares (tracional/compressiva) numa geometria côncava de deslizamento similar a um descolamento num modelo de fundo de uma bacia sedimentar.





O fato é que estas estruturas, encontradas em toda a área de estudo, influenciam de modo geral na dissipação das tensões atuais na rocha e podem ser restituídas estatisticamente para ângulos de direção e mergulho mais representativos para cada tipo de estrutura. Estas falhas possivelmente podem ter papel atuante na sismicidade local, hipótese central desta dissertação.



## 5 GAMAESPECTROMETRIA

Este capítulo apresenta os resultados do processamento dos dados gamaespectrométricos. O principal intuito é verificar a compartimentação da superfície da área de estudo (rocha, solo e corpos d'água) em função da distribuição das concentrações de potássio, tório e urânio.

### 5.1 Processamento

Os dados aerogamaespectrométricos foram obtidos no aerolevantamento descrito no capítulo 3 (tópico 3.2). Estes dados foram pré-processados pela equipe de aquisição e fornecidos na forma de um banco de dados em formato de texto *ascii*, que foram incorporados ao banco de dados do *Oasis Montaj*<sup>TM</sup> e posteriormente processados.

O procedimento adotado para tratamento dos dados consistiu em selecionar a porção do aerolevantamento correspondente a área de estudo, corrigir os valores referentes aos canais dos radioelementos (adotando o critério de que valores negativos consistem em erro de medida ou falha na calibragem do equipamento), homogeneizar os dados das duas equipes de aquisição (balizando diferenças nos canais de tório e urânio) e gerar mapas de cada canal visando facilitar a interpretação qualitativa dos mesmos. Como produto final, foi gerado um mapa de composição ternária RGB, que consiste em atribuir a cada radioelemento uma cor primária (vermelho, verde e azul), resultando em uma imagem colorida, onde o número digital de cada pixel varia de acordo com a proporção apresentada dos radioelementos em questão (Figura 29).

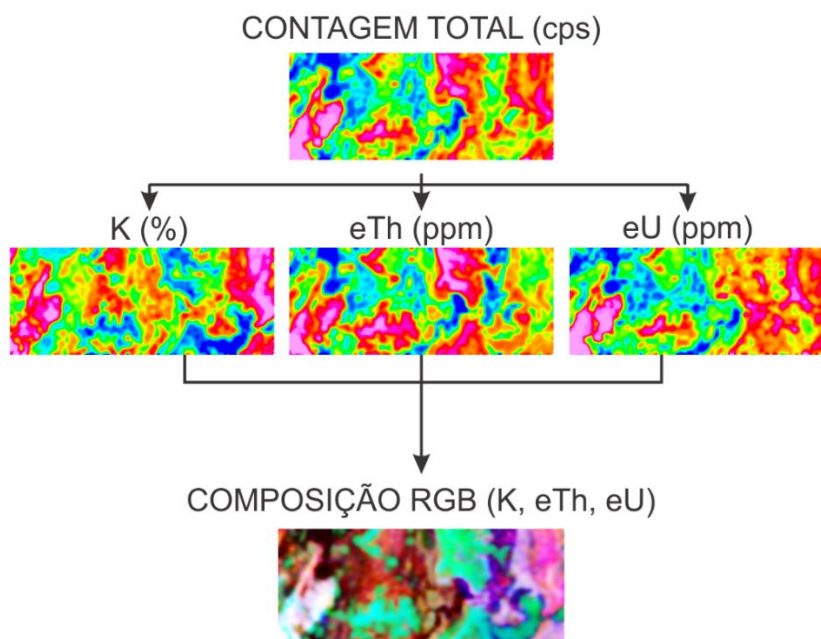


Figura 29: Fluxograma de processamento dos dados de gamaespectrometria. Os canais de potássio (K, em porcentagem), tório (Th, em partes por milhão) e urânio (U, em partes por milhão). O mapa ternário RGB é resultado da composição das imagens dos radioelementos associando-os a uma das cores primárias.



Os mapas apresentados aqui são produto de uma interpolação pelo método de Curvatura Mínima utilizando o espaçamento de  $\frac{1}{4}$  da distância entre as linhas de voo (equivalente a 125 metros). Para suavizar corrugações no produto final, utilizou-se filtro de convolução móvel tipo *Hanning* de janela de 3x3 km até 5 vezes, de acordo com a qualidade do dado.

Cada mapa de radioelementos traz informação sobre a distribuição dos mesmos sob a superfície/subsuperfície, o que, aliado a critérios de interpretação geomorfológica e geológica, auxiliam a traçar os limites geológicos (Figura 30).

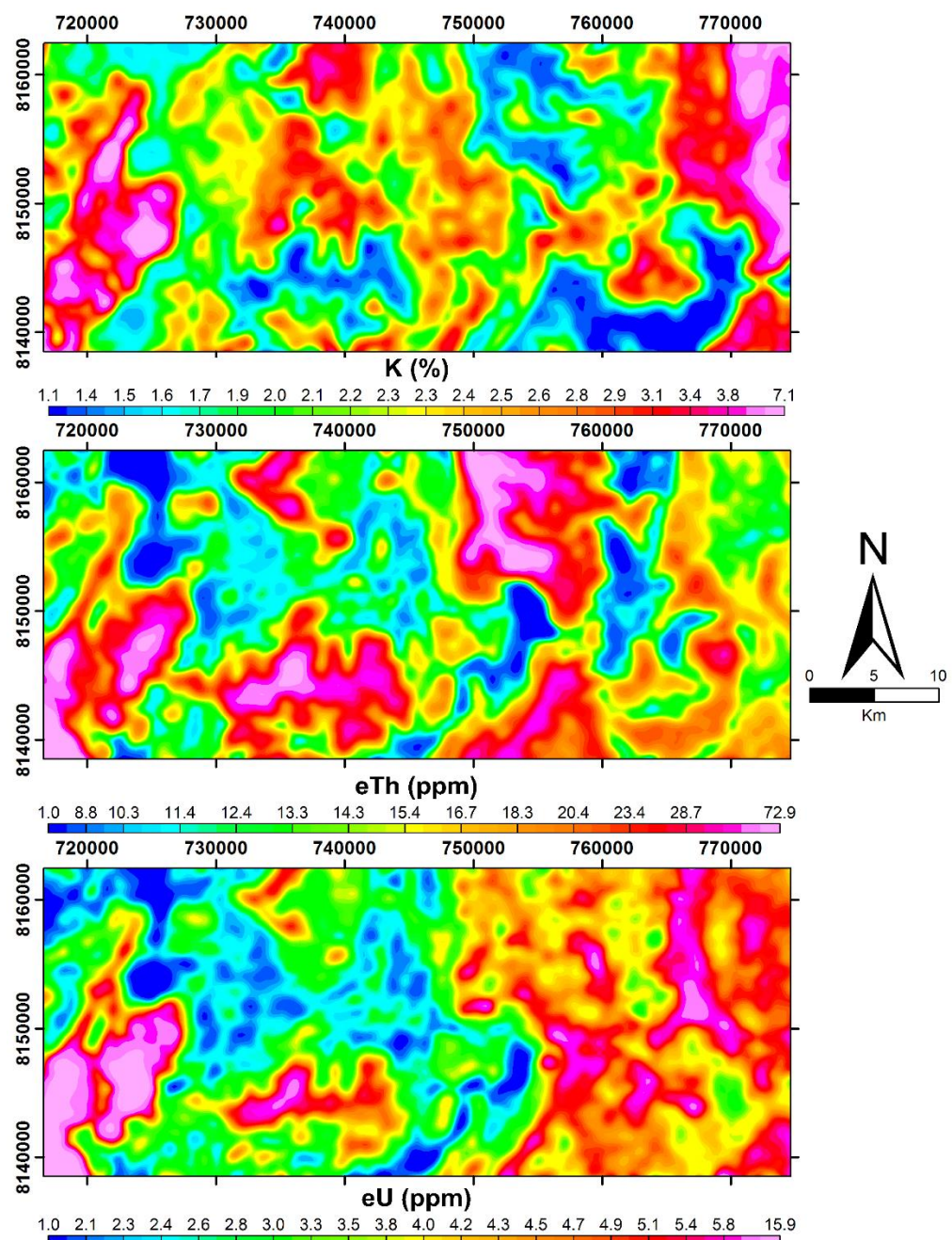


Figura 30: Mapas dos canais de K, Th e U. Os tons de cores frias (azul e verde) significam baixa concentração do radioelemento, enquanto os tons de vermelho significam alta concentração, de acordo com o apresentado nas respectivas legendas.



## 5.2 Interpretação

A principal ferramenta para a interpretação da compartimentação crustal foi o mapa de composição ternária RGB (K, eTh, eU), pois ele consiste em uma solução razoável para apresentar informação sobre os três radioelementos.

Neste mapa, é possível interpretar os contatos litológicos com base em alguma informação prévia da geologia local (discutida no capítulo 3), como localização e composição de litotipos. Portanto, o mapa de composição ternária se torna uma ferramenta para validar e auxiliar o traçado dos contatos geológicos, assim como também é possível separar regiões onde o solo ou massas de água não permitem que se tenha informação sobre as rochas abaixo dos mesmos (Figura 31), dado que a radiação captada dá informação sobre materiais encontrados a centímetros da superfície.

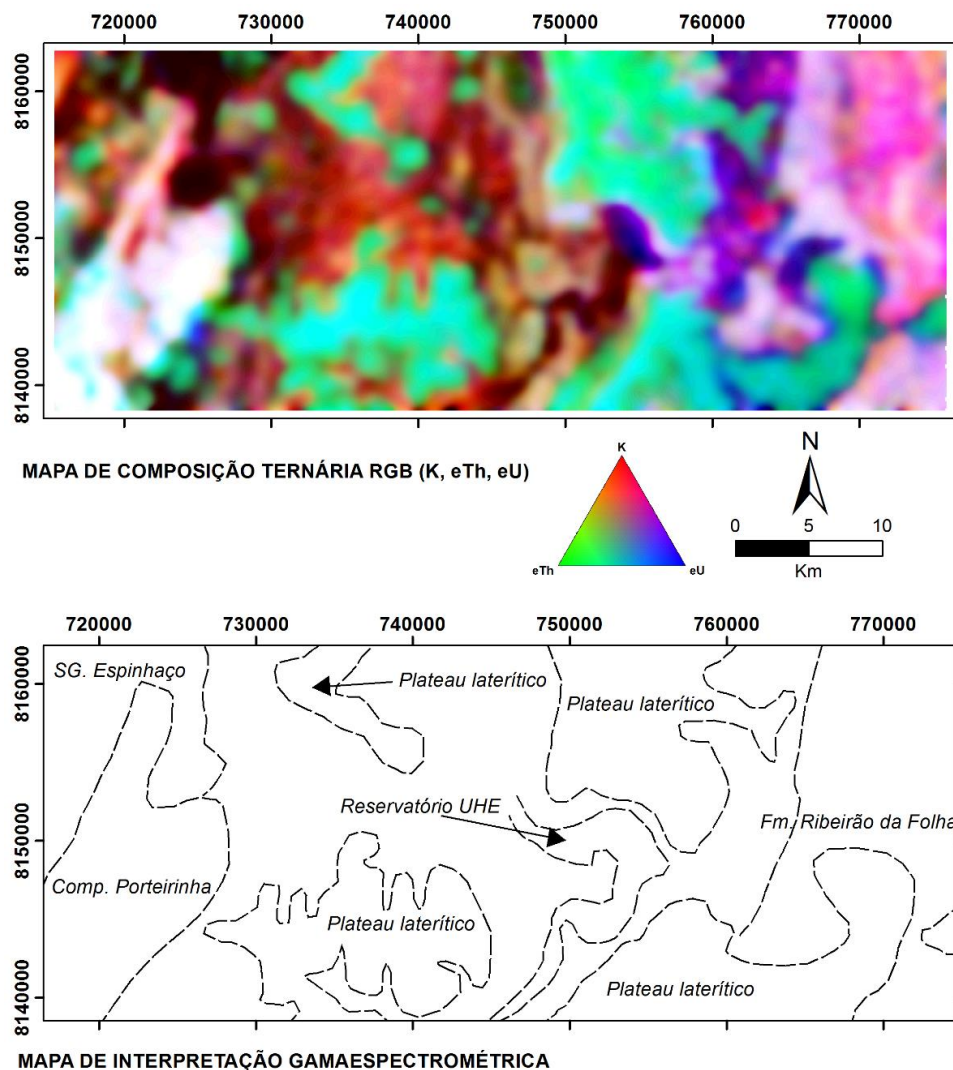


Figura 31: Mapa de composição ternária RGB (K, eTh, eU) e interpretação decorrente de seus domínios. Esta interpretação foi utilizada para validar as informações apresentadas no mapa geológico, discutido no capítulo 3.





Neste contexto, é possível correlacionar as informações coletadas em campo sobre os litotipos de cada unidade de mapeamento com a resposta radiométrica apresentada no mapa de composição ternária. Por exemplo, pode-se inferir que os gnaisses do Complexo Porteirinha apresentam altos valores relativos de potássio, tório e urânio (coloração branca no mapa); enquanto os quartzitos do Supergrupo Espinhaço apresentam baixo valor dos mesmos (coloração preta).

Uma das informações importantes consiste nos limites apresentados pelas “chapadas” e *plateaus* lateríticos, onde os afloramentos de rocha são escassos. Estas chapadas, de altitude acima de 850 metros, consistem em regiões alçadas que atuam como área fonte de sedimentos desde que o relevo apresente esta constituição, e devido à natureza móvel do potássio e urânio em ambiente oxidante, o único radioelemento fixado nestas regiões é o tório, que se destaca através de uma coloração nitidamente esverdeada no mapa. Realizando uma análise associada com os dados altimétricos (Figura 32), é possível ressaltar bem estas regiões e observar a sua ocorrência exclusiva nestas feições geomorfológicas denominadas “chapadas”, de altimetria bem definida, consistindo na Superfície de Aplainamento Sulamericana, onde a cobertura eluvionar de até 10 metros encobre a rocha fresca, como discutido por Saadi (1995).

Tal informação, assim como a presença de grandes massas de água (como o reservatório da UHE de Irapé), impedem que este método forneça maiores detalhes sobre a compartimentação litológica local, sendo necessários outros métodos para delimitar e estimar a geologia. Porém, esta informação se torna útil para o planejamento de perfis geológicos.

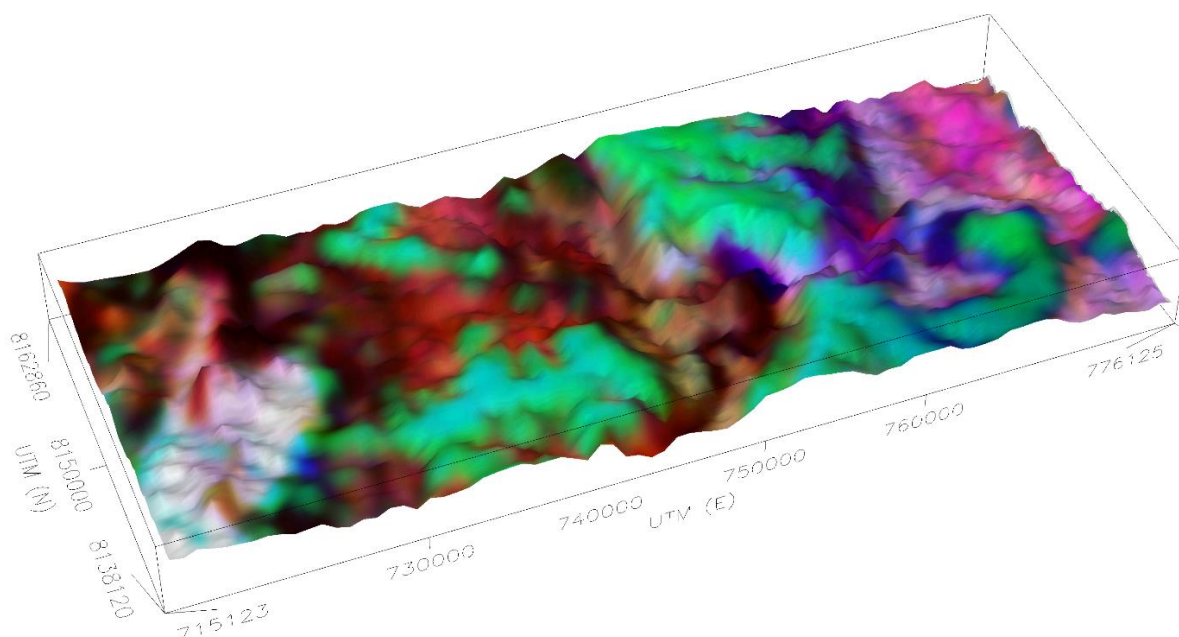


Figura 32: Modelo tridimensional do relevo associado ao mapa de composição ternário RGB (K, eTh, eU)



## 6 MAGNETOMETRIA

No presente capítulo são apresentados os processamentos e interpretações derivadas dos dados do campo magnético da área de trabalho. Algumas considerações sobre a origem dos dados e o método de levantamento foram descritas anteriormente no capítulo 3 (tópico 3.2). A intenção deste método é verificar a estruturação da crosta local utilizando imagens derivadas da variação do campo magnético e da geometria e profundidade de suas anomalias.

### 6.1 Processamento

Procedimentos como nivelamento, correção da variação diurna e micronivelamento, considerados como pré-processamento por Luyendik (1997) foram realizados pela própria equipe de aquisição, que entregaram o banco de dados estruturado em arquivo de linhas e colunas contendo o passo a passo utilizado (PROSPECTORS, 2006).

O processamento dos dados magnéticos teve início com sua seleção e recorte dos dados suficientes para cobrir a área de pesquisa e consistiu na extração do campo geomagnético de referência internacional (IGRF) com relação ao campo magnético total (medido durante o aerolevantamento), sendo que o produto dessa redução é denominado de campo magnético anômalo (CMA; equação 2).

$$CMA = CMT - IGRF \quad (\text{Equação 2})$$

A partir deste produto, foi possível obter valores referentes às derivadas horizontais e vertical utilizadas para processamentos posteriores (Figura 33), como as imagens da amplitude do sinal analítico (ASA; NABIGHIAN *et al.* 1972), da amplitude do gradiente horizontal total (AGHT, SALEM *et al.* 2009) e da inclinação do sinal analítico (ISA; MILLER E SINGH, 1994; SALEM *et al.* 2009). A rotina de processamento e interpretação dos dados magnéticos seguiram a mesma linha apresentada no trabalho de Blum (1999).

Devido à natureza dipolar do CMA na região de estudo, é difícil definir os limites horizontais das fontes anômalas diretamente da imagem de CMA. Porém, como tais limites são importantes para a intenção deste trabalho, os mapas de ASA e AGHT foram bastante utilizados para a definição de domínios magnéticos e estruturais, tendo em vista que se trata de uma modulação da amplitude (negativa ou positiva) dos sinais magnéticos.



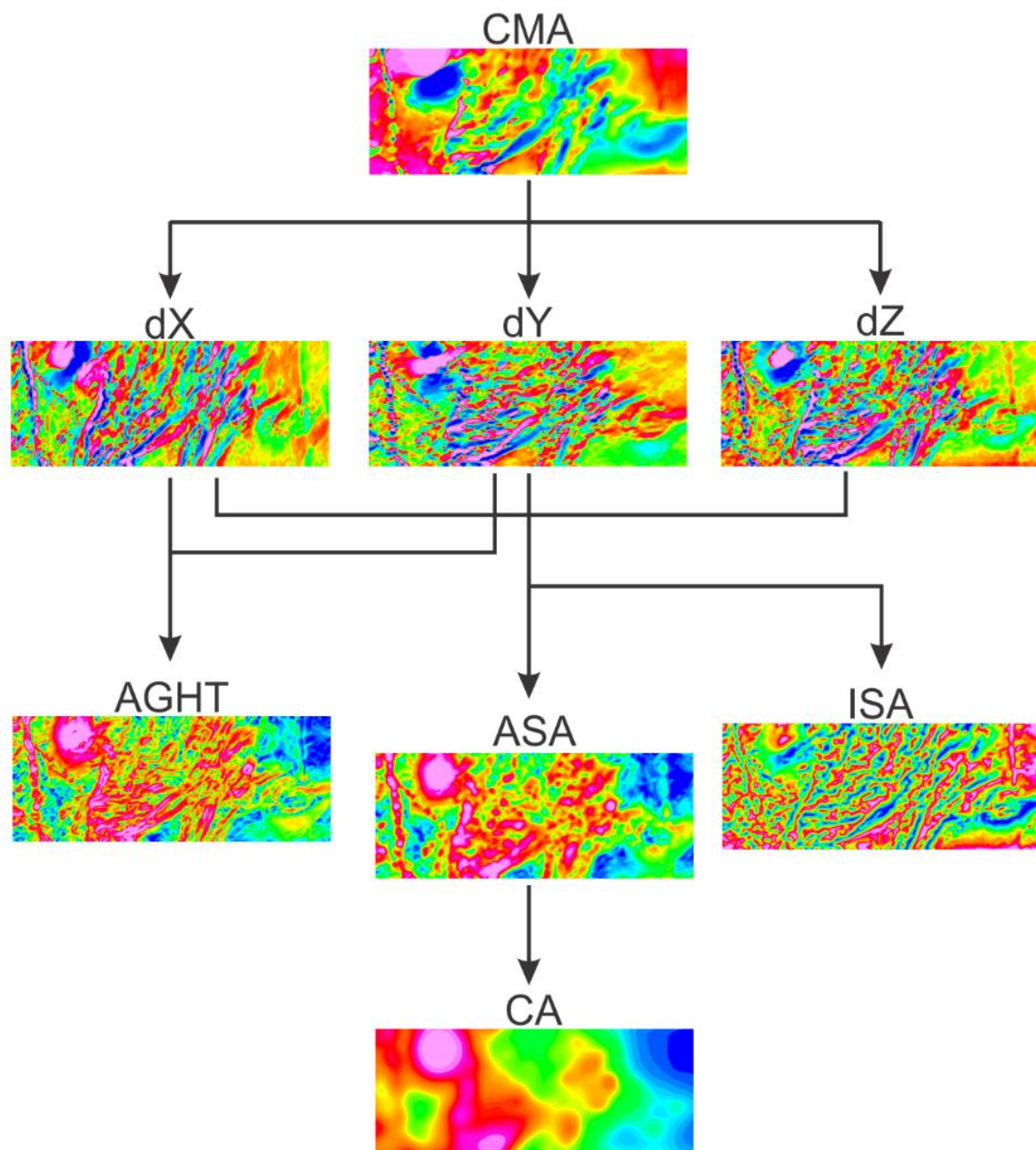


Figura 33: Fluxograma de processamento dos dados de magnetometria. CMA: campo magnético anômalo; dX: derivada horizontal em X; dY: derivada horizontal em Y; dZ: derivada vertical; AGHT: amplitude do gradiente horizontal total; ASA: amplitude do sinal analítico; ISA: inclinação do sinal analítico e CA Continuação Ascendente.

Os mapas magnéticos (Figura 34) foram gerados utilizando o programa Oasis Montaj<sup>TM</sup>, o método de interpolação de Curvatura Mínima, com extrapolação (“*blanking distance*”) de 1 km e filtragem por convolução móvel tipo *Hanning* em janelas de 3x3 km, aplicados no máximo 3 vezes. O espaçamento de células utilizado foi de 125 metros (valor correspondente a ¼ da distância entre as linhas do aerolevantamento).

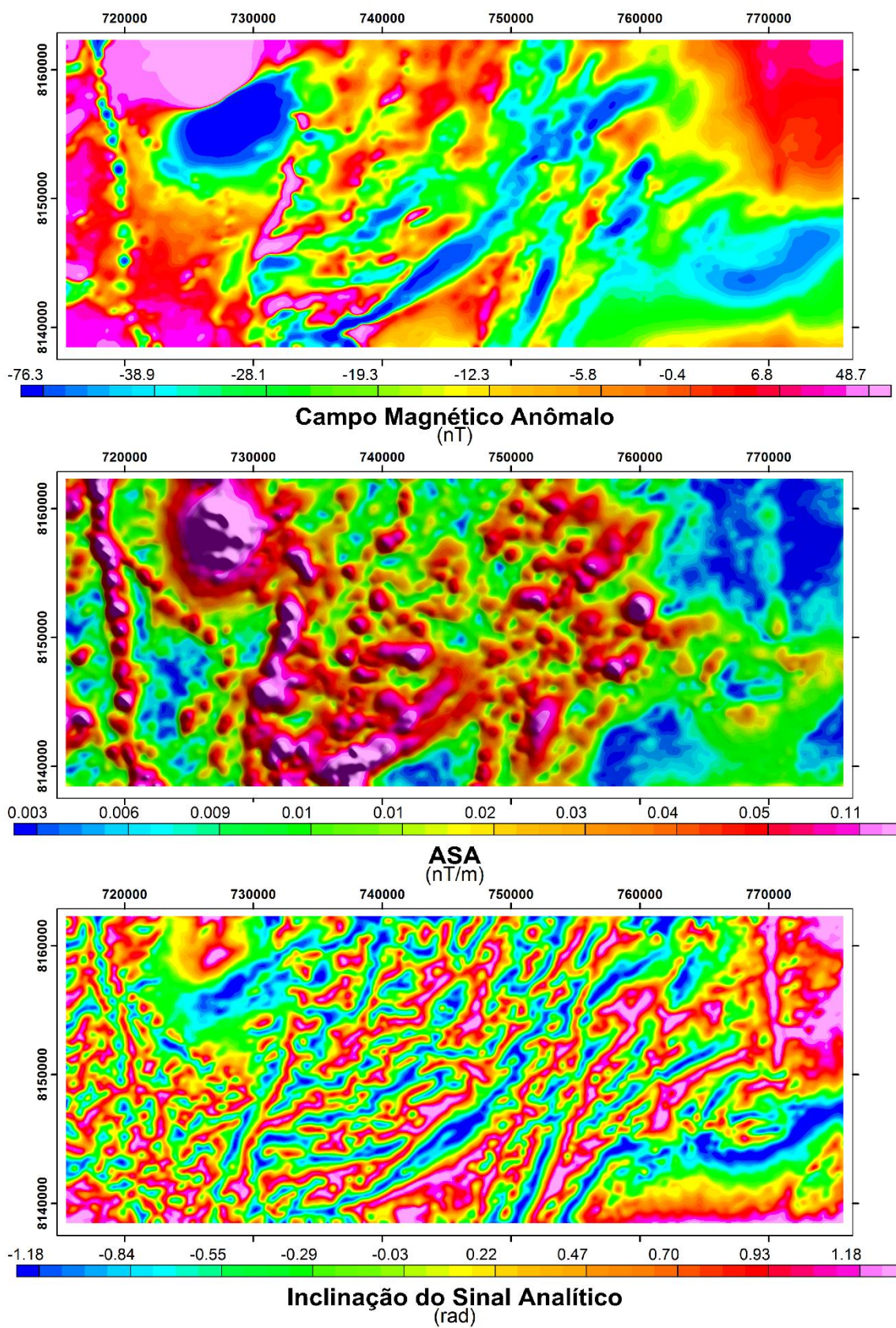


Figura 34: Mapas de magnetometria de Campo Magnético Anômalo, Amplitude do Sinal Analítico e Inclinação do Sinal Analítico.



## 6.2 Interpretação

A etapa de interpretação dos dados magnéticos consistiu na análise qualitativa da compartimentação da crosta local através da variação dos parâmetros magnéticos. Os minerais e consequentemente as rochas possuem valores distintos de susceptibilidade magnética, e esta variação em mapa muitas vezes pode refletir mudanças litológicas, assim como pode indicar a variação e posição de outras fontes magnéticas anômalas (GUNN *et al.* 1997).

Anomalias magnéticas podem ser causadas por *plutons* ígneos de naturezas diversas, corpos mineralizados, falhas rúpteis próximas à superfície (desmagnetizadas pelo processo de oxidação causado pela migração de água fluvial ao longo de suas fissuras), falhas de naturezas diversas impregnadas por minerais magnéticos em um processo hidrotermal, intrusão de diques máficos (corpos de geometria tabular), entre outros (GUNN & DENTITH, 1997).

A interpretação qualitativa dos mapas magnéticos foi dividida em duas etapas. A divisão de domínios magnéticos em planta, baseada nas imagens geradas; e a extração e caracterização de lineamentos magnéticos extraídos a partir da imagem de Inclinação do Sinal Analítico (ISA).

Os lineamentos magnéticos foram extraídos na imagem ISA. Estes consistem em feições lineares magnéticas, sendo que estas feições podem representar diques, falhas geológicas ou contato entre diferentes litotipos. Com base na informação dos lineamentos magnéticos, obtêm-se o direcionamento preferencial por domínio e o comprimento médio dos lineamentos.

Os domínios magnéticos (DM) foram determinados com bases nos mapas ASA e AGHT. Inicialmente realizou-se uma reclassificação dos valores de amplitude do sinal analítico em quatro classes de valores, visando simplificar as variações e tornar os limites de domínios mais evidentes. A imagem da ASA apresenta uma amplitude de valores que variam de 0,003 a 0,150 nT/m (Figura 35).

Ao todo, a área de trabalho foi dividida em cinco domínios magnéticos. Os domínios foram determinados baseando-se nos critérios de assinatura magnética, contraste de geometria e frequência de surgimento de pequenas anomalias. Após a separação por estes critérios, tentou-se fazer as correlações com a informação geológica, o que será descrito a seguir partindo do DM I, no oeste, até o DM V no leste da área.

O Domínio Magnético I é caracterizado por uma região dominada por baixos valores de amplitude do sinal analítico, cortados por uma anomalia alongada de maior amplitude e de direção aproximada NNW/SSE. Este DM apresenta alguns lineamentos com direção geral para N40E e direção secundária N10W. O limite deste domínio estrutural é próximo ao limite encontrado pelas rochas gnáissicas do embasamento e do quartzito do SG. Espinhaço. A anomalia





alongada de direção NNW/SSE é parte de um grande alinhamento regional que corta todo o aerolevante e assemelha-se a um dique regional, sendo possível que se trate de uma das gerações de diques máficos associados à tafrogênese mais recente, tendo em vista que não apresenta sinal algum de deformação.

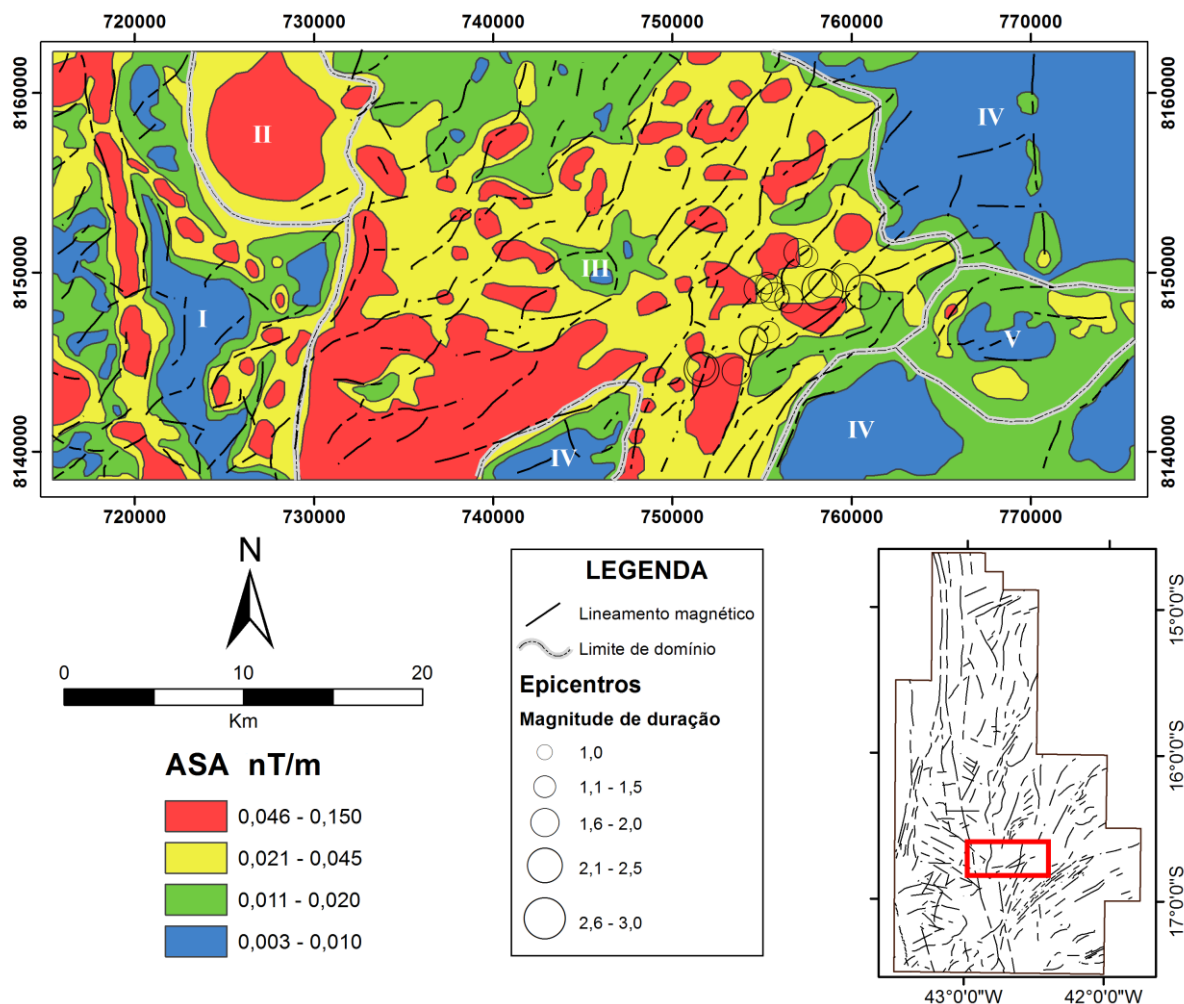


Figura 35: Mapa de lineamentos magnéticos (extraídos da imagem ISA) sobreposto à interpretação da amplitude do sinal analítico em quatro intervalos de valores e delimitação de domínios magnéticos (indicados por algarismos romanos). Os círculos representam os epicentros, com variação de acordo a magnitude. Ao lado, encarte dos lineamentos magnéticos interpretados para todo o aerolevante da área 8 (o retângulo vermelho indica a posição da área de estudo).

O domínio magnético II é caracterizado por uma grande anomalia magnética de formato arredondado, a NW, disposta de várias outras anomalias menores ao redor. Este DM, relativamente homogêneo, apresenta os mais altos valores de amplitude do sinal analítico dentro da área de trabalho e apesar da clareza no mapa magnético, não apresenta equivalente em superfície, tendo em vista que se projetando em superfície, esta anomalia ocorre sob o domínio de rochas da Fm. Rio Peixe Bravo, basicamente quartzitos, o que não justifica a intensidade do sinal nem a geometria da anomalia. A partir desse instante, passa-se a considerar que se trata



de uma intrusão alojada em um nível crustal mais profundo. Adiante, faz-se uma estimativa da geometria causadora da anomalia e da sua profundidade de alojamento (item 6.3).

O Domínio Magnético III está localizado na região central da área de trabalho. Este DM apresenta uma estruturação com uma leve tendência de direcionamento de suas anomalias ao longo da direção NE/SW. Apresentam várias pequenas anomalias, com alta frequência de repetição e ocorrem ao lado de corpos de mais baixa amplitude (comparada com a própria). Os lineamentos magnéticos correspondentes a este domínio apresentam uma tendência de ocorrência nos quadrantes I e III, sendo que a moda destes lineamentos ocorre no setor N50E (Figura 36).

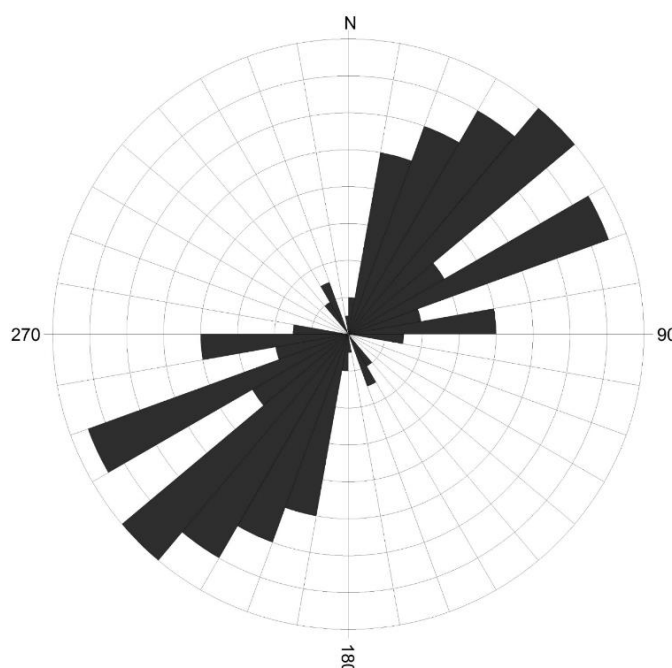


Figura 36: Histograma polar representando os lineamentos magnéticos do DM III.

Este domínio ocorre sobre as rochas das formações Nova Aurora e Chapada Acauã. Como discutido anteriormente nos capítulos 2 e 4, estas rochas depositadas em ambiente glácio-marinho são ricas em óxidos de ferro (hematita e magnetita), localmente mostrando concentração suficiente para justificar extração mineral; e é possível que esta seja a fonte química destas anomalias, que possivelmente adotaram este padrão de estruturação durante as fases deformacionais a que estas rochas foram submetidas. É também neste domínio que os epicentros dos sismos estão concentrados (capítulo 8), sendo portanto, essa a estruturação da crosta sob o reservatório da UHE de Irapé sob a ótica da magnetometria.

O Domínio Magnético IV consiste de regiões de baixa amplitude do sinal analítico e geometrias distintas, localizado geralmente na região leste da área de trabalho. Apresenta pouca



ou nenhuma estruturação direcional. Coincide, de modo geral, com a região de contato entre a Formação Chapada Acauã e a Formação Ribeirão da Folha.

O Domínio Magnético V corresponde a uma anomalia circular, localizada também no leste da área de trabalho. No centro deste domínio nota-se uma região de menor amplitude, circundada por anomalias de maior amplitude. Interpreta-se aqui que esta anomalia corresponda a uma intrusão granítica de um dos pulsos magmáticos do Orógeno Araçuaí, como é comum nesta região e evidente regionalmente no mapa gamaespectrométrico (capítulo 5). Como os lineamentos magnéticos parecem ser truncados por esta estrutura, infere-se que se trata de um dos pulsos magmáticos tardios, pouco associados à deformação. É possível que essa maior variação de amplitude seja efeito auréola de metassomatismo da rocha encaixante causado pela intrusão félsica, ou que se trate do efeito da mudança brusca de dois corpos de assinaturas magnéticas muito distintas.

### 6.3 Profundidade das fontes magnéticas

O método de deconvolução de Euler foi utilizado neste trabalho como a principal ferramenta de estimativa de profundidade de fontes de anomalias tanto magnéticas, quanto gravimétricas (discutido no tópico 7.3). Consiste em um método automático de análise que elimina a ambiguidade dos dados de campos potenciais através da escolha de uma geometria imposta pelo analista (THOMPSON, 1982; REID *et al.*, 1990).

Em uma situação hipotética, uma fonte tridimensional está situada em uma posição inicial ( $x_0$ ,  $y_0$  e  $z_0$ ) e satisfaz a relação de Euler apresentada na equação (1)

$$(x - x_0) \frac{\partial}{\partial x} T + (y - y_0) \frac{\partial}{\partial y} T + (z - z_0) \frac{\partial}{\partial z} T = -\eta T \quad (\text{equação 1})$$

Onde T representa a anomalia do campo potencial e  $\eta$  corresponde ao índice estrutural (variável de 0 a 3 para anomalias magnéticas). Em tais circunstâncias, o algoritmo de trabalho do Geosoft permite realizar uma varredura nos dados dentro de janelas de amostragem (também estabelecidas pelo intérprete) onde os dados são interpretados como parte de um sistema possível e determinado com uma solução única para a posição da fonte (x, y e z).

A deconvolução de Euler foi o método de trabalho escolhido devido a sua facilidade de aplicação e a robustez apresentada em relação aos métodos similares (CORREIA *et al.*, 2010), levando-se em conta, porém, as limitações discutidas por Barbosa & Silva (2005), como, por exemplo, a não representatividade do método em meios de geologia complexa, a presença de uma nuvem indesejada de soluções ou a falta de critérios não provenientes do conhecimento





geológico anterior para a determinação dos índices estruturais (ou geometria da fonte), que pode gerar resultados viciados.

O critério geral para a verificação da satisfação das soluções oferecidas pelo processamento da deconvolução de Euler consistiu no teste de consistência da existência ou não de fontes de anomalia que encontrariam valores positivos de  $z_0$ , tendo como referência de base ( $z=0$ ) o nível da superfície, a fonte da anomalia estaria posicionada acima do solo. O segundo critério utilizado foi a correlação espacial das soluções, procurando evitar soluções dispersas que não fariam sentido geológico (outra vez colocando-se o critério da geologia estrutural da fonte como um limite lógico).

Procurando estimar a geometria e a profundidade das fontes das anomalias magnéticas, foi empregado o método de deconvolução de Euler. Com base em uma informação prévia da geometria das fontes, o método de Euler faz uma estimativa da profundidade por varredura dentro de janelas predefinidas pelo intérprete. Os parâmetros que apresentaram menor dispersão para a área de trabalho e com maior número de soluções e profundidades coerentes foram os índices estruturais 2 (falhas) e 3 (corpos tridimensionais).

As soluções apresentadas para índice estrutural 2, com janela de varredura de 1,85 km e tolerância de 3% resultaram em 7070 soluções, variando sua profundidade de 360 a mais de 6200 metros (Figura 37). Na região correspondente ao DM III, próximo à localidade onde estão os epicentros, as soluções descrevem feições lineares (em duas dimensões) de até 1 km de profundidade, em geral. Predomina a tendência dos lineamentos estarem estruturados nas direções N20E e N70E.

As soluções apresentadas para índice estrutural 3, com janela de varredura de 3,5 km e tolerância de 3% resultaram em 8066 soluções, variando de 455 a mais de 8200 metros de profundidade (Figura 38). As anomalias dos DM II e V são, de modo geral, as mais profundas dentro da área de trabalho. Neste caso, evidencia-se a sua geometria, com destaque para o corpo intrusivo correspondente ao DM II, analisado em detalhe.

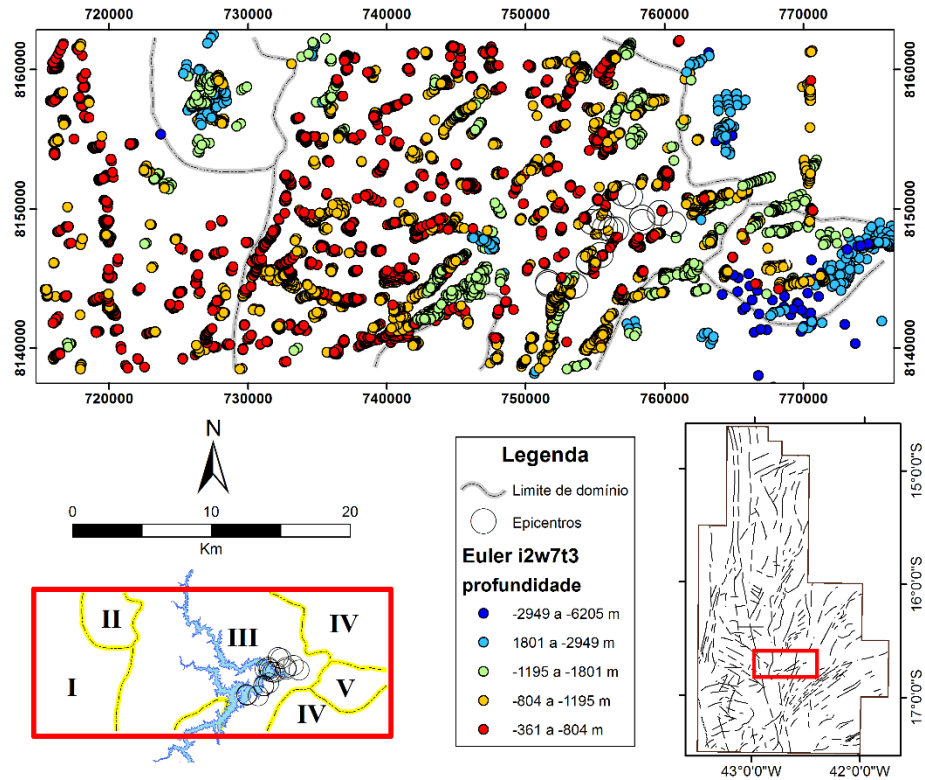


Figura 37: Mapa de soluções de deconvolução de Euler para o campo magnético anômalo, para índice estrutural 2, janela de 3,5 km e tolerância de 3%. Nos encartes estão a delimitação dos domínios magnéticos interpretados e a localização da área de estudo em relação ao aerolevantamento da área 8, com os lineamentos magnéticos regionais.

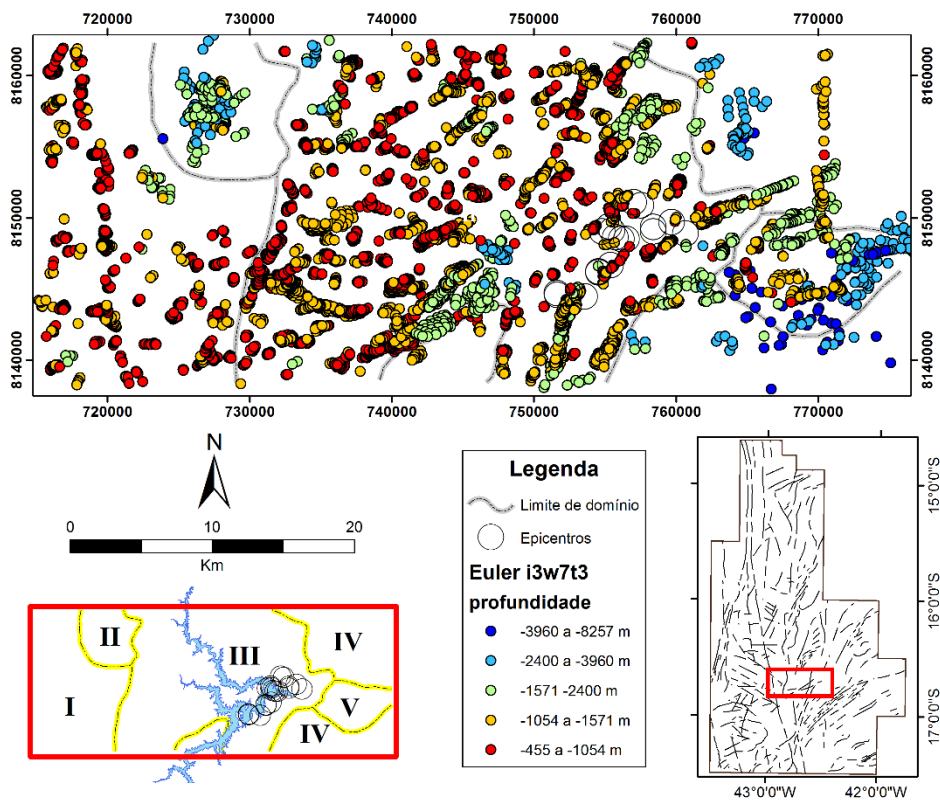


Figura 38: Mapa de soluções de deconvolução de Euler para o campo magnético anômalo, para índice estrutural 3, janela de 3,5 km e tolerância de 3%.



Devido a posição da anomalia do DM II em relação ao limite do Cráton do São Francisco e o Orógeno Araçuai, à dimensão (chegando a medir 8 km de diâmetro máximo), e à presença de corpos satélites ao redor de um corpo central, é possível levantar a hipótese de que se trata de um corpo alcalino alojado e encaixado em rochas do embasamento local, sem nenhuma feição em superfície.

Com base nessa suposição, realizou-se uma tentativa de descobrir o formato aproximado desta intrusão a partir do método de deconvolução de Euler e de susceptibilidade aparente, mascarando cada solução com um valor aproximado deste parâmetro (Figura 39).

O corpo principal da anomalia assemelha-se a um cone invertido, com apêndices laterais correspondentes à “chaminés” adjacentes desta intrusão e possui a abóbada localizada a aproximadamente 2 km de profundidade da superfície.

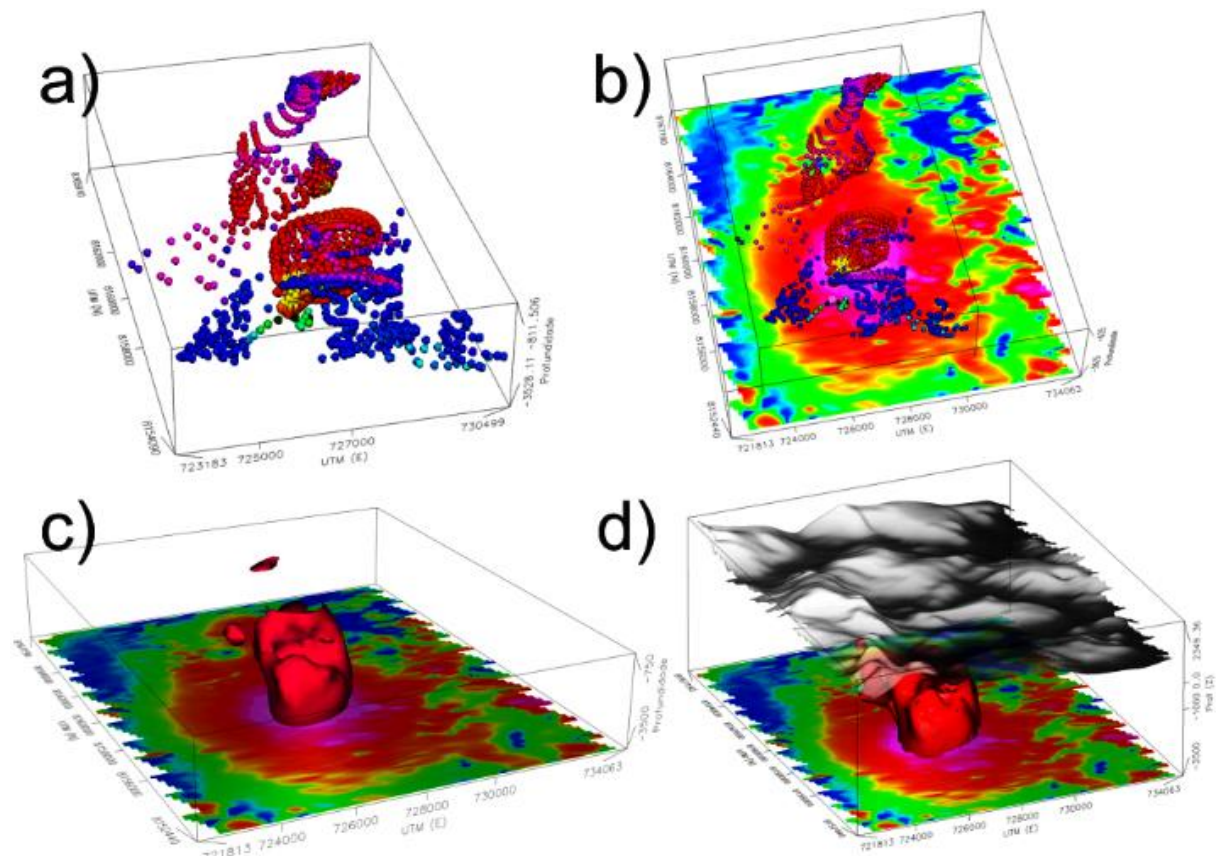


Figura 39: Estimativa de profundidade e forma da anomalia magnética do domínio II através da deconvolução de Euler. a) Soluções de Euler para a anomalia em questão. Utilizou-se índice estrutural 3, partindo do princípio de que se trata de um corpo intrusivo. A composição das soluções (partindo de uma janela de 3,5 km) sugere o formato final do corpo. b) Soluções de Euler apresentadas sobre o mapa de amplitude do sinal analítico. A coloração das esferas varia de acordo com os valores de susceptibilidade aparente. c) Superfície de contorno ligando regiões de mesma susceptibilidade aparente. Tal resultado foi obtido a partir da conversão das soluções de Euler para um voxel, escolhendo as superfícies a partir dos valores de susceptibilidade aparente. d) Resultado final da estimativa associada a superfície de terreno.



## 7 GRAVIMETRIA

Neste capítulo são apresentados os resultados oriundos do processamento dos dados gravimétricos obtidos durante o levantamento de campo. Com estes corolários, pretende-se compreender a compartimentação da crosta local no que diz respeito à variação do campo gravitacional e sua correlação com a geologia e a magnetometria.

### 7.1 Análise estatística e processamento

Ao todo, foram coletadas 225 estações ao longo de 6 dias de trabalho. Após a redução gravimétrica, os dados de anomalia *Bouguer* apresentaram uma amplitude de resposta da ordem de 50 mGal (variando de -75 a -125 mGal, aproximadamente) e mostram uma tendência a serem unimodais (Figura 40), o que permite uma interpretação de que não há variação brusca na natureza das fontes.

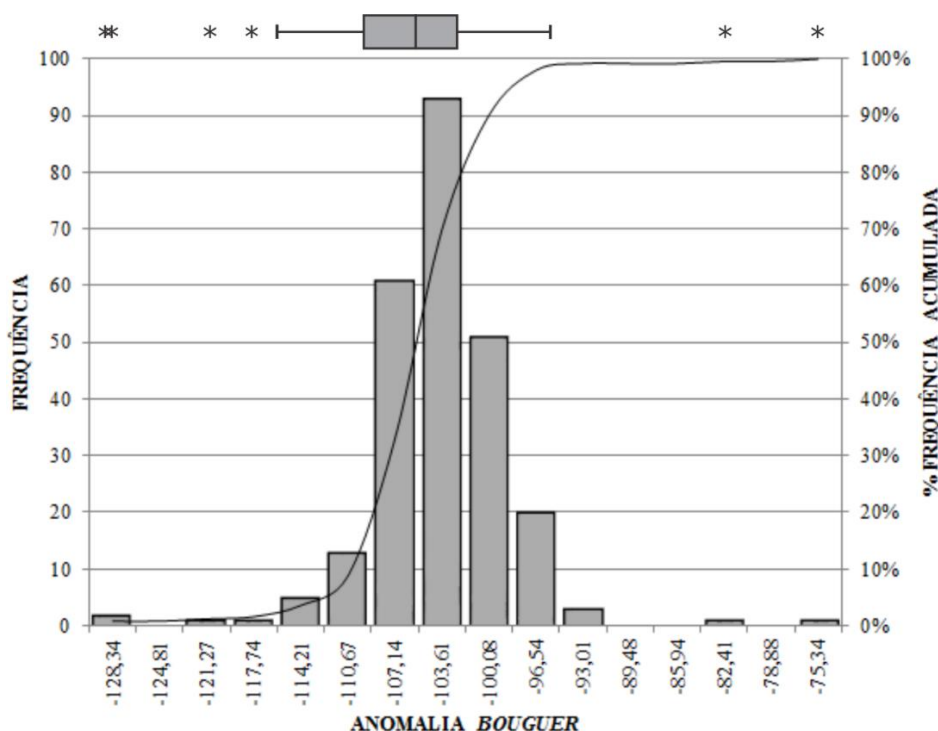


Figura 40: Histograma dos dados de anomalia *Bouguer* e gráfico de caixa (“*boxplot*”) mostrando a análise estatística dos dados. O divisor central no retângulo corresponde à mediana dos dados (-104,9 mGal), enquanto os limites do mesmo correspondem ao primeiro e segundo quartil. Os dados tendem a estarem agrupados ao redor da moda, porém nota-se alguns valores distoantes que são representados pelos asteriscos. Estes podem tanto representar pequenas anomalias (variações bruscas no campo gravitacional) quanto medidas com erro maior do que o esperado.

Os dados foram coletados de acordo com o procedimento discutido no capítulo 3 (tópico 3.3) e posteriormente submetidos à redução gravimétrica. Foram realizadas as correções de maré e de deriva instrumental (*drift*). A média da deriva instrumental diária do gravímetro



*Scintrex CG-5* não superou  $2 \times 10^{-3}$  mGal/hora, chegando no máximo a valores da ordem de  $6 \times 10^{-3}$  mGal/hora. Não se efetuou a correção de terreno, tendo em vista a precisão do levantamento e que grande parte das medidas foram realizadas em região plana correspondente às chapadas que cobrem a área de estudo. Superestimando o erro vertical do altímetro barométrico (que fornece uma incerteza de 3 metros), o erro instrumental (ambos discutidos no capítulo 3) e a variação topográfica da área de estudo (que implica em incerteza de até 1 mGal em vales acidentados; KEAREY *et al.* 2009), estima-se que o erro apresentado (que é a composição dos erros altimétricos e instrumental) é pouco superior a  $\pm 1,5$  mGal, o que significa aproximadamente 3% da amplitude dos valores encontrados de anomalia *Bouguer*.

Após as devidas correções, calculou-se a anomalia ar livre tomando como base a Fórmula Internacional da Gravidade (1967) e posteriormente foram obtidos os valores de anomalia *Bouguer*, adotando como densidade média da superfície  $2,67 \text{ g/cm}^3$  (Figura 41).

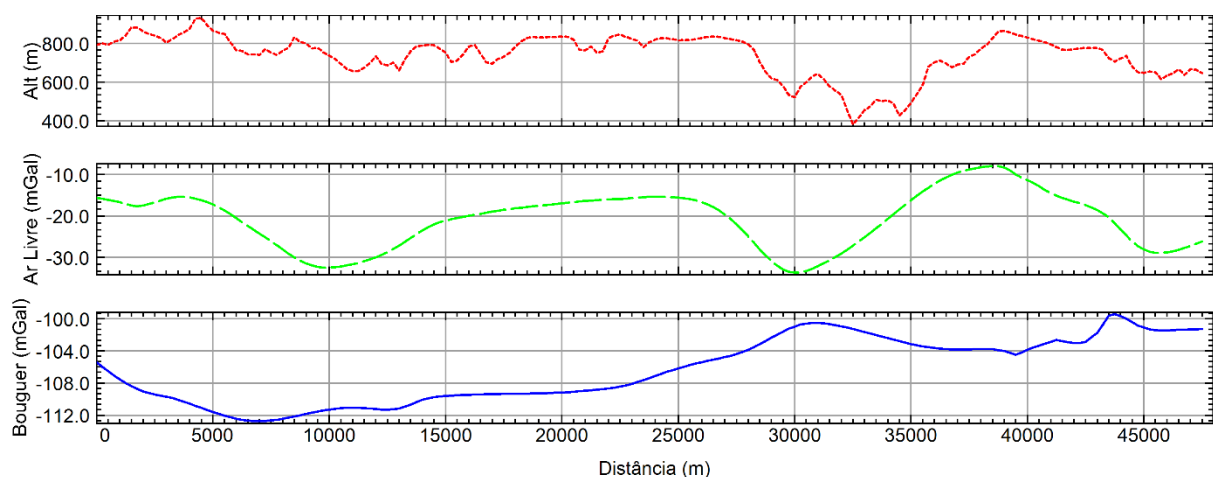


Figura 41: Perfis de altimetria do projeto TOPODATA (linha pontilhada vermelha), anomalia ar livre (linha tracejada verde) e anomalia *Bouguer* (linha contínua azul). Notar a correlação entre a anomalia ar livre e a variação do terreno.

Devido à natureza do processamento e respeitando a taxa de amostragem, os valores de anomalia ar livre apresentam uma alta correlação com a altimetria, apresentando altos e baixos similares, enquanto a anomalia *Bouguer* tende a variar suavemente e com menor dependência do relevo.

Os mapas de anomalia ar livre e anomalia *Bouguer* foram gerados através do programa Oasis Montaj<sup>TM</sup> (Figura 42). Os mapas são fruto de interpolações com espaçamento de célula a cada 250 metros, através do método de interpolação de Mínima Curvatura, com extrapolação (“*blanking distance*”) de 5 km e filtragem por convolução móvel tipo *Hanning* em janelas de  $3 \times 3$  km, aplicados no máximo 3 vezes (Figura 42).



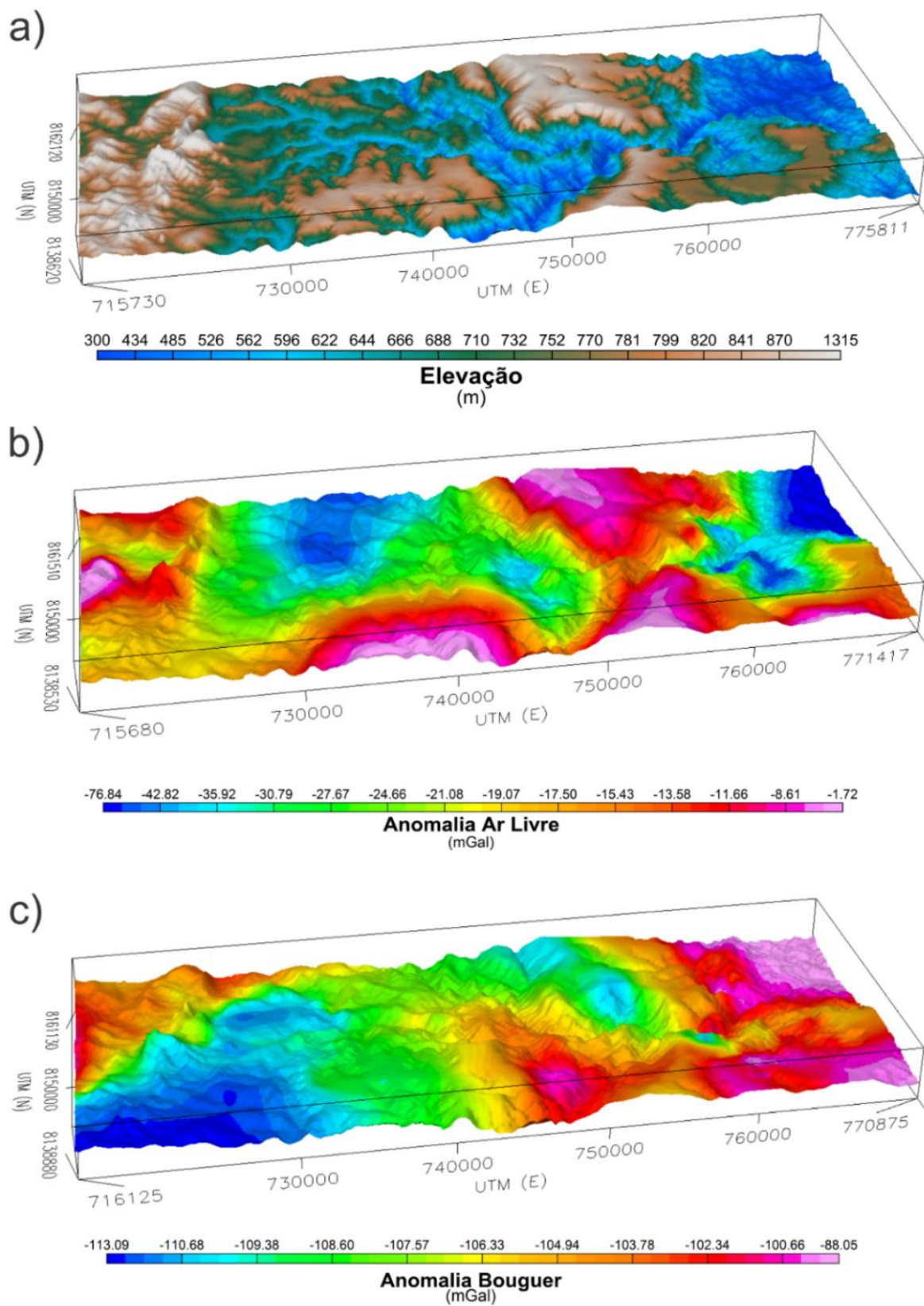


Figura 42: Vista em 3D das imagens dispostas sobre o modelo digital de elevação. a) Imagem Modelo Digital de Elevação b) Imagem da Anomalia Ar Livre. c) Imagem da Anomalia *Bouguer*.



## 7.2 Interpretação

Devido a sua natureza e a grande correlação com a superfície, o mapa de anomalia ar livre (Figura 43) não nos acrescenta muita informação sobre os contrastes laterais de densidade, porém serve como balizamento da aceleração da gravidade apresentada e o *datum* de referência, levando-se em consideração a altura da medição. Os valores encontrados neste trabalho variaram de -1,72 a -76,8 mGal.

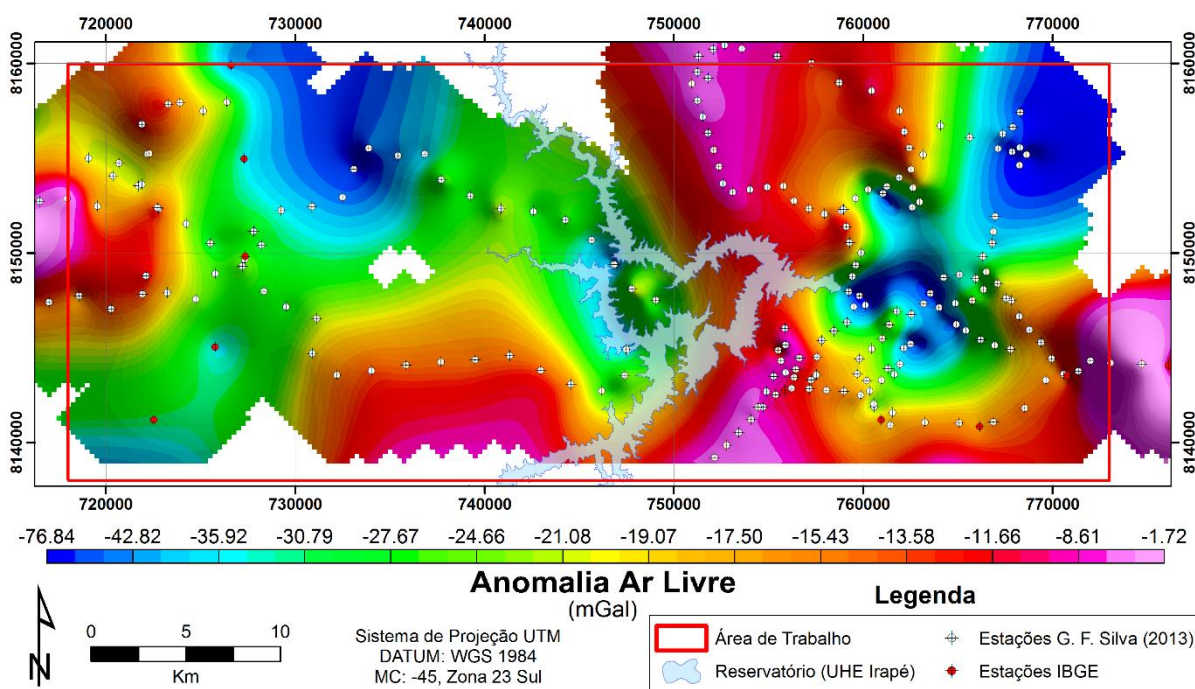


Figura 43: Mapa com a imagem da anomalia ar livre da área de estudo. Os pontos brancos representam as estações coletadas neste trabalho, enquanto os pontos vermelhos representam as estações de referência do IBGE (sem construção de marco).

O mapa de anomalia *Bouguer* representa, de modo geral, a variação da densidade, tendo em vista que ele considera a existência de uma placa de rocha de densidade estipulada ( $2,67 \text{ g/cm}^3$ , neste trabalho) abaixo de cada ponto observado. Portanto, os resultados levam em conta a diferença em relação a essa densidade, porém, para cada anomalia gravimétrica apresentada pode-se ter várias fontes possíveis gerando o mesmo sinal (ambiguidade; BLAKELY, 1996).

A área de estudo, como um todo, representa um baixo gravimétrico associado a margem leste do Cráton do São Francisco (PINTO *et al.* 2007). Em linhas gerais, o que se nota localmente é o aumento dos valores de anomalia *Bouguer* para leste, com um pequeno domínio no centro do mapa, próximo ao braço sul do reservatório da UHE de Irapé (Figura 44). Este incre-



mento é interpretado aqui como consequência do aumento da compactação das rochas supracrustais causado pelo aumento significativo no grau de metamorfismo, como discutido no capítulo 4. O limite geológico da Fm. Ribeirão da Folha coincide parcialmente com este incremento no campo gravimétrico.

O baixo gravimétrico encontrado no oeste da área, também teria relação com a ocorrência de quartzitos do SG. Espinhaço, Fm. Rio Peixe Bravo e com rochas félsicas do embasamento que afloram nos contornos do Complexo Porteirinha em mapa e apresentam um mergulho leve para leste, como sugerem as estruturas mapeadas em campo.

Próximo ao limite leste da área de estudo, no cruzamento das coordenadas norte 8.148.000 e leste 768.000, há uma leve diminuição nos valores do campo gravimétrico, que coincide localmente com a intrusão granítica não aflorante marcada no mapa de amplitude do sinal analítico, discutida anteriormente e individualizada como domínio V no capítulo 6.

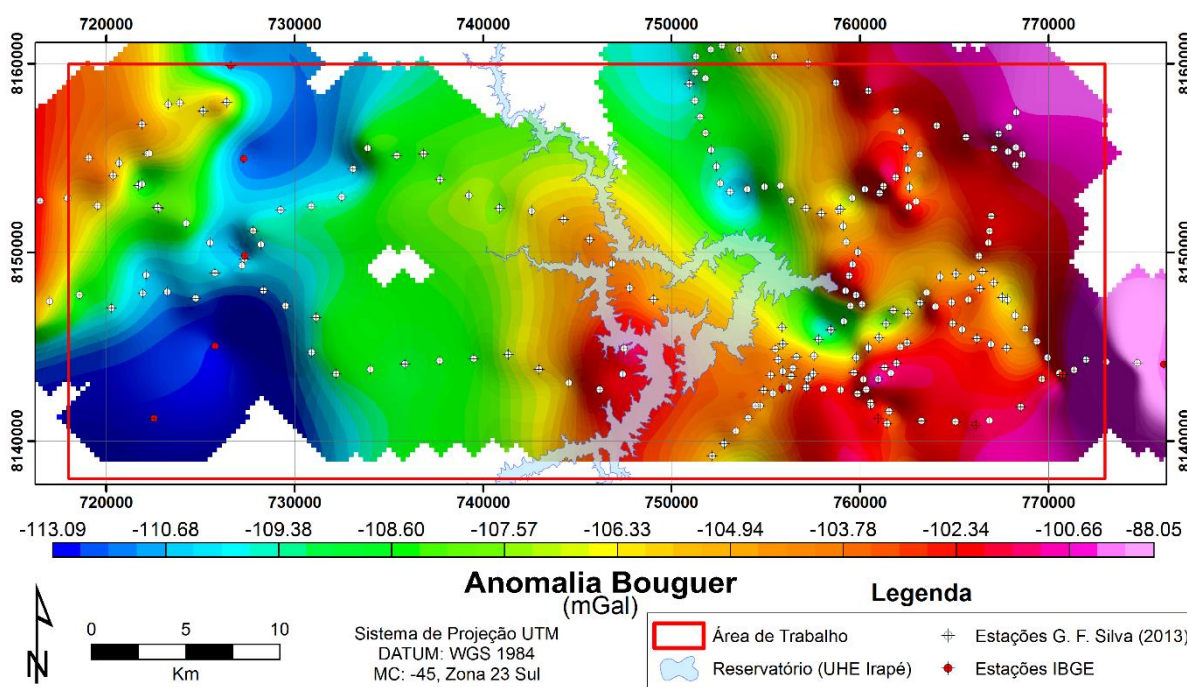


Figura 44: Mapa de Anomalia Bouguer da área de estudo. O limite do reservatório da UHE de Irapé encontra-se destacado.

Em comparação com os domínios magnetométricos, o mapa gravimétrico de anomalia *Bouguer* tem algumas similaridades, como a coincidência do alto gravimétrico do leste da área com o limite do Domínio IV da divisão magnetométrica levando-se em conta o mapa de ASA (Figura 45). Comparando-se a continuação ascendente a 2km de ambos, é possível notar o surgimento de uma anomalia gravimétrica localizada próxima à região marcada pela anomalia magnética marcada pelo Domínio II.



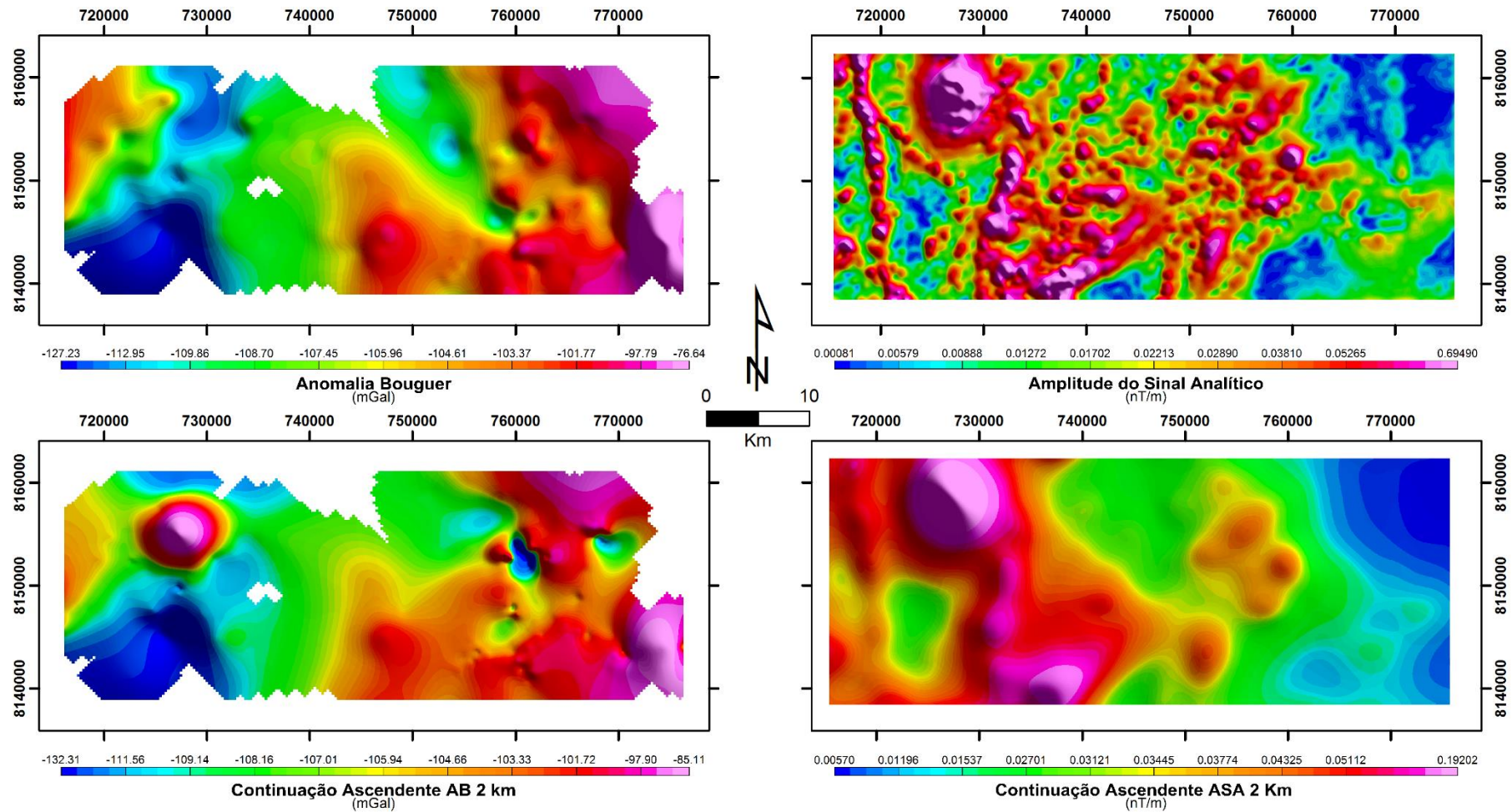


Figura 45: Comparação entre mapas gravimétricos e magnéticos. a) Mapa de anomalia *Bouguer*. b) Mapa de continuação ascendente a 2 km da anomalia *Bouguer*. É possível identificar uma anomalia circular na mesma região onde encontra-se uma anomalia magnética, interpretada aqui como uma intrusão alcalina. c) Mapa de Amplitude do Sinal Analítico. Notar semelhanças e diferenças com os demais. d) Mapa de continuação ascendente a 2 km da Amplitude do Sinal Analítico.



### 7.3 Profundidade das fontes gravimétricas

Embora a análise qualitativa com relação à interpretação dos mapas gravimétricos forneça uma noção sobre a geometria lateral das fontes anômalas, é necessário estimar a sua profundidade para conhecer melhor a estruturação vertical da crosta rasa. Estas informações são importantes, por exemplo, para auxiliar na construção de um modelo crustal para o uso da sismologia, como será visto adiante.

Através da análise do espectro radial de potência (SPECTOR & GRANT, 1970), pode-se inferir que as fontes anômalas mais profundas apresentam um número de onda menor do que  $0,1 \text{ km}^{-1}$ , chegando a profundidades superiores a 5 km, enquanto as fontes mais rasas, de até 1 km de profundidade, chegam a apresentar número de onda da ordem de  $0,6 \text{ km}^{-1}$ , as fontes de profundidades intermediárias em torno de 2 km possuem comprimento de onda em torno de 5 a 10 km. A frequência de *Nyquist*, onde a razão sinal ruído tende a chegar a valores muito baixos ocorre a partir de  $0,62 \text{ km}^{-1}$ .

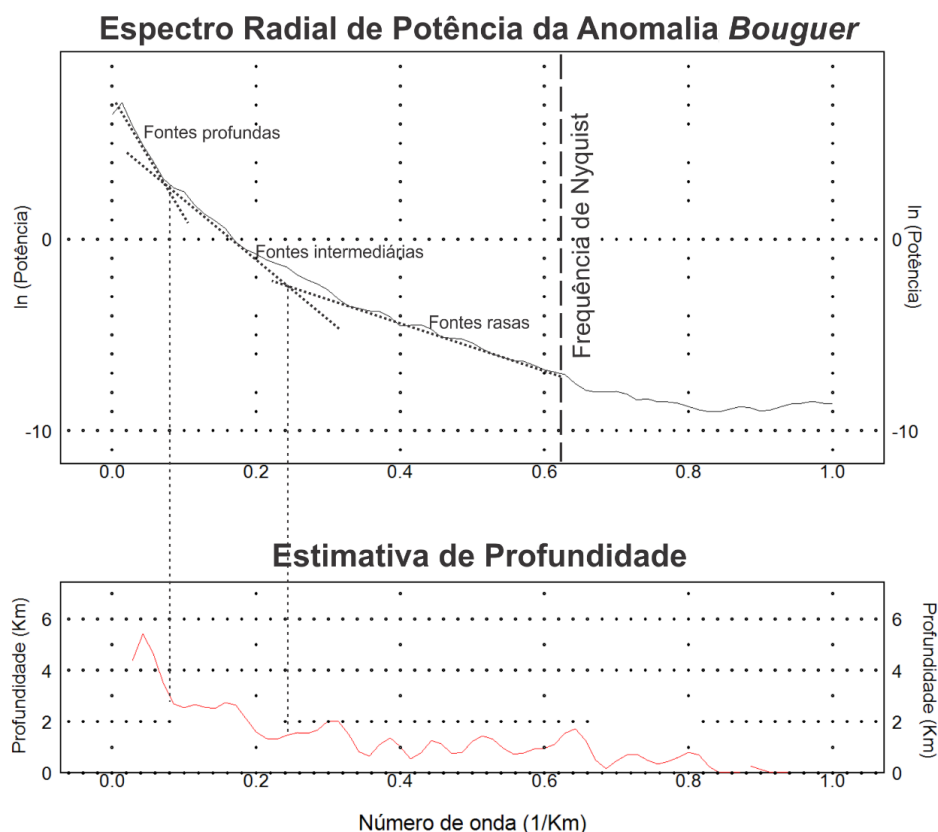


Figura 46: Espectro radial de potência e estimativa de profundidade das anomalias gravimétricas gerado a partir do mapa de anomalia *Bouguer*. A razão entre sinal e ruído é aceitável até  $0,62 \text{ km}^{-1}$ .

O método de deconvolução de Euler, discutido anteriormente no tópico 6.3, também foi utilizado para estimar a profundidade de fontes anômalas gravimétricas. Aplicado sobre o mapa





de anomalia *Bouguer*, a equação de Euler forneceu soluções compatíveis utilizando o índice estrutural 0 (para contato geológico) e janelas de varredura a cada 5 km. A tolerância de erro utilizada para esta inferência foi de 3%. As soluções decorrentes deste processamento apresentam pouca dispersão lateral e variam de aproximadamente 1 km até pouco mais de 13 km.

Agrupadas, estas soluções sugerem feições convexas, delimitadas por outras feições lineares bem definidas, com direção NE/SW e NW/SE (Figura 47). Interpreta-se aqui, que seja o contato entre o embasamento (gnaisses e granitos deformados) e as rochas supracrustais do SG. Espinhaço e do Grupo Macaúbas, e que as feições limitantes podem ser falhas geológicas, algumas com representação em superfície (p. ex. estrutura de captura do Rio Itacambirucu, braço norte do reservatório da UHE de Irapé).

A grande estrutura convexa que cobre toda a região centro-leste da área de estudo, apresenta equivalente em superfície, já discutido anteriormente por Silva *et al.* (2013a) como alto estrutural de Josenópolis. Nesta localidade, o embasamento local estaria a uma profundidade de pouco mais de 1,5 km, sendo que é possível que a mesma seja responsável pela sustentação do relevo das chapadas Acauã e do Cemitério, que atingem cotas de até 1.000 metros de altitude.

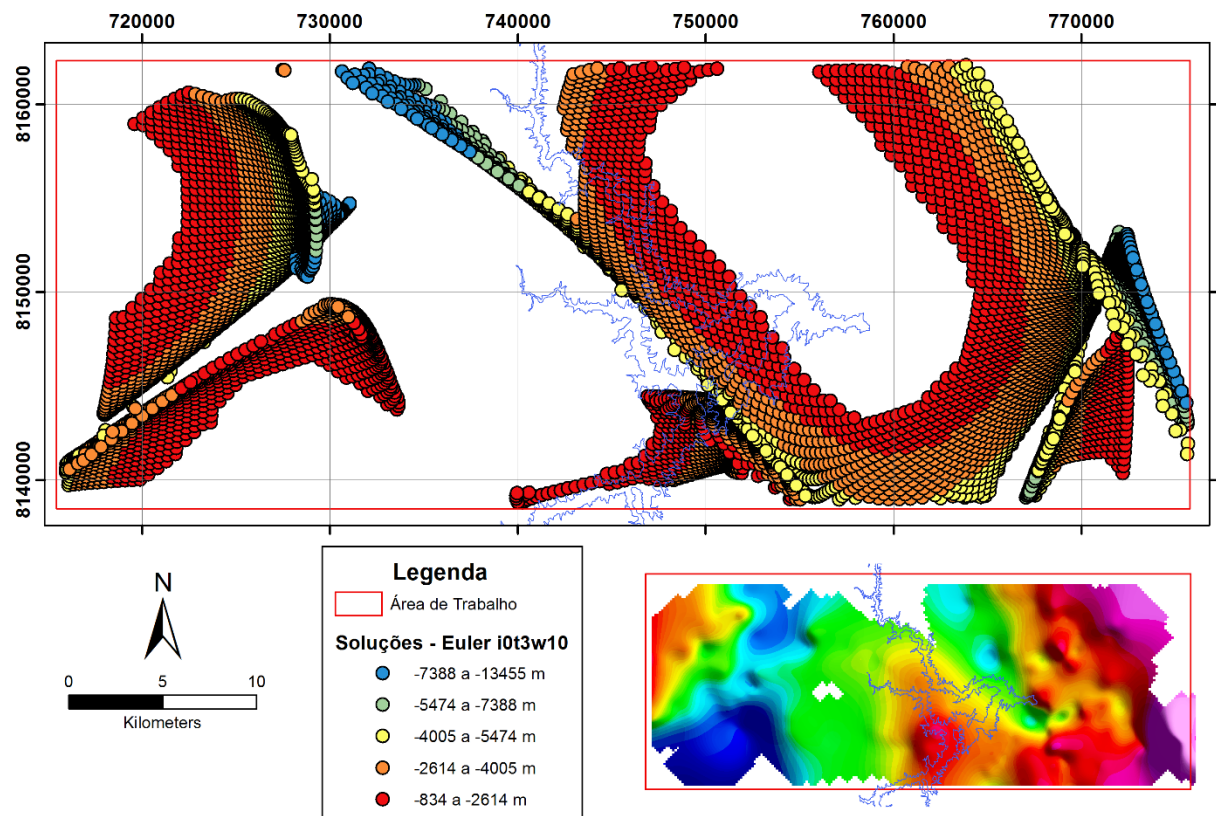


Figura 47: Soluções de deconvolução de Euler (índice estrutural 0, tolerância 3% e janela estrutural de 5 km). As soluções estão coloridas de acordo com a profundidade apresentada. Ao lado, mapa de anomalia *Bouguer* da área de estudo.



Para representar melhor esta interface entre o embasamento e as rochas supracrustais, gerou-se um modelo tridimensional baseado nas soluções da equação de Euler anteriormente apresentadas e na superfície de relevo (Figura 48).

O limite entre o embasamento e as rochas supracrustais consiste no principal resultado oriundo do processamento dos dados gravimétricos.

A estrutura correspondente ao Alto Estrutural de Josenópolis ocorre exatamente abaixo das chapadas supracitadas e também abaixo do eixo da barragem de Irapé. Os epicentros estão localizados também nesta localidade, como será discutido posteriormente, o que mostra a importância deste dado. Em geral, próximo a esta região, a profundidade média do embasamento chega a 4 km, valor adotado posteriormente como referência para o modelo unidimensional de velocidade de propagação de ondas sísmicas.

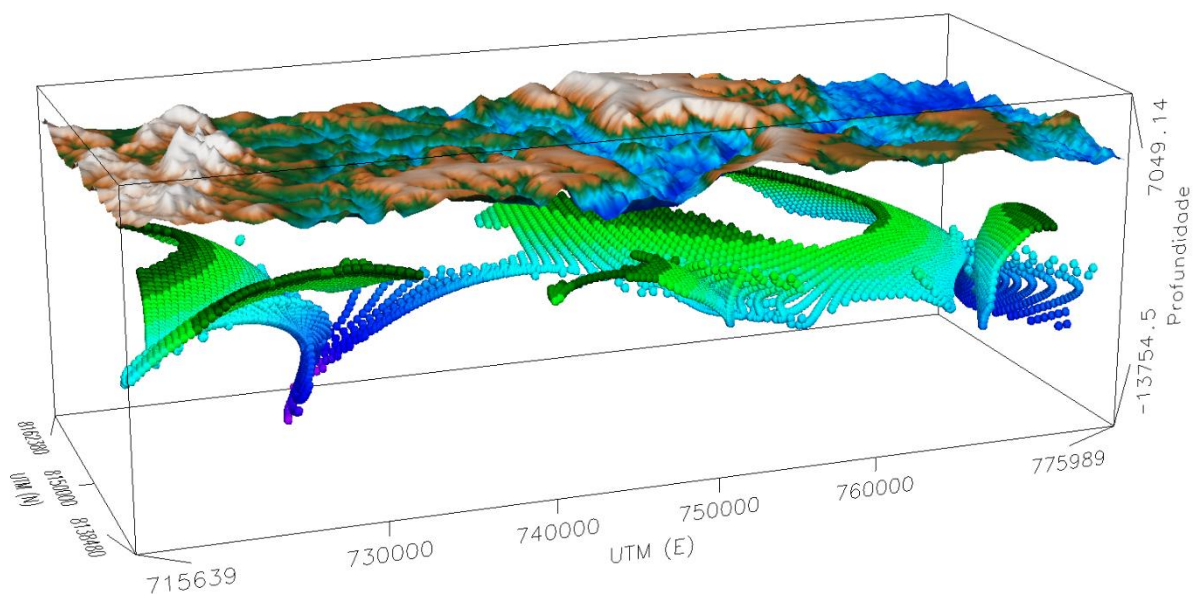


Figura 48: Modelo tridimensional da topografia e das soluções de Euler apresentadas na Figura 47. Esta superfície indica o contato entre o embasamento e as rochas supracrustais. Visada para nordeste (Azimute da visualização: 205°)



## 8 SISMOLOGIA

Este capítulo tem a intenção de apresentar detalhadamente os procedimentos e os resultados encontrados no processamento dos dados de sismologia, de acordo com o objetivo central proposto pelo trabalho. Nele são apresentados a análise inicial, a evolução espaço-temporal dos sismos e o método utilizado para conhecer alguns parâmetros da fonte sísmica.

### 8.1 Análise sísmica e localização epicentral

Para este trabalho foram selecionados 29 eventos ocorridos entre 07 de janeiro a 15 de maio de 2006, que sucederam o enchimento do reservatório da UHE de Irapé. Estes sismos foram registrados por duas ou três estações simultaneamente e devido a este pequeno número de registros, esta alteração reflete de forma significativa na acurácia da localização epicentral.

Entre estes eventos não há correlação temporal aparente, o que, conjuntamente com a sua posição em relação ao reservatório, corrobora a interpretação de se tratar de eventos de SDR. O histograma de horário de registro (no horário local) indica que 50% dos eventos ocorreram entre as seis primeiras horas do dia (Figura 49), o que corrobora que se trate de SDR e não de explosões.

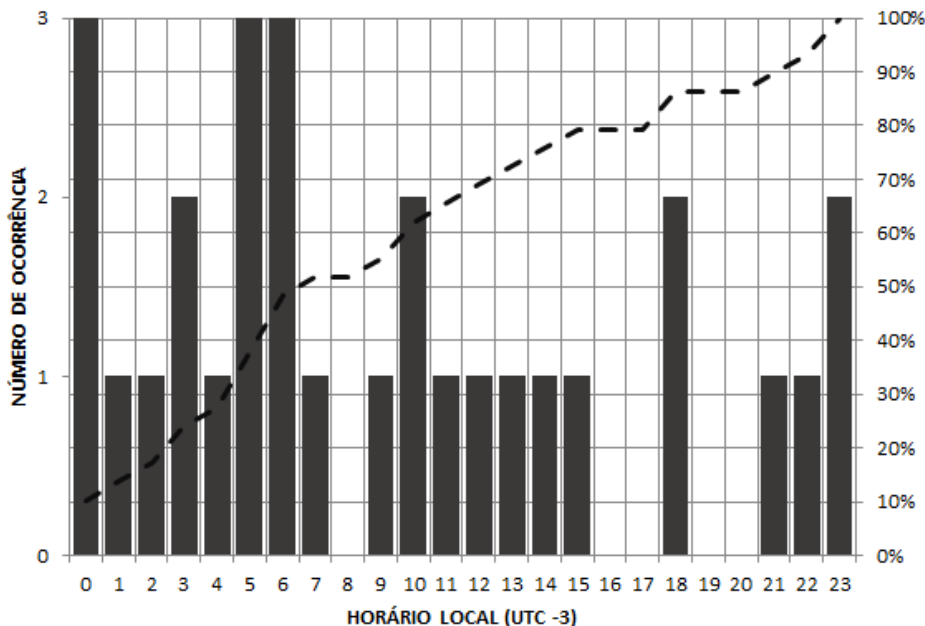


Figura 49: Histograma de número de eventos por hora local. A linha de frequência acumulada mostra uma distribuição homogênea na maior parte do dia, o que evidencia a aleatoriedade do horário dos eventos.

Os 29 eventos, listados abaixo (Tabela 1), foram analisados utilizando do programa *Seismic Analysis Code* (GOLDSTEIN & SNOKE, 2005), onde realizou-se a leitura de chegada das ondas P e S e leitura da polaridade. Os eventos que foram registrados por três estações foram



destacados na cor cinza, e sua localização hipocentral foi realizada pelo programa *HYP071* (LEE & LAHR, 1975). Estes foram utilizados nas interpretações conjuntas.

A análise dos sismogramas passou por uma dupla rotina de checagem utilizando e não utilizando filtragem de sinal. Os artifícios utilizados para simplificação da leitura consistiu nos comandos de retirada de média (“*rmean*”), retirada de tendência (“*rtrend*”) e filtro de passa alta (*high pass*) considerando frequências acima de 1Hz (devido a se tratar de estações de período curto).

Tabela 1: Localização hipocentral dos principais sismos desencadeados durante o primeiro semestre de 2006

#	DATA	Hora (UTC)	LAT	LON	EH (km)	Z (km)	GAP	RMS	mD	Q
1	07/01/2006	03:29:34	-16,73417	-42,59028	1,3	0,26	184	0,12	1,8	D1
2	10/01/2006	03:06:56	-16,72889	-42,60278	0,5	4,02	177	0,05	1,4	C1
3	10/01/2006	03:33:53	-16,73278	-42,60778	0,9	0,04	179	0,08	1,7	C1
4	12/01/2006	06:05:50	-16,73667	-42,60944	2,3	0,01	179	0,22	1,8	C1
5	13/01/2006	02:29:04	-16,72083	-42,61806	2,8	4,09	170	0,19	1,0	C1
6	14/01/2006	05:19:31	-16,73528	-42,60694	0,7	0,07	179	0,07	1,4	C1
7	15/01/2006	17:14:30	-16,73389	-42,60444	0,3	0,03	180	0,02	1,9	C1
8	19/01/2006	04:01:25	-16,73889	-42,54889	6,5	0,47	200	0,18	2,3	D1
9	19/01/2006	13:57:39	-16,71306	-42,58944	1,8	0,08	179	0,15	1,6	C1
10	23/01/2006	08:22:34	-16,75500	-42,61917	1,8	0,43	179	0,2	1,7	C1
11	23/01/2006	12:51:07	-16,75833	-42,60556	2,1	0,13	181	0,23	1,5	D1
12	02/03/2006	07:33:56	-16,75417	-42,61861	2,5	0,44	179	0,29	1,9	C1
13	02/03/2006	09:10:06	-16,73556	-42,55722	2,1	0,5	195	0,24	1,3	D1
14	12/03/2006	06:08:22	-16,69167	-42,60333	2,1	0,51	169	0,2	1,4	C1
15	13/03/2006	08:33:16	-16,75111	-42,60972	2,6	0,12	183	0,26	1,3	D1
16	16/03/2006	01:46:22	-16,70361	-42,62944	1,2	11,42	164	0,09	1,6	C1
17	17/03/2006	00:19:58	-16,73750	-42,62333	1,1	7,47	175	0,09	1,4	C1
18	19/03/2006	02:18:20	-16,77167	-42,62000	2,4	0,07	178	0,28	1,5	C1
19	28/04/2006	08:24:10	-16,77167	-42,61833	1,3	0,44	181	0,26	1,5	D1
20	28/04/2006	09:26:34	-16,76806	-42,64917	2,8	6,84	171	0,3	2,1	C1
21	28/04/2006	16:39:56	-16,75528	-42,60889	1,0	0,14	180	0,09	1,4	D1
22	03/05/2006	10:46:54	-16,77639	-42,65250	3,6	11,08	170	0,37	1,6	C1
23	03/05/2006	21:19:05	-16,77278	-42,62306	3,0	0,1	179	0,34	1,6	C1
24	07/05/2006	15:46:32	-16,71389	-42,58444	1,7	0,02	180	0,16	1,5	D1
25	08/05/2006	18:05:22	-16,73333	-42,61528	2,0	0,02	175	0,2	1,6	C1
26	12/05/2006	21:34:18	-16,75333	-42,61778	1,0	0,45	176	0,13	1,5	C1
27	14/05/2006	14:07:46	-16,73111	-42,57750	2,7	3,88	188	0,26	3,0	D1
28	14/05/2006	15:24:53	-16,72194	-42,57972	1,8	8,42	186	0,17	1,9	D1
29	15/05/2006	09:23:14	-16,72222	-42,56722	1,4	0,37	192	0,14	1,7	D1

*UTC Tempo Universal Coordenado; EH(km) erro de localização horizontal; Z(km) Profundidade hipocentral de saída do programa HYP071; GAP lacuna azimutal; RMS Valor quadrático médio; M<sub>D</sub> Magnitude de duração; Q classe de qualidade dos eventos.*





O cálculo das magnitudes neste trabalho seguem as diretrizes indicadas por Assumpção *et al.* (1989), que atribui uma forma para estimar a magnitude dos eventos sísmicos utilizando a duração do seu sinal. Tais valores não são absolutos, porém, consiste de um método expedito para uma estimativa aproximada dos valores reais de magnitude dos eventos. Estas magnitudes são expressas em função de duas constantes que ajustam a curva de acordo com a física do meio e os sensores utilizados e da duração do sinal ( $D$ ) do tempo de chegada da onda P até o tempo onde a intensidade atinge os mesmos níveis de “background”, (equação 3).

$$mD = 2,05 \cdot \text{Log}_{10}(D) - 1,61 \quad (\text{equação 3})$$

De modo geral, os epicentros encontram-se agrupados ao redor ou sob o reservatório, e em sua grande maioria a montante da barragem. Possuem uma tendência a se agrupar acompanhando o vale do Rio Jequitinhonha. Observando a evolução temporal, nota-se uma tendência inicial de prolongamento dos epicentros ao longo do vale do rio Itacambiruçu (braço norte do reservatório), porém, com a passagem do tempo, fica claro o surgimento de mais epicentros alinhados com o braço do rio Jequitinhonha, sugerindo um alinhamento de direção NE/SW (Figura 50).

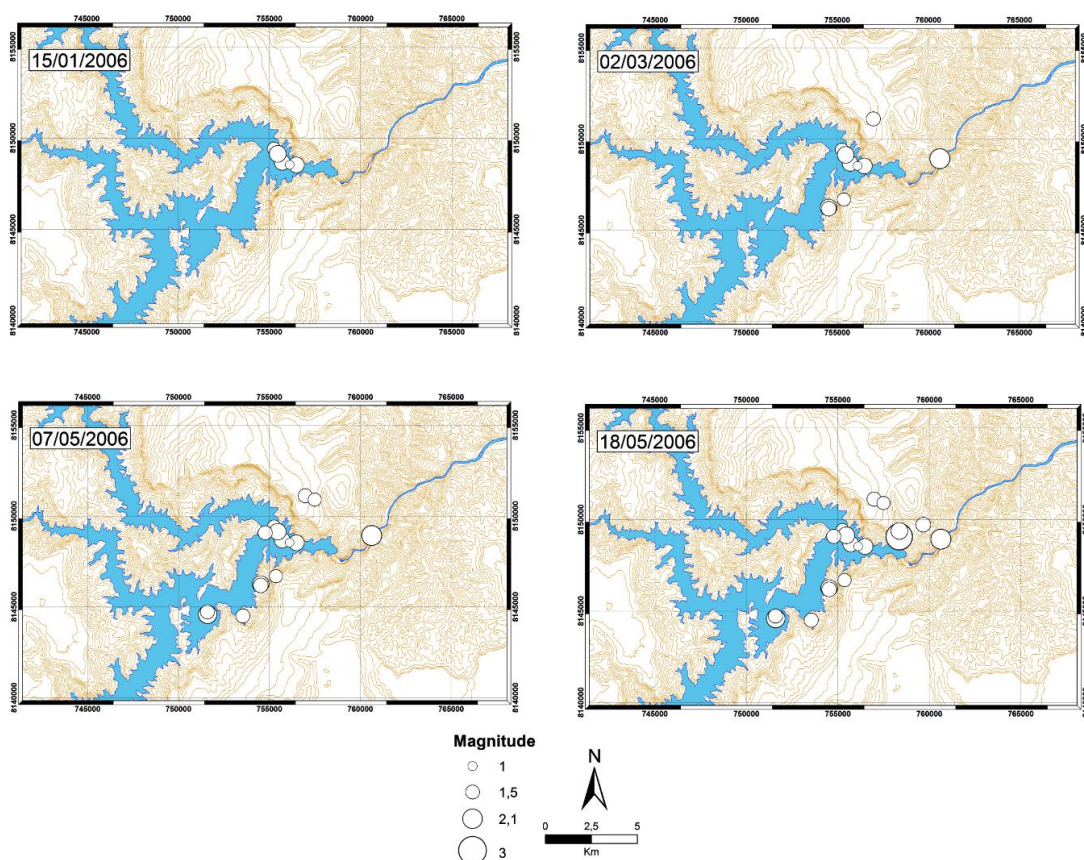


Figura 50: Evolução temporal da sismicidade desencadeada na UHE de Irapé. A circunferência representa a magnitude de duração calculada para cada evento até a data apresentada.





## 8.2 Evento principal 3,0 mD

O sismo principal registrado durante o período de tempo analisado ocorreu no dia 14 de maio de 2006, às 14:07:46 horas (UTC) e atingiu 3,0 de magnitude de duração. O evento foi sentido por moradores do distrito de Lelivéldia e por operários da UHE de Irapé, que fora inaugurada em dezembro do ano anterior.

O mesmo foi registrado pelas três estações operantes da rede sismográfica da UHE de Irapé (Figura 51), porém não foi registrado em estações localizadas a distância regional, como por exemplo, em estações instaladas pelo OBSIS em convênio com a CEMIG, localizadas de 250 a 600 km (Itapebi, Januária, Nova Ponte). Houve uma réplica deste evento algumas horas depois, com localização epicentral semelhante ao primeiro e também registrado pelas três estações.

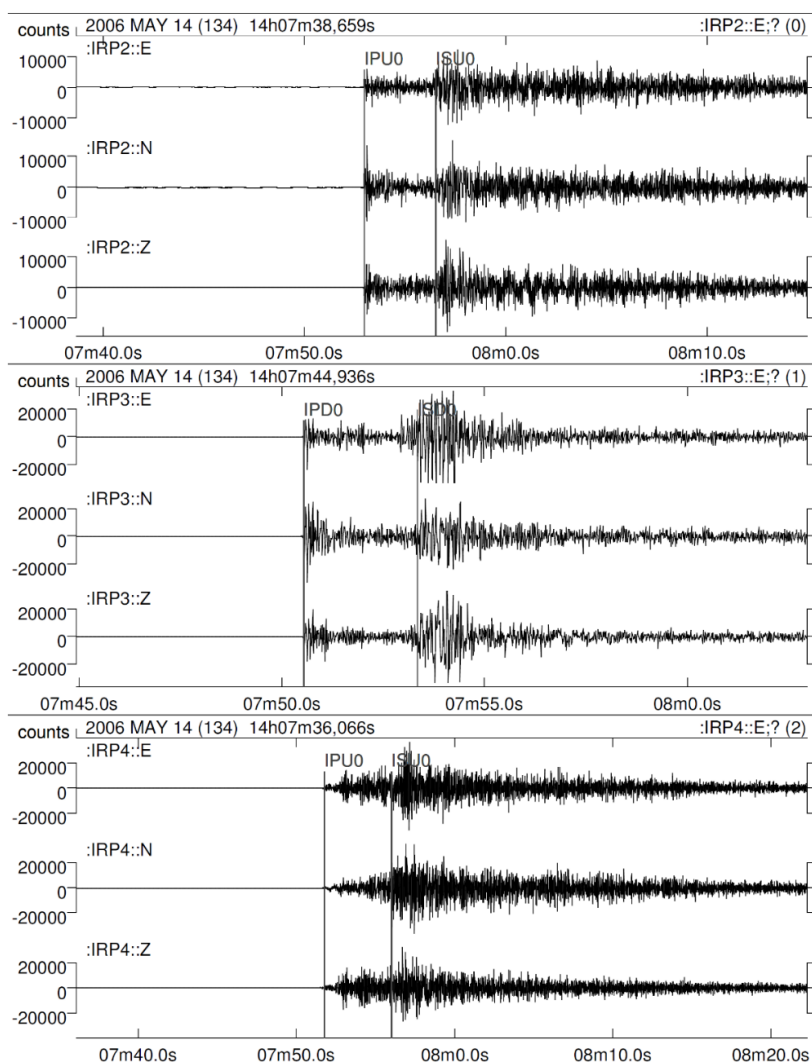


Figura 51: Registro das formas de onda do principal evento e marcação de chegada das ondas P e S nas três estações (IRP 2,3 e 4) nas três componentes.



Devido a sua maior relevância, tendo seu epicentro localizado há pouco mais de 1000 metros da barragem e sendo o de maior magnitude dentre os sismos registrados, o mesmo foi escolhido como estudo de caso em uma tentativa de abarcar informações sobre a sua natureza e conseqüente características.

Como somente três estações registraram o evento, não é possível estimar a solução do mecanismo focal utilizando a polaridade da onda P, pois inúmeros planos nodais se ajustariam às informações fornecidas. Assim, outra técnica foi empregada para que os planos nodais de falha fossem desvelados, técnica essa que será descrita a seguir.

### **8.3 Inversão da Forma de Onda**

Informações confiáveis sobre as características das fontes sísmicas são os quesitos mais importantes para se começar a compreender os processos que causam os terremotos, quer sejam naturais ou induzidos. Uma das ferramentas utilizadas para se obter estas informações (Momento Tensor e solução de mecanismo focal) é a inversão da forma de onda no domínio do tempo (ZAHRADNÍK *et al.*, 2008).

Mesmo com porções específicas de um sismograma, é possível obter informações consideráveis sobre o evento sísmico (SOKOS & ZAHRADNÍK, 2008), porém um estudo que considere na sua modelagem todo o sinal atribuído consegue melhores respostas para as perguntas em questão, levando-se em conta fatores de complexidade indubitada, como a heterogeneidade da crosta terrestre e a relação sinal e ruído, dentre outros.

A rotina utilizada neste trabalho consiste na inversão ponto-a-ponto da forma de onda no domínio do tempo, trabalhada em linguagem *FORTRAN* e expressão gráfica do *Matlab* denominada ISOLA e desenvolvida por Sokos & Zahradník (2008).

A rotina do ISOLA leva em consideração o modelo crustal de propagação das ondas sísmicas (fornecido pelo intérprete) e as informações dos sistemas sismográficos (resposta em frequência de sensor e digitalizador) para calcular a função de Green (BOUCHON, 1981). Para desenvolver estas etapas, é preciso pre-processar o sinal sísmico, de forma a atenuar sua complexidade para tornar a modelagem mais realista e possível, tendo em vista a dificuldade de modelar sinais com fases de alta frequência (SOKOS & ZAHRADNÍK, 2013).

O modelo crustal utilizado para a inversão de localização epicentral utilizando o Hypo71 e visando a obtenção da solução de mecanismo focal (utilizando o ISOLA) foi baseado em informações obtidas através dos métodos geofísicos potenciais, como por exemplo, a profundidade de contato do embasamento com rochas supracrustais, além de informação geológica prévia (ambas as informações discutidas nos capítulos 4 e 5). Nele, é considerado um pacote de



rochas metassedimentares de baixa velocidade constituído por metassedimentos do Grupo Macaúbas Distal, sobreposto a uma camada de quartzitos do Supergrupo Espinhaço e Formação Rio Peixe Bravo (Figura 52). As camadas de maior profundidade, correspondentes à transição da crosta superior e inferior (descontinuidade de Conrad, “granulitização da crosta”; WEVER, 1989) foram baseadas no modelo crustal genérico gerado pelo trabalho de Assumpção *et al.* (2012).

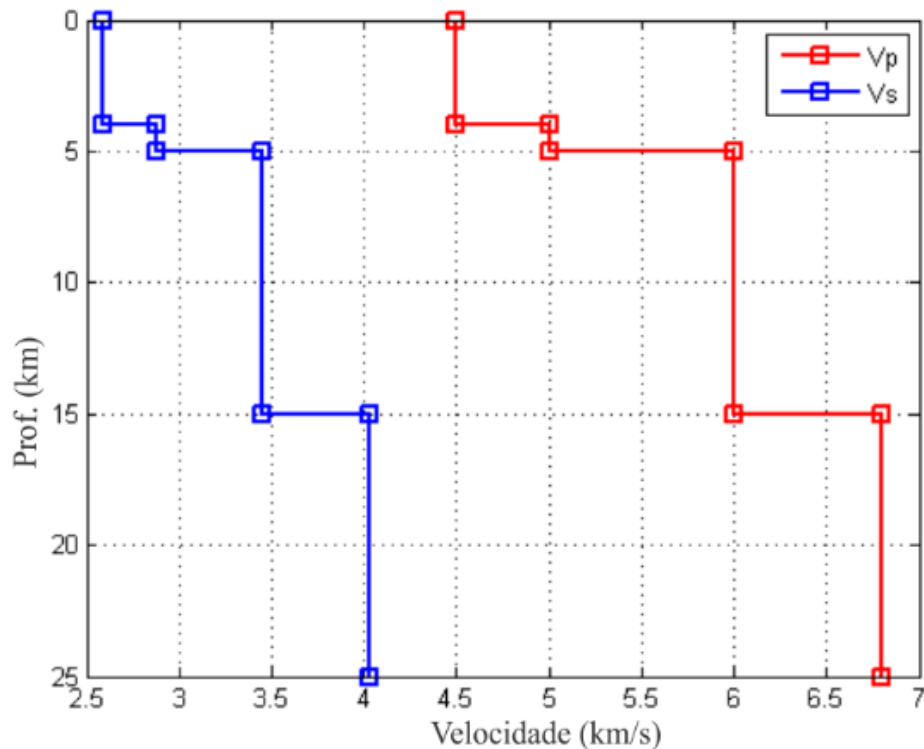


Figura 52: Modelo crustal de propagação de velocidade de onda P e S em relação à profundidade para a região da área de influência da UHE de Irapé.

Uma vez calculada a função de Green, o programa ISOLA pode gerar a forma de onda sintética baseada na faixa de frequência colocada, que também varia de acordo com as heterogeneidades laterais do meio. A faixa de frequência utilizada para a inversão da forma de onda dos sinais do evento principal (discutido anteriormente) é de 0,9 a 1,4 Hz.

Após esta etapa, foi calculada a variância entre os dois sinais e posteriormente o grau de correlação médio, que depende do ajuste entre o sinal sintético e o sinal medido. Devido às dificuldades atribuídas a uma baixa razão sinal/ruído e à localização da estação IRP4 (instalada sobre um bloco de rocha solto), o sismograma obtido pela mesma não possui um bom ajuste para os parâmetros citados acima. Visando obter um resultado de melhor qualidade (uma vez que neste caso estaria se modelando basicamente ruído e sinal de baixa qualidade) foi escolhido não levar em conta a estação IRP4 na inversão (Figura 53).

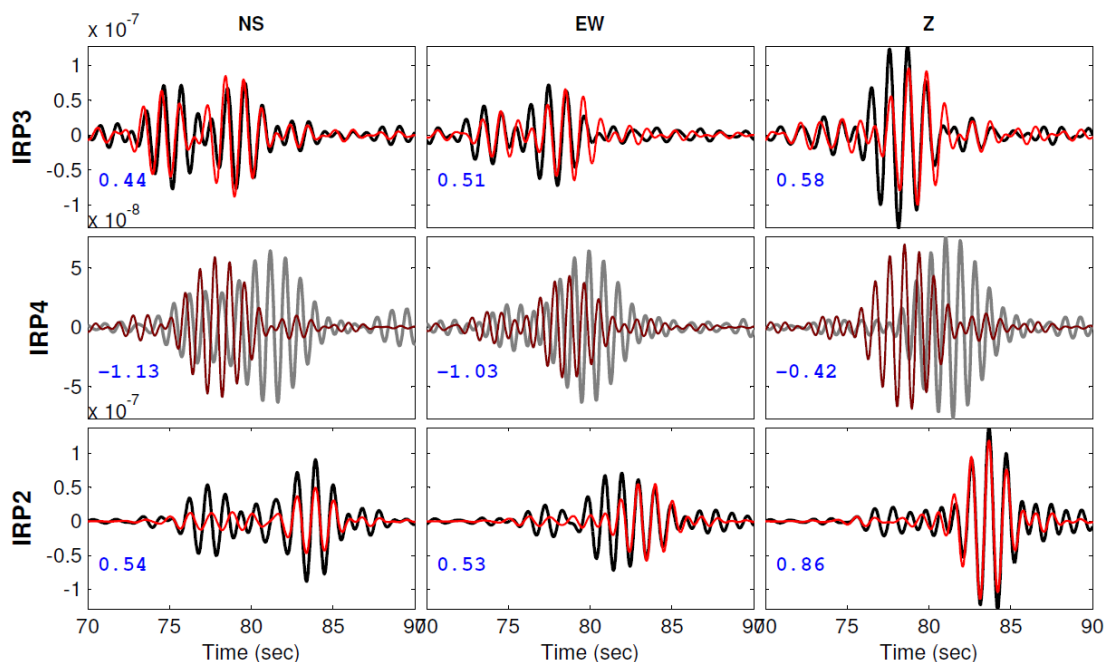


Figura 53: Gráfico de ajuste das curvas do sinal sintético (vermelho) e do sinal real (preto) no domínio do tempo. Os números azuis correspondem à correlação entre ambos, dentro de cada componente analisada. O sinal de coloração acinzentada indica que a estação em questão não foi utilizada para a inversão.

Embora a modelagem que desconsiderou a estação IRP4 tenha obtido um menor percentual de *Double Couple*, no resultado onde essa estação é desconsiderada os demais valores dos outros parâmetros mostram uma melhora considerável. A Tabela 2 resume os resultados encontrados para a inversão da forma de onda utilizando o sinal de 2 e 3 estações.

Tabela 2: Resumo dos resultados obtidos na inversão da forma de onda

Parâmetros	2 Estações	3 Estações
CORR.	0,78	0,65
D.C. (%)	50,7	93,5
C.N.	13,7	9,9
V.R.	0,61	0,43
Prof. (km)	1,0	1,5
Mw	2,3	2,1
Geologia	Confere	Não confere
Polaridade	Confere	Não confere

*CORR.* Correlação da solução; *D.C.(%)* Par acoplado, *double couple*; *C.N.* Número de condição; *V.R.* Redução de variância; *Mw* Magnitude de momento sísmico; *GEOLOGIA* Direção média de falhas rúpteis; *POLARIDADE* Polaridade da onda P.



## 8.4 Definição da fonte sísmica

Com base no sinal sintético processado, a inversão da forma de onda gera algumas soluções de mecanismo focal possíveis, porém distintas entre si na posição, profundidade e no tempo. A solução de mecanismo focal adotada como saída principal do ISOLA é aquela que apresenta maior correlação entre o sinal sintético e o sinal registrado (Figura 54). Nota-se que, portanto, por mais que seja uma tentativa de modelagem inversa do problema para se chegar a uma solução viável, a coerência estatística deve sempre ser considerada.

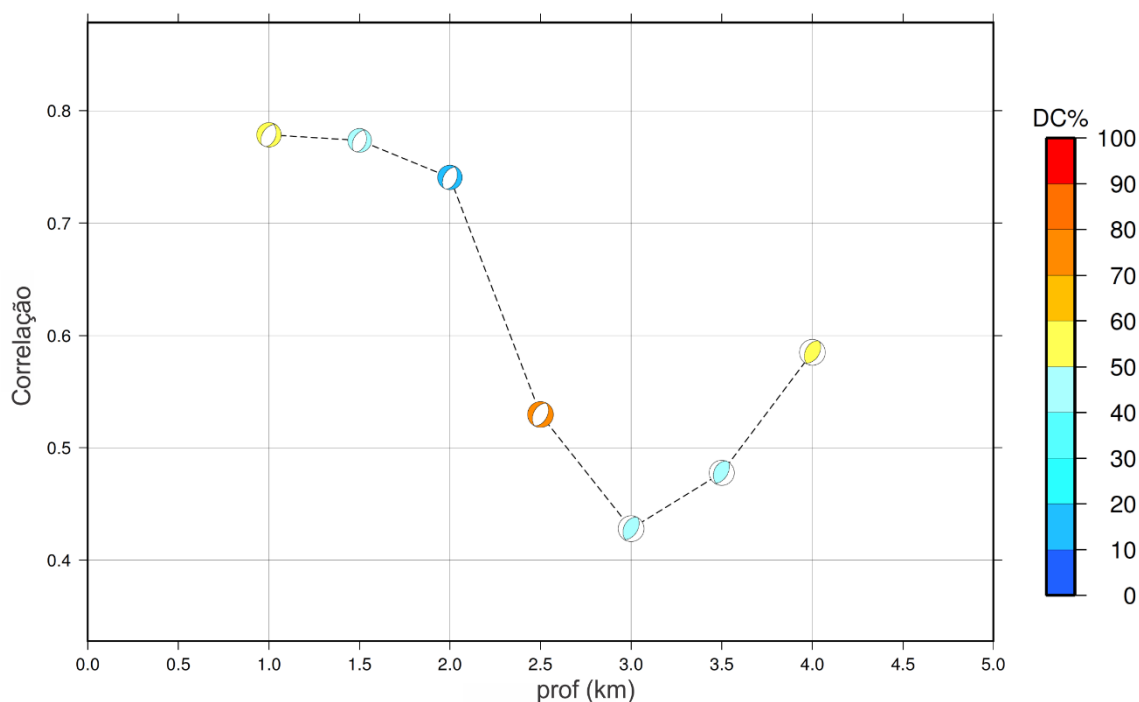


Figura 54: Gráfico de correlação da fonte sísmica pela profundidade. Os diagramas coloridos no interior do gráfico expressa as características do mecanismo focal descrito, e a coloração varia em função da porcentagem de *DC*. Entre os diagramas apresentados há grande coerência de atitude dos planos nodais, variando somente os parâmetros de *DC* e de direção dos eixos de tensão.

Os planos nodais apresentados são fruto de uma média entre as diversas soluções encontradas (Figura 55a), situadas em relação à variação da posição dos eixos de compressão (P) e de tração (T). É importante verificar se os planos nodais são coerentes em relação a toda informação possível de polaridade de onda P, pois de tal modo tem-se maior confiança na veracidade das informações apresentadas (Figura 55b). De posse desta afirmação, verificou-se que o resultado encontra-se compatível com o verificado nos sismogramas, com a simples ressalva de que a estação IRP2 encontra-se muito próxima a um plano nodal, o que faz com que a sua polaridade seja dúbia.



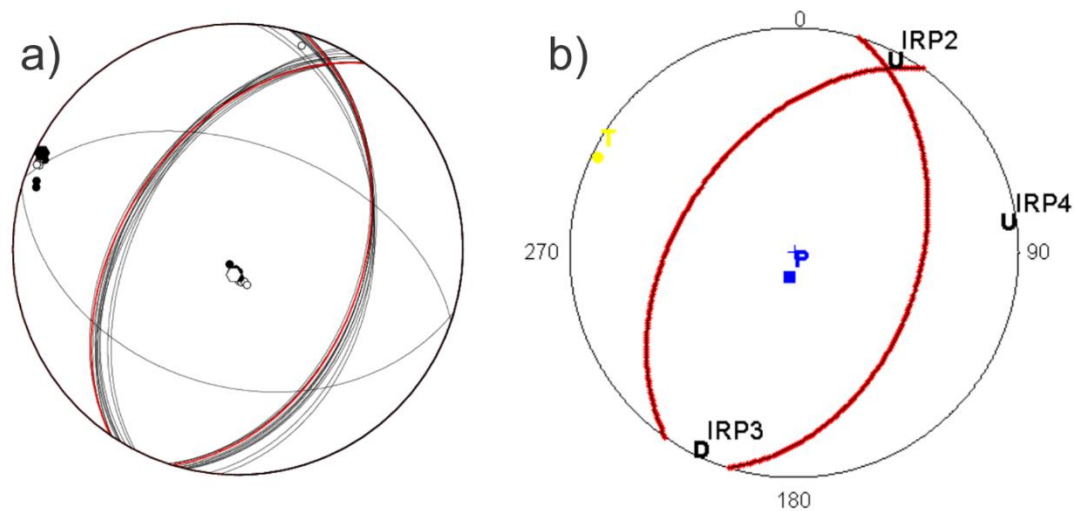


Figura 55: Diagramas de ajuste de planos nodais. a) Variação dos planos nodais da solução em função da posição dos eixos P e T. b) Verificação das polaridades de onda P em função da sua posição em relação aos planos nodais e aos eixos de tensão.

De acordo com o método de inversão do ISOLA, a fonte sísmica do evento principal de SDR da UHE de Irapé apresenta um mecanismo focal de falha normal, com direção média de planos nodais no sentido NE/SW, eixo de compressão verticalizado e eixo de tração horizontalizado (Figura 56). Tal resultado é coerente com o discutido no Capítulo 2, onde a região encontra-se em um domínio majoritariamente extensivo, ou o papel da tensão vertical adicionada pelo peso da coluna de água bruscamente incrementado tem uma função importante no desequilíbrio do campo de tensões da crosta rasa local, acarretando, por fim, no desencadeamento dos terremotos relacionados à barragem.

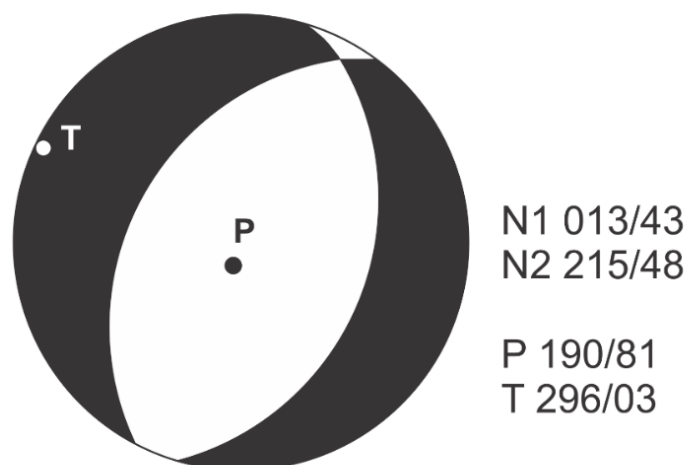


Figura 56: Diagrama de mecanismo focal encontrado através da inversão da forma de onda. Trata-se de um mecanismo focal majoritariamente extensivo e de eixo de compressão verticalizado. Os planos nodais alinham-se na direção NE/SW.



## 9 CONCLUSÕES

Neste capítulo é apresentada a integração dos resultados obtidos em cada método, visando confrontar a hipótese e o problema de pesquisa inicial. Também são apresentadas as considerações finais sobre a influência da estruturação geológica na ocorrência e mitigação dos efeitos da SDR.

### 9.1 Interpretação das interpretações geológicas geofísicas

A interpretação dos resultados obtidos em cada método analisado permite chegar à conclusão de que a presença de uma estruturação prévia da crosta local pode ter influenciado no mecanismo gerador dos sismos desencadeados por reservatório (Figura 57).

O diagrama de solução de mecanismo focal encontrado mostra dois planos nodais que são interpretados como possíveis falhas geradoras do principal evento sísmico. Estes planos, perpendiculares entre si, apresentam mergulhos em quadrantes opostos (2° e 4° quadrante) e direção próxima a N30E. Em todos os demais resultados encontrados, a tendência de estruturas na direção NE é evidente. As falhas rúpteis, tratadas nos estereogramas, consistem de planos de descontinuidades não “soldados” por veios de quartzo, que influenciaram a SDR neste caso, observando também a tendência linear da ocorrência dos epicentros.

Como o reservatório se encontra sobre uma região intensamente deformada pelo ciclo Brasileiro e por fases posteriores, levanta-se a suposição de que a estruturação geológica da crosta rasa local seja de maior importância nestes casos do que quando se trata de barragens construídas em regiões de geologia muito simples, como em regiões de bacias sedimentares profundas. É importante também compreender que os eventos de SDR tendem a ocorrer em profundidades relativamente rasas, portanto a presença de estruturas geológicas rasas influencia na dissipação da tensão adicionada; do mesmo modo que a ausência de tais estruturas poderia forçar a criação de novas falhas, se as condições geomecânicas forem favoráveis a tal condição devido aos valores de tensão.

No caso da SDR da UHE de Irapé, sabe-se que os hipocentros ocorreram em estruturas desenvolvidas nas rochas supracrustais. A razão desta afirmação é que a profundidade encontrada tanto pela inversão utilizando o *Hypo71* quanto pelo ISOLA indicam valores próximos a 1km e, tendo como referência os dados gravimétricos, sabe-se que o contato entre as rochas do embasamento e as rochas supracrustais nesta localidade ultrapassa 4 km de profundidade, em média.



Uma estimativa da estruturação e compartimentação da crosta local se torna possível a partir da integração de todos os resultados geológicos e geofísicos obtidos, como a representação das intrusões não aflorantes, do contato entre o embasamento e as demais rochas, da existência de um alto estrutural e da direção preferencial das falhas magnetizadas (Figura 58).

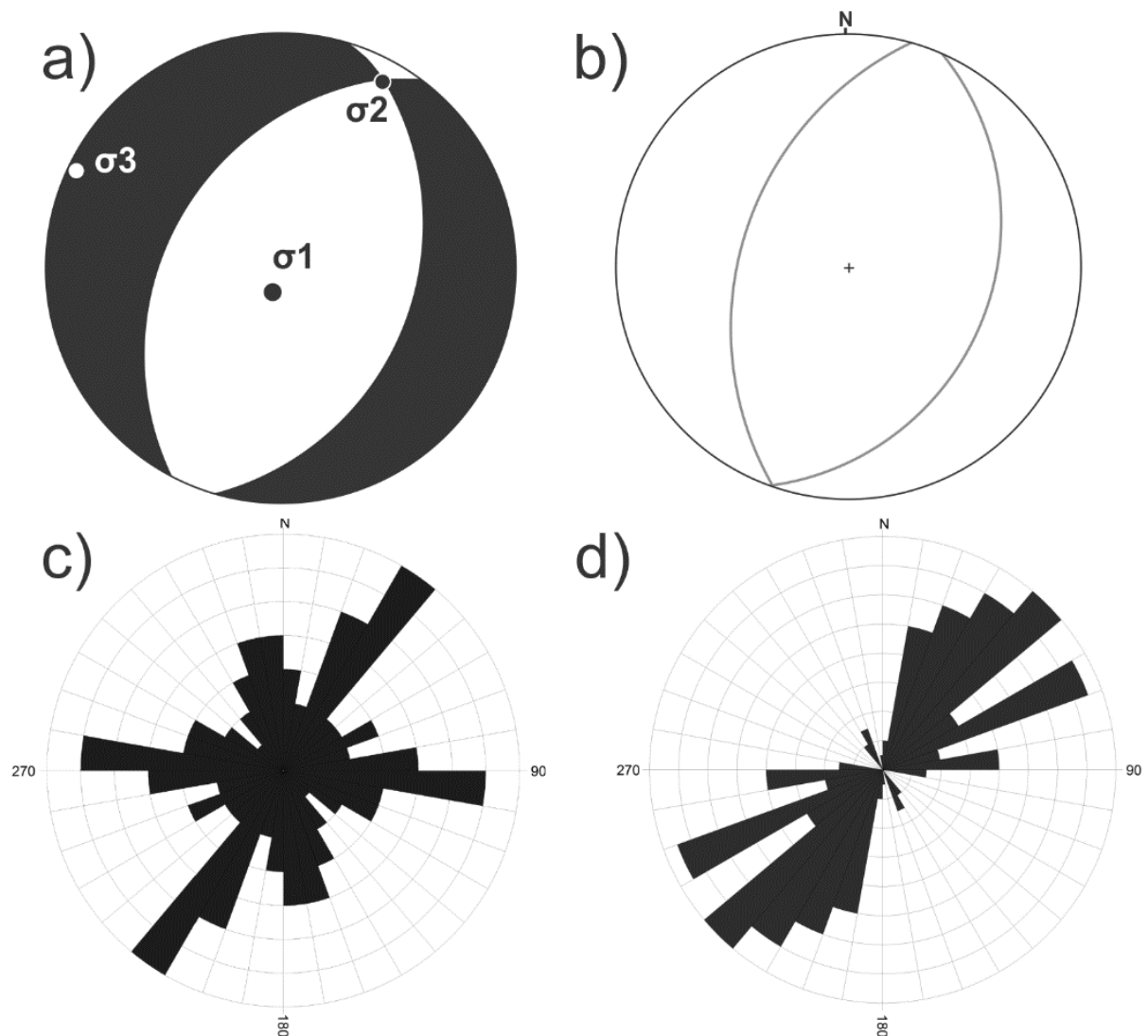


Figura 57: Diagramas de resultado de sismicidade e de estruturação geológica e geofísica da crosta, onde nota-se a repetição de uma tendência estrutural na direção NE/SW. a) Diagrama de mecanismo focal com posicionamento de eixos de tensão. A direção de máxima compressão ( $\sigma_1$ ) é praticamente vertical, refletindo em planos nodais correspondentes a falhas normais com pouquíssima contribuição de movimentos laterais. A direção aproximada dos planos nodais é de N30E b) Diagrama dos planos de ajuste para as falhas rúpteis encontradas próximo a região da barragem. Direção aproximada de planos de falha N20E c) Diagrama de roseta de lineamentos de relevo extraídos para o domínio estrutural central, onde estão os epicentros. A direção da moda dos lineamentos de relevo é de N40E. d) Diagrama de roseta de lineamentos magnéticos do domínio magnético III, onde estão os epicentros. A direção da moda dos lineamentos magnéticos é de N50E.

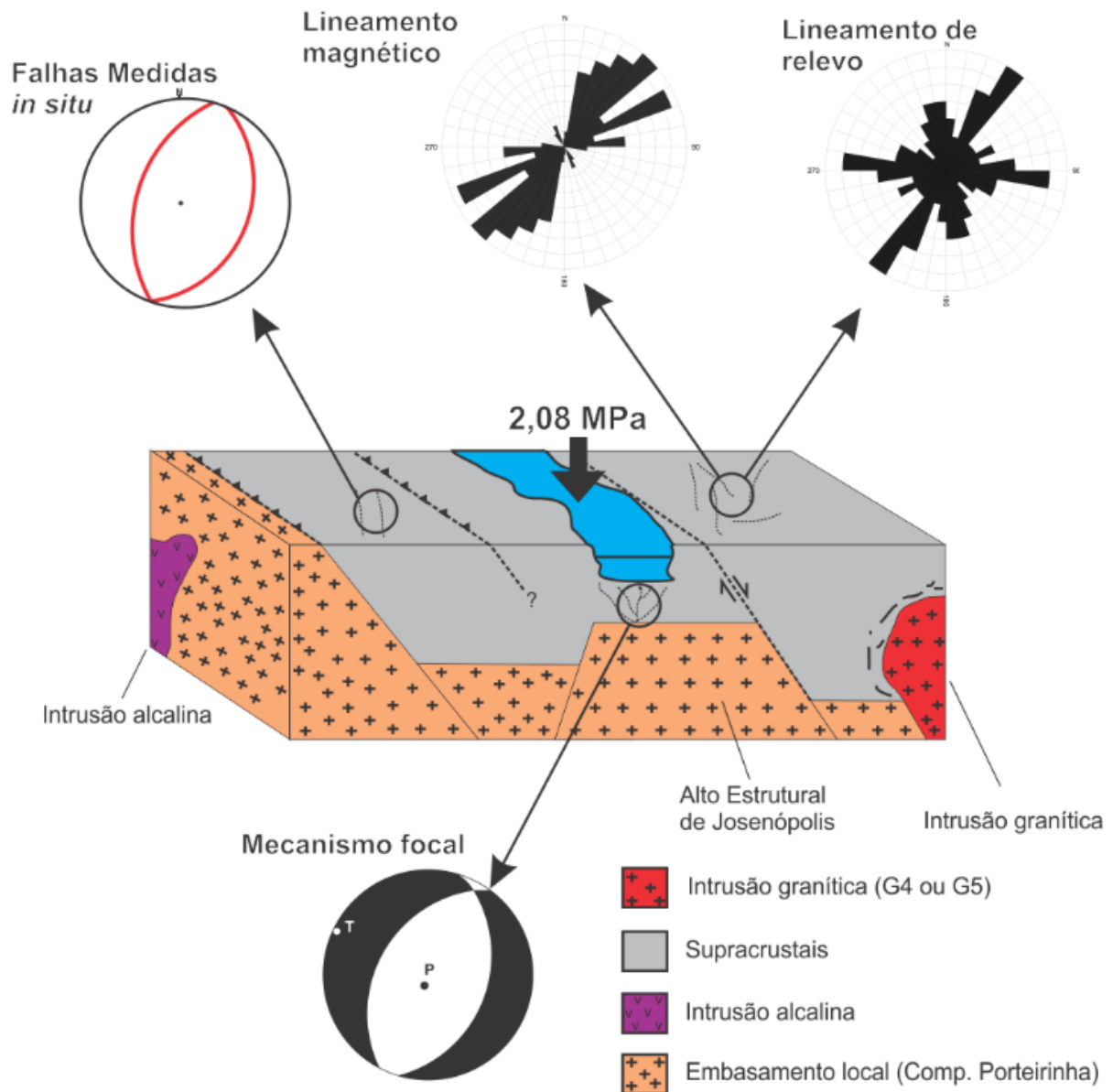


Figura 58: Bloco diagrama esquemático da compartimentação da crosta local nos arredores da UHE de Irapé construído a partir da integração das informações geofísicas e geológicas coletadas neste trabalho. As intrusões alcalina (domínio magnético II) e granítica (domínio magnético V) foram interpretadas a partir dos dados magnéticos. O Alto estrutural de Josenópolis, que tem correspondente em superfície, foi interpretado a partir da gravimetria. As setas indicam a região da crosta de onde vieram as informações dos diagramas esquemáticos de mecanismo focal, planos médios de falhas e roseta de lineamentos.

## 9.2 Considerações finais

Entende-se que a importância deste trabalho também consiste na tentativa inovadora de integrar outros métodos geofísicos no estudo do fenômeno da sismicidade desencadeada por reservatório. O conhecimento geológico prévio é o pilar deste tipo de trabalho, em termos de interpretação, porém a riqueza de detalhes que os demais métodos geofísicos fornecem torna a interpretação mais assertiva e as conclusões mais embasadas em fatos independentes.



Sabe-se que a qualidade dos dados sísmológicos é primordial para este tipo de estudo, visando obter sinais com o mínimo possível de ruído, eventos registrados por várias estações e com boa cobertura azimutal. Estes resultados podem fornecer uma solução de mecanismo focal mais confiável utilizando de métodos mais tradicionais, o que fornece maior segurança ao intérprete e valida a correlação com outros resultados. Portanto, aconselha-se aqui que em trabalhos futuros a integração destes métodos geofísicos seja tentada em conjunto com dados sísmológicos de qualidade, como descritos acima, para que as dúvidas sejam reduzidas.

Aconselha-se que um estudo geológico e geofísico seja exigido durante as etapas prévias da construção de grandes empreendimentos hidroelétricos, pois de tal maneira, a compreensão da geologia regional, conjuntamente com ensaios de mecânica das rochas de amostras locais podem contribuir para os construtores tentarem prevenir maiores danos à estrutura física da barragem, o que auxiliaria na sua preservação e aumentaria a duração da vida útil da estrutura.

Por fim, descobertas geofísicas tais como a localização da possível intrusão alcalina nos arredores da cidade de Cristália e da grande estrutura do Alto Estrutural de Josenópolis, que sustenta a feição geomorfológica da Chapada Acauã, dão grande contribuição local às geociências, tendo implicações na prospecção mineral, na geologia estrutural e como um estudo de caso de geofísica crustal bem sucedido.





## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AIRES, A. D. B. 2006. Estudo tensão-deformação da barragem de Irapé. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto.
- ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A. C.; PERES, G. G.; CRUZ, S. C. P.; WHITTINGTON, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149(1-2):43-64.
- ALMEIDA, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*. 7: 349-364.
- ARAUJO FILHO, J. O.; SILVA, G. F.; LIMA, E. A. M.; FERREIRA, V. N.; BATISTA, O. C. A.; FRANÇA, G. S. 2010. Mapeamento Geoestrutural da área de influência da Usina Hidrelétrica de Irapé, Grão Mogol, MG. *Anais do 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia*.
- ASSUMPCÃO, M.; TAKEYA, M.; FERREIRA, J. M.; COSTA, J. ; SOPHIA, C. M 1989. Cálculo de magnitudes e relação frequência-magnitude dos sismos de João Câmara. *Revista Brasileira de Geofísica*, São Paulo, 7(1):107-116.
- ASSUMPCÃO, M.; MARZA, V.; BARROS, L.; CHIMPLIGANOND, C.; SOARES, J. E.; CARVALHO, J.; CAIXETA, D.; AMORIM, A.; CABRAL, E. 2002. Reservoir-induced Seismicity in Brazil. *Pure and Applied Geophysics*, 159(1):597-617.
- ASSUMPCÃO, M.; FENG, M.; TASSARA, A.; JULIÀ, J. 2012. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*, 609:82-96.
- BABINSKI, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; TRINDADE, R. I. F.; MARTINS, M.; NOCE, C. M.; LIU, D. 2011. The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuaí orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations. *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*, 36: 523-534.
- BARBOSA, V. C. F.; SILVA, J. B. C. 2005. Deconvolução de Euler: passado, presente e futuro - Um tutorial. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23(3):243-250.
- BELL, M. L. e NUR, A. 1978. Strength changes due to reservoir-induced por pressure and stresses, and application to Lake Oroville. *Journal of Geophysics Research*. 87(44):69-83.
- BLAKELY, R. J. 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, 464 p.
- BLUM, M. L. B. 1999. *Processamento e Interpretação de dados de Geofísica Aérea no Brasil central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 247 p.
- BOUCHON, M. 1981. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bulletin of Seismological Society of America*, vol 71, 959-971 p.
- CEMIG, 2003. Usina Hidrelétrica de Irapé – PROJETO BÁSICO CONSOLIDADO. (Rev. C) Volume I. 11.171 RE-G00-004. Texto. Consórcio Construtor Irapé.
- CEMIG, 2008. Usina Hidrelétrica Irapé – PROJETO COMO CONSTRUÍDO. Volume I. Consórcio Construtor Irapé.
- CHADHA, R. K.; KUEMPEL, H.-J.; SHEKAR, M. Reservoir Triggered Seismicity (RTS) and well water level response in the Koyna–Warna region, India. *Tectonophysics*, v. 456(1-2): 94-102.
- CHIMPLIGANOND, C. N.; FRANÇA, G. S.; BANDEIRA, A. E.; BEVILAQUA, L. A. 2007. Reservoir-Triggered Seismicity at the Highest Brazilian Dam. *AGU - Meeting of Americas*. AGU 2007 Joint Assembly, Acapulco. AGU 2007 Joint Assembly.
- CHEMALE, F.; DUSSIN, I. A. ; ALKMIM, F. F. ; MARTINS, M. S. ; QUEIROGA, G. ; ARMSTRONG, R.; SANTOS, M. N. 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, 22:200-206.
- COMPTON, R. R. 1962. *Manual of field Geology*. Ed. John Wiley & Sons inc., London. 378 p.
- CORREIA, M. G.; LEITE, E. P.; SOUZA FILHO, C. R. 2010. Comparação de métodos de estimativa de profundidades de fontes magnéticas utilizando dados aeromagnéticos da Província Mineral de Carajás, Pará. *Revista Brasileira de Geofísica*. 2010. 28(3): 411-426 p.
- GARMIN, 2005. *GPSMAP 76 CSx, GPS cartográfico com sensores*. GARMIN. 118 p.



- GOLSTEIN, P; SNOKE, A. 2005. "Sac Availability for the Iris Community" Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter. Disponível em: <<http://www.iris.edu/news/newsletter/vol7no1/page1.htm>>. Acessado em: 15 de dezembro de 2013.
- GUNN, P. J; MAIDMENT, D; MILLIGAN, P. R. 1997. Interpreting aeromagnetic data in areas of limited outcrop. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*. 17(2): 175-185 p.
- GUNN, P. J; DENTITH, M. C. 1997. Magnetic responses associated with mineral deposits. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2): 145-158 p.
- GUPTA, H. K. 1992. Reservoir Induced Earthquakes. *Developments in Geotechnical Engineering*. Ed. Elsevier, Vol. 1. 350 p.
- IBGE, 2010. Censo Populacional Brasileiro. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: < <http://censo2010.ibge.gov.br/>>. Acesso em: 15 de fev. de 2013.
- JACOBY, W; SMILDE, P. L. 2009. Fundamentals and application of Gravity Inversion and Geological Interpretation. Springer, Berlin. 411 p.
- KEAREY, P; BROOKS, M; HILL, I. 2009. Geofísica de Exploração. Ed. Oficina de Textos, São Paulo, SP. 438 p.
- LEE, W. H. K; LAHR, J. C, 1975. HYPO 1971 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. USGS, Open file report. 64 p.
- LIMA, S. A. A.; MARTINS-NETO, M. A.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. 2002. A Formação Salinas na Área-Tipo, NE de Minas Gerais: uma proposta de revisão da estratigrafia da Faixa Araçuaí com base em evidências sedimentares, metamórficas e idades U-Pb SHRIMP. *Revista Brasileira de Geociências*. 34(4):491-500.
- LUYENDIK, A. P. J. 1997. Processing of airborne magnetic data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2):31-38.
- MARSHAK, S; ALKMIM, F. F.; WHITTINGTON; PEDROSA-SOARES, A. C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: a setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology*, 28(1):129-147.
- MILLER, H. G. e SINGH, V. 1994. Potential field tilt - A new concept for location of potential field sources: *Journal of Applied Geophysics*, (32):213-217.
- MINTY, B. R. S. 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*. 17(2):39-50 .
- NABIGHIAN, M. N.; GRAUCH, V. J. S.; HANSEN, R. O.; LAFEHR, T. R.; LI, Y.; PEIRCE, J. W.; PHILLIPS, J. D.; RUDER, M. E. 2005. The Historical Development Of The Magnetic Method In Exploration. *GEOPHYSICS*, VOL. 70(6):33-61.
- NOCE, C. M. ; PEDROSA-SOARES, A. C. ; SILVA, L. C. ; ALKMIM, F. F. de. 2007. O embasamento arqueano e paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15:17-23.
- OBSIS, 2004. Relatório de Implantação da Estação Sismográfica de Irapé/MG. Observatório Sismológico da Universidade de Brasília, Relatório Irapé N° 01, Contrato FUB - CEMIG. 60 p. 2004.
- OBSIS, 2005. Relatório de Viagem: - Implantação das Estações IRP2, IRP3 e IRP4. Observatório Sismológico da Universidade de Brasília, Relatório Irapé N° 06, Contrato FUB - CEMIG, 8 p.
- PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; ALKMIM, F. F.; SILVA, L. C.; BABINSKI, M.; CORDANI, U.; CASTAÑEDA, C. 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese de Conhecimento 30 Anos após Almeida 1977. *Geonomos* 15(1):1-16.
- PINTO, L. G. R; USSAMI, N; SÁ, N. C. 2007. Aquisição e interpretação de anomalias gravimétricas do quadrilátero ferrífero, SE do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geofísica*. 25(1): 21-30.
- PROSPECTORS AEROLEVANTAMENTOS, 2006. Área 8: Minas Novas – Riacho dos Machados – Espinosa. Relatório Final do Levantamento e Processamento dos dados Magnetométricos e Gammaespectrométricos. Texto Técnico. Vol. 1. 201 p.
- REID, A. B; ALLSOP, J. M; GRANSEER, H; MILLETT, A. J; SOMERTON, I. W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*. 55:80-91.
- SAADI, A. 2005. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. *Geonomos*, 3(1): 41-63.



- SAADI, A.; PEDROSA-SOARES, A. C. 1991. Um gráben cenozóico no médio Jequitinhonha, Minas Gerais. Simpósio de Neotectônica e Sedimentação, SBG-MG/CEMIG. (11):101-124.
- SALEM, A; WILLIAMS, S; FAIRHEAD, D; SMITH, R; RAVAT, DHANANJAY. 2008. Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. *GEOPHYSICS*, 73(1):P L1-L10.
- SCINTREX, 2006. CG-5 Scintrex Autograv System. Operation Manual. Scintrex. 304 p.
- SIMPSON, D. W. 1976. SEISMICITY CHANGES ASSOCIATED WITH RESERVOIR LOADING. *Engineering Geology*, 10(2446):123-150.
- SIMPSON, D. W. 1986. Triggered Earthquakes. *Annual Review Earth Planetary Sciences*, 14:21-42.
- SILVA, C. B.; PONZONI, C. J.; SANTOS, S. B. 2013 Comparação entre dados dos sensores LISS-III/Resourcesat-1 e ETM+/Landsat 7. Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Foz do Iguaçu, Paraná, Brasil.
- SPECTOR A & GRANT FS. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35:293-302.
- SOKOS, E. N. & ZAHRADNÍK, J. 2008. ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to Perform multiple-point source inversion of seismic data, *Computer & Geosciences*, 34(8):967-977.
- SOKOS, E. N.; & ZAHRADNÍK, J. 2013. Evaluating Centroid-Moment-Tensor Uncertainty in the New Version of ISOLA Programa. *Seismological Research Letters*, 84(4):656-665.
- TALWANI, P. 1995. Two categories of Reservoir Induced Seismicity. ISORIS. Beijing, China. p 44 – 64.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P; SHERIFF, R. E. 1990. *Applied Geophysics Second Edition*. Cambridge University Press.
- THOMPSON, D. T. 1982. EULDPH: A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47: 31-37.
- UHLEIN, A; TROMPETTE, R. R.; EGYDIO-SILVA, M. 1998. Proterozoic Rifting and Closure, SE Border of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal South American Earth Sciences*, Inglaterra, 11(2):191-203.
- VALERIANO, M. M. 2008. Topodata: Guia para utilização de dados geomorfológicos locais. In: Serviço de Documentação e InFormação (SID); Instituto Nacional de Pesquisa Espacial – INPE. São José dos Campos, 2008. 75 p.
- VELOSO, J. A. V. 1992. The Amazon Regional Seismicity. *Proceedings of Tenth World Conference on Earthquake Engineering*. Madrid, Spain. p 19 – 24. July 1992.
- WEVER, T. H. 1989. The Conrad discontinuity and the top of the reflective lower crust – do they coincide? *Tectonophysics*, 157:39-58.
- YARDLEY, B.W.D.; MACKENZIE, W.S.; GUILFORD, C. 1996. *Atlas of Metamorphic Rocks and their textures*. Longman Scientific & Technical; 1<sup>st</sup> edition. 126 p.
- ZAHRADNÍK, J; JANSKY, J; PLICKA, V. 2008. Detailed waveform inversion for Moment Tensor of M ~ 4 Events: Examples from the Corinth Gulf, Greece. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(6):2276-2271 p.









## Carta de confirmação de submissão do artigo



Guilherme Ferreira <gferrsilva@gmail.com>

---

### [BJG] Agradecimento pela submissão

1 mensagem

---

**Umberto Cordani** <ucordani@usp.br>

7 de março de 2014 12:16

Para: Senhor Guilherme Ferreira da Silva <gferrsilva@gmail.com>

Senhor Guilherme Ferreira da Silva,

Agradecemos a submissão do trabalho "Influência de estruturas brasileiras na sismicidade desencadeada por reservatório na Usina Hidrelétrica de Irapé, Minas Gerais" para a revista Brazilian Journal of Geology. Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:

<http://rbg.sbgeo.org.br/index.php/rbg/author/submission/30095>

Login: gferrsilva

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Umberto Cordani  
Brazilian Journal of Geology

---

Brazilian Journal of Geology  
<http://rbg.sbgeo.org.br/>