



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA



GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

USO DOS METODOS AÉREOS E
TERRESTRES PARA
CARACTERIZAÇÃO DE ZONAS DE
ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL NO
LESTE DA BORBOREMA - PE

LEANDRO OLIVEIRA CUNHA

SALVADOR – BAHIA

Janeiro – 2015



Uso dos métodos aéreos e terrestres para caracterização de zonas de alteração
hidrotermal no leste da Borborema - PE

por

LEANDRO OLIVEIRA CUNHA

Orientador: Profa. Dra. Alanna Costa Dutra

Co-orientador: Prof. Dr. Alexandre Barreto Costa

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

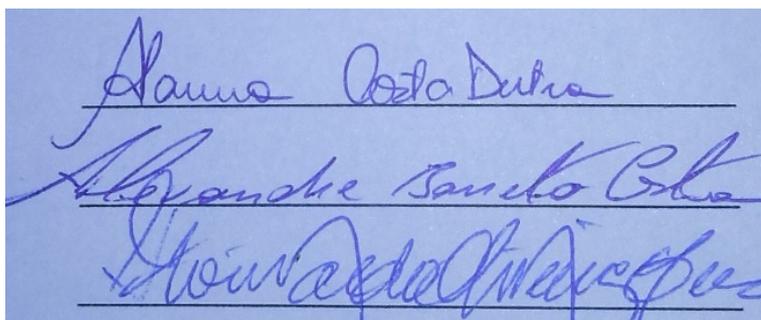
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA APLICADA

DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA



Comissão Examinadora

Dra. Alanna Costa Dutra (LFNA-UFBA)

Dr. Alexandre Barreto Costa (LFNA-UFBA)

MC. Florivaldo Sena (SERVIGEO)

Data da aprovação: 05/01/2015

A minha mãe, Francisca e aos
amigos.

RESUMO

Neste trabalho pretendemos determinar zonas favoráveis à mineralização de ferro, titânio e níquel, situada no extremo leste da província Borborema, estado de Pernambuco, em que faz-se o uso dos métodos magnéticos e gamaespectrométricos, tanto aéreo como terrestre devido a litologia da área (área dominada por rochas de embasamento com zonas de cisalhamento) onde esses métodos nos fornecem tais medidas geofísicas utilizadas para mapear lineamentos geológicos na superfície baseados no mapa de concentração dos radioelementos, razões, ternário e o fator F, mapas e dispersões das propriedades físicas fornecidas pelos dados terrestres (taxa da produção de calor, densidade e susceptibilidade magnética), mapas de anomalia total do campo magnético, estudo do espectro radial de potência, aplicação da continuação para cima para suavizar as altas frequências e assim integrar os dados para identificar as potenciais zonas de alteração hidrotermal, e com isso fazer a deconvolução de Euler (o método normal e o AN-EUL), com o intuito de identificar tais estruturas e como estão dispostas no mapa.

Com base no método radiométrico (gamaespectrometria) em que se baseia nas energias de decaimento dos átomos-pai dos K, Th e U e por fim a concentração desses elementos na estrutura geológica lida (K em %, Th e U em ppm), mais o K_d e o Fator F e o magnético, baseando-se na medição de linhas de fluxo do campo magnético, onde as medidas obtidas são a susceptibilidade magnética (que é obtida nas rochas).

A escolha das zonas na integração dos dados foram baseadas em altos valores de K, Fator F, amplitude do sinal analítico, densidade, taxa de produção de calor e susceptibilidade e baixos valores de Th/K, U/K, e Th, onde estas situam-se a W através do Lineamento Pernambuco e a outra a SE, um pouco abaixo do lineamento, compreendendo as unidades Complexo gnáissico migmatítico indiscriminado, Suite intrusiva tipo Moderna, Itaporanga e Serra da Passira.

Feita a deconvolução de Euler nestas duas zonas, foram identificadas fontes alongadas e favoráveis ao lineamento, sendo estas fontes detectadas até 4 Km de profundidade e com 5-20 Km de extensão, sendo as mais expressivas situando-se em W da Zona 1 e em SW da Zona 2. Com os resultados apresentando-se satisfatórios, tais áreas podem servir para estudos mais profundos no futuro.

ABSTRACT

In this work we seek to determine favorable mineralization zones of iron, titanium and nickel, where it is located in the extreme east in the Borborema province, Pernambuco state, which magnetics and gammaspectrometrics methods (airborne or terrestrial) is made due to area lithology (where this area is dominated by basement rocks with shearing zones) whereas these methods give us such geophysical measures for map geological lineament in the surface based on the maps of radio-elements, ratios (U/K, U/Th, Th/K), ternary and F factor, maps and dispersions of physical properties given by the terrestrial database (heat production ratio, thickness and magnetic susceptibility), maps of total magnetic field anomaly, average radial spectrum of power, application of upward continuation and then integrate the data with the objective of identify the potential hydrothermal alteration zones and thus make a detailed study of the zones, comparing the data and therefore make a Euler deconvolution (normal method 3D and AN-EUL), with the objective identify favorable structures to the mineralization. The methods applications impact in lithological differentiation, tectonic limit delimitation (by fault interpretation), depth and format of fonts by average radial spectrum of power.

With radiometric (gammaspectrometry), which base is decay energy of father atoms in K, Th and U, and in the end the quantity of these elements in the geological structure (K in %, Th and U in ppm) and magnetic method foundation, which measures the magnetic field flow lines, where the obtained measures are the magnetic susceptibility (obtained by the rocks).

With data integration, two zones were chosen following these criteries: high values of K, F, factor, thickness, magnetic susceptibility, analytic signal intensity, heat production ratio and low values of Th/K, U/K and Th, where these areas is located at W following the Pernambuco Lineament and another at SE, a little under the lineament, englobing these geological units Gnaissic Migmatitic Indiscriminate Complex, Moderna-type intrusive suite, Itaporanga intrusive suite e Serra da Passira intrusive suite.

Then, with the Euler deconvolution already made in these two zones, lengthy fonts and favorable to lineament were identified, being these fonts detected up to 4 km in depth and 5-20 km in length, with more expressive bodies located at W of Zone 1 and SW of Zone 2. With results being satisfactory, such areas can be serve for more profound studies further ahead.

ÍNDICE

RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
ÍNDICE	v
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 1 Geologia	3
CAPÍTULO 2 Fundamentação teórica	11
2.1 Método gamaespectrométrico	11
2.1.1 Conceitos	11
2.1.2 Fontes de radiação gama	15
2.1.3 Fontes naturais de radiação gama	15
2.1.4 A radioatividade nas rochas	15
2.2 Método magnético	17
2.2.1 Conceitos	17
2.2.2 Campo principal	19
2.2.3 Campo magnético externo	21
2.2.4 Anomalias magnéticas	22
2.2.5 Magnetização Remanente	23
CAPÍTULO 3 Metodologia	25
3.1 Materiais e métodos - Gamaespectrometria	27
3.1.1 Levantamento terrestre	27
3.1.2 Levantamento aéreo	27
3.1.3 Processamento de dados	28
3.1.4 Correções	28
3.1.5 Cálculo das razões	31
3.1.6 Mapas ternários	31
3.1.7 Interpretação e aplicações	32
3.2 Materiais e métodos - Magnético	33
3.2.1 Instrumentação	33

3.2.2	Calibrações	34
3.2.3	Levantamento Terrestre	35
3.2.4	Levantamento Aéreo	35
3.2.5	Correções e processamento de dados	36
3.2.6	Remoção da variação diurna	36
3.2.7	Correção do Erro de Paralaxe	37
3.2.8	Nivelamento e micronivelamento	38
3.2.9	Remoção do IGRF	38
3.2.10	Espectro de potência	39
3.2.11	Continuação para cima	39
3.2.12	Sinal Analítico	40
3.2.13	Deconvolução de Euler	41
3.2.14	Interpretação e Aplicações	43
CAPÍTULO 4	Resultados e Discussões	44
4.1	Análise dos valores dos dados terrestres x dados aéreos	44
4.2	Obtenção do espectro radial de potência, amplitude e fase do sinal analítico	64
4.3	Integração dos dados, deconvolução de Euler e a AN-EUL	69
CAPÍTULO 5	Conclusões	75
Agradecimentos	77
APÊNDICE A	Apêndice	78
A.1	Demonstração das equações	78

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1	Mapa geológico da área de estudo.	3
1.2	Legenda das unidades litológicas contidas no mapa.	4
2.1	Efeito Compton em rochas, onde a parte sombreada representa o pico de energia para rochas comuns	14
2.2	Modelo do campo magnético	20
4.1	Mapa terrestre e aéreo da concentração de K	45
4.2	Mapa terrestre e aéreo da concentração de Th	46
4.3	Mapa terrestre e aéreo da concentração de U	47
4.4	Mapa terrestre e aéreo da razão Th/K	49
4.5	Mapa terrestre e aéreo da razão U/Th	50
4.6	Mapa terrestre e aéreo da razão U/K	51
4.7	Mapa terrestre e aéreo do Fator F	52
4.8	Mapa ternário (terrestre e aéreo)	54
4.9	Mapa terrestre da taxa de produção de calor	56
4.10	Dispersão da taxa de produção de calor com a susceptibilidade magnética por unidade litológica	57
4.11	Mapa terrestre da densidade com os pontos onde foram realizadas as medidas	59
4.12	Mapa terrestre da susceptibilidade magnética	60
4.13	Dispersão da densidade com a concentração de potássio-40.	61
4.14	Dispersão da densidade com a susceptibilidade magnética.	62
4.15	Dispersão da concentração de tório com a densidade.	63
4.16	Mapa da anomalia de campo magnético total	64
4.17	Sinal do espectro radial de potência para análise.	65
4.18	Amplitude do sinal analítico para os 4 intervalos de número de onda (mais profundo para o mais raso).	67
4.19	Fase do sinal analítico para os 4 intervalos de número de onda (mais profundo para o mais raso).	68
4.20	Mapa da região de estudo com as zonas selecionadas	70
4.21	Soluções de profundidade da deconvolução de Euler na Zona 1	71
4.22	Soluções de profundidade da deconvolução de Euler na Zona 2	72
4.23	Soluções de profundidade e índice estrutural da deconvolução de AN-EUL de Euler na Zona 1, juntamente com a fase e a amplitude do sinal analítico	73

4.24 Soluções profundidade e índice estrutural da deconvolução de AN-EUL de Euler na Zona 2, também com a fase e a amplitude do sinal analítico	73
---	----

INTRODUÇÃO

Buscar zonas de alteração hidrotermal implica em buscar zonas com fissuras na crosta em que emerge um fluido geotermal ou hidrotermal com temperaturas entre 50°C e 500°C, onde estes fluidos podem originar novos minerais dependendo da sua salinidade e temperatura e estudá-las usando métodos de magnetometria e gamaespectrometria (terrestre e aéreo) é bastante relevante para a Geofísica de Exploração Mineral, principalmente metais como ferro, níquel, titânio, cobre e outros, que servem de suprimento para a indústria de construção civil, transporte e eletrônicos. Com a alta predisposição de minerais no Brasil e a alta diversidade mais o aquecimento da indústria, aumenta-se a demanda por matéria-prima e para aumentar a eficiência na localização de jazidas com teor satisfatório faz-se o uso da Geofísica Aplicada nas etapas de estudo e pré-exploração da área.

A área de estudo fica situada no extremo Leste da província Borborema, compreendendo o estado de Pernambuco e o embasamento é a estrutura dominante, em sua maioria granitos em batólitos e estruturalmente, apresenta zonas de cisalhamento que traduzem em regimes transcorrentes, mascarando um regime compressivo que houve no Brasileiro (630 milhões de anos).

No início de 2004 até 2007, através do Programa Geologia do Brasil (PGB) promovido pela CPRM, fez-se uma série de levantamentos geofísicos, sendo um deles feito na Borda Leste da Borborema, localizado no extremo nordeste brasileiro e que compreende parte dos estados de Sergipe, Alagoas, Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. A porção deste trabalho será no estado de Pernambuco. As aquisições regionais dos dados foram coordenadas e cedidos pela CPRM, e as aquisições terrestres foram coordenadas pelo Laboratório de Física Nuclear Aplicada (LFNA-UFBA).

É mostrado no trabalho a parte teórica tanto dos métodos magnéticos quanto dos métodos radiométricos, desde o fundamento até os processamentos de dados e a base para interpretação, com base nos trabalhos de GONÇALVES (2008), PIRES (2005), SALEM (2003), Minty (1997), Bongioiolo (2008), Carvalho (2006) e descrição geológica por CPRM (2008) e Souza (2012).

Os métodos geofísicos usados neste trabalho foram a magnetometria e a gamaespectrometria aérea, para o regional. O gamaespectrométrico terrestre e propriedades físicas, como a susceptibilidade magnética, taxa de produção de calor e densidade, e as análises litológicas das amostras foram feitas pelo LFNA-UFBA. Além das concentrações de K, Th e U, e razões U/Th, U/K e Th/K, ternário e Fator F (com a função SELECT), foram utilizadas

as propriedades físicas susceptibilidade magnética, densidade e taxa de produção de calor. Essas medidas geofísicas serão utilizadas para mapear lineamentos geológicos na superfície ao integrar com os mapas de radioelementos e mapas de anomalia magnética do campo total e espectro radial de potência médio em quatro intervalos. Depois de integrar os dados são escolhidas duas zonas e aplica sobre elas a deconvolução de Euler e a AN-EUL, focando o mapeamento de estruturas favoráveis a mineralização e assim concluindo com a identificação das estruturas conforme os lineamentos, estes podem servir de base para pesquisas futuras.

CAPÍTULO 1

Geologia

A área de estudo corresponde a Porção Leste de Pernambuco, situada ao extremo leste da Província Borborema, nos domínios geotectônicos Pernambuco-Alagoas e Rio Capibaribe, como mostra o mapa geológico abaixo:

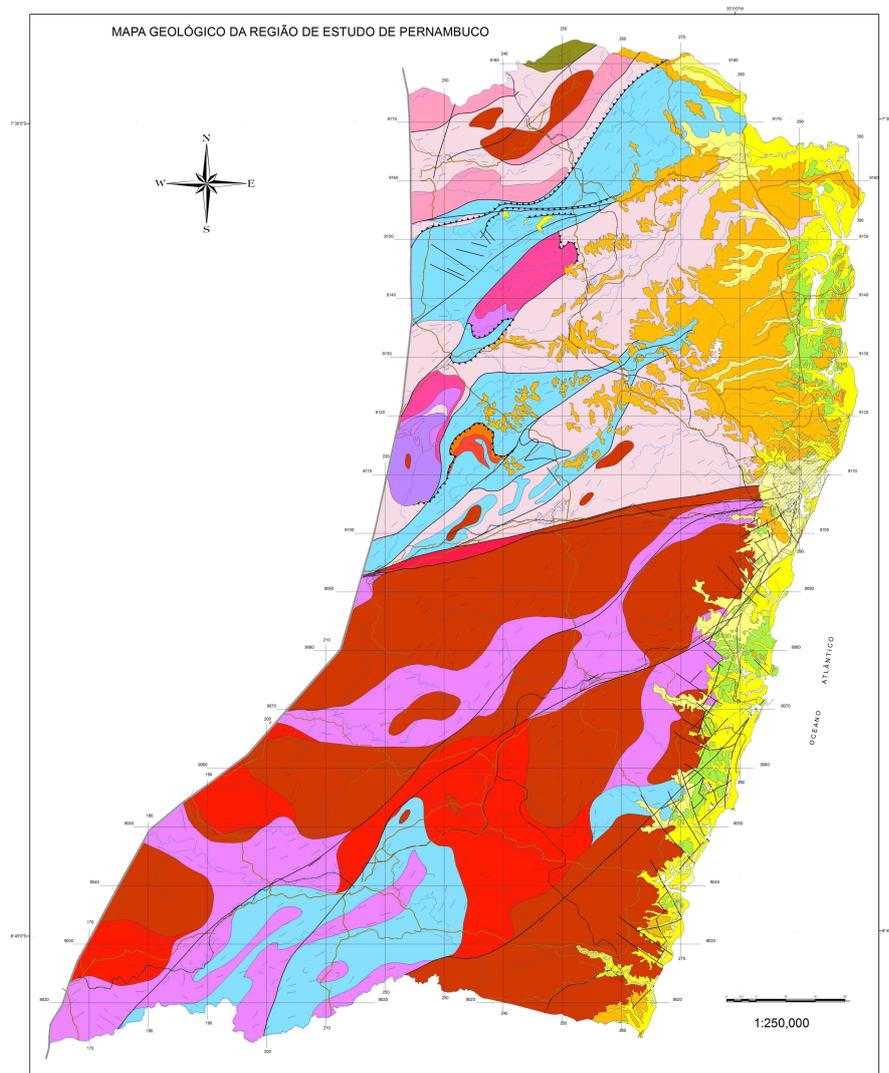


Figura 1.1: Mapa geológico da área de estudo.

NEOPROTEROZÓICO 3/EDIACARANO (EVENTO BRASILIANO)

- NPcb** Complexo Cabrobó: - Biotita gnaisses, muscovita gnaisses e migmatitos, com frequentes lentes de rochas metamáficas/anfibolíticas e rochas calcissilicáticas. Metarcóseos com muscovita, biotita gnaisses quarto-feldspáticos (podendo conter granada), micaxistos, metagrauvacas, paragnaisses e migmatitos com níveis de quartzitos (q), anfibolitos (a)
- NP3ym** Suite Intrusiva Tipo Moderna: sienogranitos, quartzo sienitos e sienitos com Fe-hastingsita sintranscorrentes
- NP3yit** Suite Intrusiva Tipo Itaporanga - Granodioritos, monzogranitos e sienogranitos porfiríticos, metaluminosos calcioalcalinos de alto potássio à levemente shonshonítico. Possuem enclaves dioríticos e fases intermediárias de mistura.
- Monzonitos e granodioritos, com enclaves dioríticos, de natureza metaluminosa calcioalcalina.
- Monzogranitos com homblenda, variando até quartzo-dioritos, com fácies porfiríticos localizados.
- Quartzodioritos e dioritos metaluminosos calcioalcalinos.
- NP3ysm** Suite intrusiva Tipo Serra do Mascarenhas - Leucogranitos róseos equigranulares finos a médios, com porções sieníticas e thordjem
- NP3yo** Suite Intrusiva Tipo Ouro Branco - Monzogranitos a granodioritos à duas micas, ocasionalmente com granada, equigranulares a inequigranulares, levemente porfiríticos, peraluminosos. Possuem enclaves biotíticos e de paragnaisses migmatíticos.

NEOPROTEROZÓICO 1/TONIANO (EVENTO CARIRIS VELHOS)

- NP1ya** Suite Intrusiva Tipo Açudinho - Muscovita-biotita ortognaisses graníticos leucocráticos.
- NP1ytn** Suite intrusiva Tipo Terra Nova - Ortognaisses sieníticos e sienograníticos com aegirina-augita, riebeckita e arfvedsonita
- NP1ve** Complexo Vertentes (São João do Tigre) - Biotita xistos, paragnaisses, incluindo metagrauvacas, leucognaisses finos, metadacitos, metamáficas, metavulcânicas intermediárias, metavulcanoclásticas, quartzitos (q), rochas calcissilicáticas (c)

PALEOPROTEROZOICO 4/ESTATERIANO

- PP4ysp** Suite intrusiva Serra da Passira: Granada-anfibólio-biotita ortognaisses álcali-feldspato graníticos a metassienograníticos
- PP4õp** Suite Intrusiva Tipo Passira - Metanortositos maciços, metagabros e metapiroxenitos com minério de Fe-Ti
- PP4yba** Suite Intrusiva Tipo Buenos Aires - Ortognaisses tonalíticos e dioríticos com porções migmatíticas associados a enxames de diques metamáficos

PALEOPROTEROZÓICO 3/OROSIRIANO

- PPst** Complexo Sertânia - Biotita gnaisses e migmatitos com granada e sillimanita, com intercalações de anfibolitos (a), rochas calcissilicáticas (c), localizadas intercalações de mármore calcíticos e dolomíticos (m) e raros quartzitos (q).

PALEOPROTEROZÓICO INDISCRIMINADO

- PPbf** Complexo Belém do São Francisco - Biotita ortognaisses tonalíticos/granodioríticos, leucocráticos, de cor cinza, geralmente migmatizados e migmatitos com mesossoma quartzo-diorítico/tonalítico a anfibólio e/ou biotita além de porções anfibolíticas. Relíquias de rochas paraderivadas, calcários/mármore (m), quartzitos (q) e rochas calcissilicáticas (c).
- Pp gm** Complexo gnáissico-migmatítico indiscriminado - Ortognaisses bandados de composição granítica e granodiorítica, com porções tonalíticas, monzoníticas, monzodioríticas e dioríticas e intercalações de rochas metamáficas anfibolíticas; inclui muitos facies migmatíticos que variam de tipos estromáticos, augens até schlieren

Figura 1.2: Legenda das unidades litológicas contidas no mapa.

A área é dividida pelo Lineamento Pernambuco, que separa esta parte da Província nas subprovíncias Transversal, ao norte, e Meridional, ao sul. A subprovíncia Transversal é representada pelo terreno Rio Capibaribe (TRC), o qual, por sua vez, pode ser dividido em dois grandes compartimentos:

1) o subdomínio Macaparana, ao norte, com predomínio de rochas do Complexo Gnáissico migmatítico Indiscriminado (PPgm) e de granitos ediacaranos diversos (NP3it e NP3ysm), afetados por uma tectônica contracional com transporte para o sul; e 2) a faixa Vertentes, ao sul, onde subdomínios do Complexo Gnáissico-migmatítico Indiscriminado alternam com faixa de rochas supracrustais do Complexo Vertentes, afetados por poucas zonas de cisalhamento contracionais com transporte para NNW e abundantes zonas de cisalhamento transcorrentes NE-SW. Diferentemente do subdomínio Macaparana, a faixa Vertentes praticamente não inclui granitos ediacaranos (brasílicos). A tectônica contracional da faixa Vertentes, apesar de discreta nesta porção do TRC, deve ser importante na evolução deste terreno, como demonstram as investigações na região de Vertentes e Taquaritinga, a oeste. A pouca expressão na porção leste do TRC, provavelmente, deve-se à forte influência das zonas de cisalhamento transcorrentes, subsidiárias do Lineamento Pernambuco, que mascaram as feições da tectônica contracional anterior (CPRM, 2008).

A Subprovíncia Meridional aparece ao sul do Lineamento Pernambuco, formada exclusivamente por unidades do terreno ou maciço ou domínio Pernambuco-Alagoas (TPA, MPA ou DPA, também referido na literatura como PEAL). Como será visto adiante, as rochas dos complexos Cabrobó e Belém do São Francisco, aqui consideradas como orosirianas, às vezes apresentam feições similares às unidades do Complexo Gnáissico-migmatítico Indiscriminado (PPgm), mas certamente incluem também unidades tonianas (NP1), descritas por Santos (1995) e Gomes (2001) como mesoproterozoicas, cuja separação é muito difícil a nível dos mapeamentos atuais. (CPRM, 2008)

Na parte leste do TPA, área de abrangência do projeto GEOTERM-NE em Pernambuco, a zona de cisalhamento transcorrente de Escada, de direção NE-SW e cinemática sinistral, divide o terreno em dois compartimentos: 1) o subdomínio Primavera, a noroeste, onde predominam rochas do Complexo Belém do São Francisco e imensos batólitos graníticos; 2) o subdomínio Palmares, a sudeste, no qual predominam rochas do Complexo Cabrobó com menor exposição do Complexo Belém do São Francisco e um grande batólito granítico ediacarano (Granito de Rio Formoso). (CPRM, 2008)

Esses complexos alternam-se em uma estruturação antiga, onde existem resquícios de uma tectônica contracional com transporte para oeste-noroeste, mas a dominância é de empilhamento de *nappes* com transporte para sudoeste. A tectônica contracional com transporte para W-NW pode ser a mesma da faixa Vertentes, mas o TPA distingue-se desta faixa do TRC pela presença dos grandes batólitos graníticos ediacaranos neste último terreno, aparentemente relacionados à evolução da faixa Sergipana, melhor exposta ao sul da área aqui

estudada. (CPRM, 2008)

Aqui, temos as unidades litoestratigráficas da Província Borborema na área estudada, conforme sua evolução tectonoestratigráfica, das unidades mais antigas para as mais jovens, como sejam: * 1) Paleoproterozoico Indiscriminado*: Complexo Gnáissico-migmatítico Indiscriminado; 2) Paleoproterozoico 3/Orosiriano: complexos Sertânia, Cabrobó* e Belém do São Francisco*; 3) Paleoproterozoico 4/Estateriano: suítes intrusivas (anorogênicas) tipos Passira, Serra da Passira e Buenos Aires*; 4) Mesoproterozoico 2/Calimiano: Suíte Intrusiva (anorogênica) Tipo Serra de Taquaritinga*; 5) Neoproterozoico 1/Toniano: Complexo Vertentes e suítes intrusivas tipos Ouro Branco*, Açudinho* e Terra Nova*; 6) Suites Intrusivas ediacaranas: suítes intrusivas tipos Itaporanga, Serra do Mascarenhas e Moderna. * Unidades sem confirmação geocronológica ou onde há dúvidas quanto à idade aqui estabelecida.

Unidade geológica	Código da unidade	Litologia dominante (macropetrografia)
Complexo Belém do São Francisco	PPbf, PPgm	Biotita ortognaisse granito
Complexo Cabrobó	PPcb, PPgm	Biotita gnaissse
Complexo gnáissico-migmatítico indiscriminado	PPgm, PP3gm1	Biotita ortognaisse
Complexo Vertentes	NP1ve, PP4p, PPgm	Biotita paragnaisse
Suite intrusiva Serra do Mascarenhas	NP3ysm	Granito
Suite intrusiva tipo Buenos Aires	PP4ba	biotita ortognaisse granodiorítico
Suite intrusiva tipo Itaporanga	NP3yit, NP3y3a, NP3y3b	Biotita-granito, Anfibólio-biotita
Suite intrusiva tipo Ouro Branco	NP1yob, NP3yo, NP3yobb	Moscovita-biotita, ortognaisse a granito
Suite intrusiva tipo Passira	PP4p	Metanortosito
Suite intrusiva tipo Serra da Passira	PP4yxp	Biotita ortognaisse tonalítico
Suite intrusiva tipo Serra das Russas	NP3ysr	Milonitizados
Suite intrusiva tipo Serra de Taquaratinga	MP1st, MP1yst	Biotita Ortognaisse granítico a granodiorítico
Suite intrusiva tipo Serra do Mascarenhas	NP3ysm	Biotita ortognaisse a granito
Suite intrusiva tipo Terra Nova	NP1tn	Piroxênio ortognaisse sienítico
Suites magmáticas neoproterozóicas	NP3yit	Biotita granito

Tabela 1.1: Tabela das unidades litológicas, código e macropetrografia da Província Borborema (CPRM, 2008).

O Complexo Belém do São Francisco situa-se na porção S da província e é formado por ortognaisses e migmatitos com restos de supra-crustais. Predominam metaleucogranitos róseos emigmatitos que englobam restos de ortognaisses tonalítico-granodioríticos e supra-crustais do Complexo Cabrobó. Segundo Lima et al. (1985) as idades estão entre 1.070 e 1.090 Ma.

O Complexo Cabrobó compreende diversas partes da província, uma delas ao S, outra pequena parte a SE, e grande parte dela em NW. No complexo, tem-se, preliminarmente, uma seqüência metavulcano-sedimentar e outra eminentemente metassedimentar (SOUZA, 2012). A seqüência metavulcano-sedimentar é composta de (muscovita)-biotita xistos e biotita gnaisses, incluindo corpos lenticulares de metamáficas, calcários cristalinos, rochas calcissilicáticas e quartzito (CPRM, 2008).

A unidade metassedimentar foi subdividida numa associação litológica de (muscovita)-biotita xistos cinza-escuros, finos a médios, granadíferos, incluindo níveis de muscovita quartzitos, muitas vezes milonitizados (qt), lentes de calcários cristalinos, rochas calcissilicáticas e raras lentes de metamáficas; e numa seqüência de metagrauvas turbidíticas de coloração cinza, fina a média, contendo porfiroblastos de granada e cianita e esporadicamente de feldspatos, constituindo um pacote rochoso com leitos de textura/estrutura psamítica/gnáissica e pelítica/xistosa alternados, com espessuras centidécimétricas. O Complexo Gnáissico-Migmatítico está situado na porção W e NW, e compõe-se de corpos granitóides homogêneos de dimensões batolíticas, e de rochas gnáissicas de estrutura bandada. Os corpos homogêneos são ortognaisses de composição trondhjemítico leucotonalítica e granodiorítica, de granulação fina a média, também grossa, leucocráticos, de coloração esbranquiçada, creme, cinza-clara e rosada, em parte com *schlieren* máficos e enclaves de supracrustais. Podem conter, embora raramente, biotita e, por vezes, hornblenda. Estão comumente associados a metabasitos dioríticos ou gabróides e, em alguns locais, corpos anortosíticos. A idade da estrutura é estimada em 3,3 Ga para o embasamento crustal (Santos & Silva Filho, 1990).

O Complexo Vertentes, que compreende a região SE e E NW, foram identificadas rochas metapelíticas (biotita-xistos com sillimanita) intercaladas com anfibolitos. Devido ao intemperismo na região, os xistos aparecem excessivamente deformados, e apenas localmente ocorrem como pequenos barrancos nas estradas, tornando difícil a coleta para análises petrográficas e litogeoquímicas. Em geral variam de moscovita-biotita-xistos a biotita-xistos com granada e sillimanita. Aham-se associados a rochas anfibolíticas, onde o anfibólio identificado é hornblenda actinolítica. Os xistos observados neste contexto possuem granulação média (1-4mm), textura lepidogranoblástica a lepidoblástica e associação mineral correlacionada ao fácies anfibolito alto. A associação mineral dos metassedimentos é representada por: quartzo + biotita + granada + sillimanita + muscovita (meta-estável) + apatita + opacos. As rochas anfibolíticas associadas são constituídas por hornblenda actinolítica + plagioclásio + epidoto + quartzo + apatita + opacos, e apresentam uma granulação fina (<1mm) e textura nematoblástica Suite (SOUZA, 2012).

A Suite intrusiva Serra do Mascarenhas é compreendida na porção NW da província, e na tabela, a litologia dominante é o granito, em que estes apresentam-se como intrusões lenticulares no Complexo Gnáissico-Migmatítico. São compostos por sienogranitos, em algumas porções apresentasse parcialmente deformados. Estes mostram granulação fina, sendo equigranulares, de coloração rósea com biotita, sendo localmente mais enriquecido em quartzo e diques pegmatíticos. Em campo ocorrem como corpos lenticulares, tabulares ou *sheets* de até 7 m de espessura alojados nos ortognaisses do Complexo Gnáissico-Migmatítico e como injeções e microinjeções em rochas do Complexo metavulcanossedimentar (SOUZA, 2012).

A Suite intrusiva tipo Buenos Aires está compreendida na porção W e a litologia dominante nesta região é o biotita ortognaisse granodiorítico e ela corresponde ao terreno do Rio Capibaribe. A serra de Água Branca domina na região de Buenos Aires, com rochas tonalíticas de tendência diorítica e granulação fina a média. Ao sul de Limoeiro encontra-se a serra da Munguba ou Duas Pedras de composição diorítica, com porções migmatíticas, com xenólitos e diques de anfibolito e monzonito (CPRM, 2000).

Itaporanga cobre a maior parte da província e onde são minerados os granitos tipo Itaporanga, bastante usado em adornos para casas e prédios, a suite compreende massivamente a porção sul e algumas poucas porções ao norte, onde se obteve várias medidas e foi observada uma variação litológica relativamente diversa em comparação as demais. Na suite, compreende rochas plutônicas de granulação grossa a média constituída por megacristais de feldspato potássico que podem atingir até cerca de 10 cm de comprimento. Petrograficamente é representada por anfibólio-biotita ou biotita monzogranitos, variando a quartzo monzonitos, sienogranitos ou granodioritos. São frequentes as associações dessas rochas com as rochas da Suite São João do Sabugi (SOUZA, 2012).

A Suite intrusiva tipo Ouro Branco compreende a parte S da província e apresenta mesma variação litológica e semelhante a Itaporanga, com a diferença que a litologia varia mais para Moscovita-biotita ortognaisse, e também frequentemente com granitos (CPRM, 2008).

A Suite intrusiva tipo Passira ocorre na porção W da província, próxima a Suite intrusiva Tipo Moderna e rodeada por diversas unidades litológicas. Ocorrência de metanortositos maciços, metagabros e metapiroxenitos com potencial minério de Fe-Ti (CPRM, 2008), onde há a presença de diversas mineradoras na busca por metais pesados.

A Suite intrusiva tipo Serra da Passira é compreendida nas porções W, S e centro-sul. Tal suite é também chamada de Suite Gabro-Anortosítica de Passira, onde encontra-se bastantes minerais escuros com maior frequência biotita ortognaisse tonalítico. Se encontra no grupo das rochas metaplutônicas e litologia, ocorrendo metagranossienitos. próxima a do Complexo Gnáissico Migmatítico (CPRM, 2008).

A Suite intrusiva tipo Serra das Russas, ou Serra das Russas, que é outro nome dado para o Planalto Borborema por populares, possui litologia de milonitizados com maior destaque do que as demais unidades geológicas apresentadas. Também apresenta biotita-granito, e biotita ortognaisse tonalítico em sua estrutura (CPRM, 2008).

A Suite intrusiva tipo Serra de Taquaratinga apresenta litologia semelhante ao Complexo Belém de São Francisco, variando de biotita ortognaisse granítico a granodiorítico (CPRM, 2008).

A Suite intrusiva tipo Terra Nova compreende a parte S e apresenta em sua litologia dominante piroxênio ortognaisse sienítico, contendo também em parte dela hornblenda sienito de granulação variando de fina a grossa, com afinidade shonshonítica. Apresenta-se como ediacarano em termo de idade (630 milhões de anos) (SOUZA, 2012) e uma região com alto potencial de minério de Fe, Ni e Cu.

As Suites magmáticas neoproterozóicas (NW) constitui-se por supracrustais (metavulcânicas e metassedimentos) e infracrustais (ortognaises e granitóides/sienitóides) pré-cambrianas com biotita granito como litologia dominante. Integrações geológicas mais recentes realizadas na região, em escalas regionais, ressaltaram a presença de litotipos de idade meso/neoproterozóicos (relacionados ao evento Cariris Velhos), tais como os complexos Riacho Gravatá, São Caetano e Sertânia, e metagranitóides colisionais. Quanto a tectônica, pelo menos duas fases de deformações dúcteis são reconhecidas na região, onde a primeira estaria relacionada ao evento colisional Cariris Velhos (ca. 1.0 Ga), geralmente empregando uma foliação de baixo ângulo nas rochas. A segunda fase seria atribuída ao evento Brasileiro (ca. 650 a 540 Ma), onde a tectônica foi essencialmente transcorrente de rejeito direcional (SOUZA, 2012).

A Suite intrusiva tipo Moderna fica a W da província, onde esta intrude bem acima do lineamento Pernambuco e possui vários tipos de minério de ferro (pode ser uma possível fonte de alteração hidrotermal). Esta suite em sua composição mineralógica possui sienogranitos, quartzos sienitos e sienitos com Fe-hastingsita sintranscorrentes (CPRM, 2008).

CAPÍTULO 2

Fundamentação teórica

2.1 Método gamaespectrométrico

2.1.1 Conceitos

Quando um núcleo de um átomo tem excesso de partículas ou muita energia, ele pode tornar-se instável. Se isso acontece ele procurará atingir a estabilidade emitindo algum tipo de radiação. Cada tipo de radiação produz efeitos diferentes nos átomos (conceitos básicos retirados do trabalho de (Gonçalves, 2008).

- Decaimento Alfa (α): Partículas alfa são fragmentos do núcleo original e consistem de dois prótons e dois nêutrons (ou seja, o núcleo do ${}^2\text{He}_4$. Dessa forma, após um decaimento alfa, o núcleo tem seu número de prótons diminuído em duas unidades e sua massa atômica diminuída em quatro unidades. As partículas alfa possuem tanto massa quanto carga, por isso são facilmente absorvidas em poucos centímetros da atmosfera. Somente núclídeos com números atômicos relativamente altos decaem por emissão alfa e este decaimento é quase sempre acompanhado por emissão de radiação gama.
- Decaimento Beta (β): Partículas beta consiste de um elétron (e^-) ou pósitron (e^+) emitido pelo núcleo. A desintegração beta faz-se de três modos distintos: desintegração β , desintegração β^+ e captura de elétron, em todas elas podendo haver, também, emissão de radiação gama. No decaimento, um nêutron é convertido num próton no núcleo atômico com a emissão de um elétron (e^-) e um antineutrino. No decaimento β^+ um próton é convertido num nêutron com a emissão de um pósitron (e^+) e um neutrino. O pósitron emitido logo combina com um elétron produzindo dois fótons de 0,511 MeV, cada, radiados em direções diametralmente opostas (radiação de aniquilação). No processo de captura de elétron não existe emissão beta, apenas um elétron no interior da órbita K entra no núcleo com a formação de um nêutron e a emissão de um neutrino. Não há emissão de qualquer partícula neste caso, mas há emissão de raios-X pelo átomo. As partículas beta são facilmente absorvidas tanto quanto as partículas alfa e conseguem viajar alguns metros na atmosfera.

- **Radiação Gama:** A emissão de uma partícula alfa ou beta geralmente deixa o novo núcleo em um estado excitado e a energia excedente é emitida como Radiação Gama (γ). Os raios gama, fótons de alta energia emitidos pelo núcleo atômico, são radiações eletromagnéticas que resultam da desexcitação de núcleos que foram deixados em estados excitados após emissão α ou β . Como não possuem carga ou massa, seu poder de ionização é muito mais baixo que os das partículas e , portanto, seu poder de penetração na matéria é muito maior (chegando a penetrar um pouco mais de 30 centímetros de rocha e centenas de metros na atmosfera). Portanto, eles são a única radiação disponível para medir a radioatividade terrestre. A energia do fóton dos raios gama é característica do isótopo fonte. Dessa forma, a base da espectrometria de raios gama (ou gamaespectrometria) é a medição da energia dos fótons possibilitando que a fonte de radiação seja diagnosticada. ∴

As energias de interesse geológico estão entre 0,2 e 3,0 MeV, que correspondem a comprimentos de ondas por volta de 10^{-11} m e uma frequência em torno de 10^{19} Hz. O decaimento nuclear é um fenômeno aleatório sendo a taxa de decaimento proporcional ao número de núcleos de determinado tipo presentes em um dado instante. Assim, o número de núcleos que vai decair durante um curto espaço de tempo é proporcional ao número de núcleos atuais, isto é:

Aí, ao resolver, tem-se:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (2.1)$$

Nesta expressão, λ é a constante de decaimento radioativo com dimensão do inverso de tempo, N_0 é o número de radionuclídeos presentes no tempo $t=0$ e N é o número de nuclídeos presentes após um tempo t . Definimos como atividade de um radionuclídeo, X , o número de desintegrações de núcleos radioativos por unidade de tempo. Matematicamente, ela é dada pelo negativo da taxa de desintegração, dN/dt , ou seja:

$$X = X_0 e^{-\lambda t} \quad (2.2)$$

Define-se meia-vida de um radionuclídeo, T , o tempo necessário para o número de núcleos de um dado isótopo decair para a metade do valor inicial. Portanto, passada uma meia-vida significa que resta a metade dos isótopos radioativos originais; passadas duas meias-vidas, um quarto dos isótopos radioativos originais, e assim por diante. Quando $N = N_0/2$ significa que passou-se uma meia-vida, e aí:

$$\tau = \frac{0.693}{\lambda} \quad (2.3)$$

A vida média, t_{mdia} , é a expectativa de vida dos átomos de uma mesma espécie radioativa. A vida média é dada pela soma dos tempos de existência de todos os átomos de mesmo tipo dividida pelo número inicial de átomos e é representada por $t_{mdia} = \frac{1}{\lambda}$. A demonstração da equação se encontra no apêndice.

Alguns radionuclídeos possuem mais de um modo de decaimento. Há radionuclídeos que decaem para um nuclídeo também radioativo que podem constituir uma série (ou família) radioativa. Desse modo, cada radionuclídeo decai para outros radionuclídeos até, por fim terminarem em um isótopo estável. Neste caso, a taxa em que um elemento filho muda é a diferença entre sua taxa de produção e sua taxa de desintegração. A taxa de acumulação dos átomos filhos é a diferença entre a produção e a desintegração, ou:

$$\frac{dN_2}{dt} = \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 = \lambda_1 N_0 e^{-\lambda_1 t} - \lambda_2 N_2 \quad (2.4)$$

onde N_2 é o número de átomos filhos em um determinado tempo t . Mais informações sobre acumulação e outras equações, consultar o apêndice.

Outro conceitos importantes em métodos radiométricos são os três tipos de processos de interação da radiação gama com a matéria: efeito fotoelétrico, espalhamento Comptón e produção de par.

Efeito Fotoelétrico: Toda a energia de um fóton é absorvida por um elétron ligado numa camada de um átomo o qual é expelido com energia cinética, dada por:

$$E_{cin} = E_{inc} - E_{lig} \quad (2.5)$$

onde: E_{cin} é a energia cinética do elétron expelido, E_{inc} é a energia do fóton incidente

($E_{inc} = hf$), e E_{lig} é a energia de ligação do elétron na camada. Este processo de absorção ocorre predominantemente na faixa de mais baixa energia da radiação gama e depende do número atômico do átomo. Após a expulsão do elétron, o átomo reorganiza-se com a emissão de raios-X.

Espalhamento Comptón: Este processo ocorre quando um fóton incidente perde parte da sua energia para um elétron livre (ou fracamente ligado) e é espalhado com um certo ângulo em relação a direção original. A energia perdida do raio gama é transferida como energia cinética para o elétron segundo a relação:

$$E_{esp} = \frac{E_{inc}}{1 + \frac{E_{inc}}{m_e c^2 (1 - \cos\theta)}} \quad (2.6)$$

onde: $E_{esp} = (hf)_{esp}$ é a energia do fóton espalhado segundo um ângulo, $E_{inc} = (hf)_{inc}$ é a energia do fóton incidente e $m_e c^2$ é a energia de repouso do elétron.

Produção de par: É um processo através do qual um fóton incidente é completamente absorvido. Isso resulta na criação de um par elétron-pósitron nas proximidades de um núcleo com energia total igual ao fóton incidente. Este fenômeno ocorre com energia superior a 1,022 MeV e predomina em energias dos fótons maiores que 10 MeV. A expectativa de vida do pósitron criado é muito curta: ele aniquila-se com um elétron produzindo dois raios gama de 0,511 MeV de energia. O espalhamento Compton é o processo predominante na escala de energia das radiações gama naturais das rochas, como vemos na 2.1. Portanto, os raios gama medidos em levantamentos radiométricos sofrem o espalhamento Compton, sendo necessário sua remoção durante o processamento de dados.

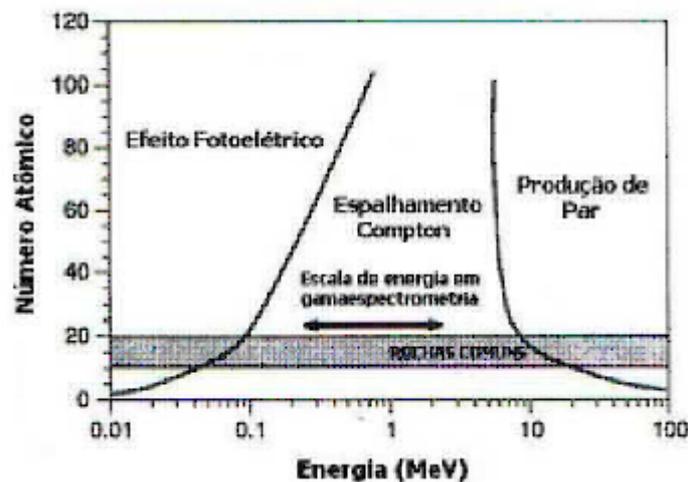


Figura 2.1: Efeito Compton em rochas, onde a parte sombreada representa o pico de energia para rochas comuns

A unidade usada para as medições da atividade de uma espécie radioativa é o Curie (Ci), nome dado ao descobridor do rádio, Mme. Curie. É a atividade, que resulta em $3,7 \cdot 10^{10}$ desintegrações por segundo, que é o número de partículas emitidas por 1 grama de rádio puro (Ra^{226}) em 1 segundo (Telford et al., 1990). Devido aos raios gama possuírem natureza similar aos raios-X, a força ou intensidade da radiação gama (bem como partículas α e

β) é também medida na unidade de raios-X, o röntgen (R). Essa é a quantidade que irá produzir uma unidade de carga eletrostática ($2,08 \cdot 10^9$ íons pares) por centímetro cúbico no ar a 0°C e 760 Torr CNTP (Telford et al., 1990). As subunidades são miliröntgen (mR) e microröntgen (μR). Atualmente a unidade utilizada é o Bequerel (Bq), que corresponde a uma desintegração por segundo (cps). As séries radioativas dos principais isótopos está disponível no apêndice.

2.1.2 Fontes de radiação gama

Apenas um número limitado de isótopos de elementos naturais emitem raios gama. Podemos dividi-los em três grupos de acordo com sua origem (MINTY, 1997):

- Grupo 1: inclui os radionuclídeos K^{40} , U^{238} , U^{235} , Th^{232} , que possuem meias-vidas da ordem de grandeza da idade da Terra ($4,54 \cdot 10^9$ anos) e podem ser encontrados nas rochas.
- Grupo 2: composto de isótopos radioativos filhos, membros das séries do U^{238} , U^{235} e Th^{232} . Suas meias-vidas alcançam desde pequenas frações de segundo até 105 anos.
- Grupo 3: engloba os chamados radioisótopos cosmogênicos, formados pela interação de raios cósmicos com os átomos de gases na alta atmosfera terrestre. ...

O primeiro grupo engloba os radioelementos mais comuns nas rochas, portanto, este grupo é o alvo em gamaespectrometria. O segundo e o terceiro grupo constituem ruídos de fundo (ou *backgrounds*), e devem ser removidos dos dados medidos (MINTY, 1997).

2.1.3 Fontes naturais de radiação gama

O fluxo de raios gama próximo a superfície terrestre resulta, quase na totalidade, do decaimento do K^{40} e dos membros das séries do U^{238} e Th^{232} . Dentre esses últimos, os mais importantes são o Bi^{214} e o Pb^{214} das séries do U^{238} e Th^{232} , respectivamente. A determinação dos elementos. O volume de 32,8 litros representa uma quantidade de cristais suficientes para aeronaves de asa fixa (considerando a altura e velocidade da aeronave).

2.1.4 A radioatividade nas rochas

A existência dos elementos U, Th e K nas rochas se destaca na composição mineralógica das rochas. Quando se tem rochas ricas em feldspato e plagioclásio (máficas e ultramáficas), a quantidade de U, Th e K nelas é bem pequena, enquanto que em rochas compostas por micas, feldspatos (que são rochas mais ácidas) somados a minerais acessórios, como o zircão, apatita e monazita tem-se teores destes elementos em rochas bastante altos. Então, com isso, observa-se uma relação inversamente proporcional entre a quantidade de sílica presente na rocha com a quantidade de U, Th e K. Quando se faz a razão desses elementos, eles tem relevante importância na demarcação de unidades litológicas. Quando se analisa a razão U/Th, observa-se o grau de diferenciação magmática entre as rochas. E a razão U/K indicam possíveis zonas de alteração hidrotermal. Sendo estes elementos os principais geradores de calor no interior da Terra a partir dos seus decaimentos a partir da absorção pelas rochas da

energia liberada pelo decaimento radioativo em que resulta no aumento de agitação térmica com a temperatura de seus átomos gerando calor. Contudo esses elementos são importantes em determinar a temperatura e a história tectônica da Terra, em que corresponde a 98% do calor gerado no interior da crosta terrestre.

- Potássio - É um dos principais radioisótopos e este possui 2,5% na crosta terrestre e 0,4% na crosta oceânica (Fowler, 1990). Os principais minerais que possuem potássio em sua composição são os feldspatos potássicos (13%) e as micas, biotitas e moscovitas 8%. Então, rochas ácidas (granitos, sienitos e leucogranitos) apresentam alto teor de potássio em relação as máficas como os gabros e os peridotitos. Este elemento possui grande mobilidade iônica, o que significa que pode ser facilmente transportado e lixiviado. Na espectrometria gama, o potássio é detectado no decaimento $K^{40} \rightarrow Ar^{40}$ com seu fotopico de 1460 MeV.
- Urânio - É um elemento traço com concentração de 2,5 ppm na crosta terrestre e 0,9 ppm na crosta oceânica. A forma oxidada, o U_{+6} no geral se apresenta em minerais solúveis (CO_3^{-2} , SO_4^{-2} e PO_4^{-3}). Já o íon U^{+4} acompanha minerais insolúveis. Na espectrometria identifica-se o U^{238} a partir do decaimento do Bi^{238} membro da sua série radioativa com fotopico de 1760 KeV. O U^{235} contribui bem pouco por causa de sua baixa abundância isotópica.
- Tório - Também encontrado como elemento traço com 5,8 ppm na crosta terrestre e 2,8 ppm na crosta oceânica. Encontrado na natureza nas formas Th^{+4} e Th^{+3} . Em comparação aos outros dois, este tem pouquíssima mobilidade iônica, e se uma região tiver uma alta concentração de tório em relação aos outros dois isótopos, indica que houve grande intemperismo químico. Na espectrometria gama, ele decai para o isótopo Tl^{208} e possui fotopico de 2614 KeV. ...

Tais propriedades dão as características petrofísicas (resultado das propriedades dos minerais que a compõem) relacionando ao armazenamento, transporte e geração de calor. As principais são: condutividade térmica, taxa de produção de calor (A), capacidade térmica e difusividade térmica. Tais propriedades dependem, essencialmente, de características como composição mineralógica da rocha, textura, porosidade, saturação dos fluidos e condições de pressão e temperatura. A geração de calor pelas rochas é resultado, sobretudo, da energia proveniente da emissão de partículas dos elementos radioativos que as compõem é denominado calor radiogênico.

Para este trabalhos, foi usada a taxa volumétrica de produção de calor, onde ($\check{A}calor$) é dado por (W. M. Telford, 1976):

$$\check{A}calor = 10^5 \rho (3,48C_K + 9,52C_U + 2,56C_{Th}) \quad (2.7)$$

Onde Figueiredo (2008), interpreta altas taxas de calor com rochas quem possuem tendência para rocha félsica e baixas taxas de produção de calor para rocha máfica.

2.2 Método magnético

O modelo proposto é a Terra como uma esfera uniformemente magnetizada com base nas semelhanças direcionais entre o campo da Terra e o campo magnético é no formato de uma esfera. Uma dessas conclusões importantes para a geofísica é que o campo de uma esfera uniformemente magnetizada aproxima-se muito bem do campo magnético da Terra baseando-se na análise de harmônicos esféricos.

2.2.1 Conceitos

O campo magnético surge por causa do fluxo magnético (que é dado por presença de corrente elétrica, ou seja, cargas em movimento) como também o campo elétrico surge devido a presença de cargas elétricas. A densidade de fluxo magnético é denotada como fluxo por unidade de área, e nas bibliografias de Física é também chamado de indução magnética (dado por \vec{B}). O \vec{H} é a intensidade do campo magnético e associando-os, temos (Blakely, 1996):

$$\vec{B} = \mu\vec{H} \quad (2.8)$$

onde μ é dado como permeabilidade magnética. Quanto as unidades no Sistema Internacional, \vec{H} é medido em ampère por metro (A/m), e a unidade de fluxo magnético é o Volt-segundo (V.s) dado também como Webber (Wb).

Conclui-se que a unidade de indução magnética é dada como Wb/m^2 , ou seja, o Tesla (T). Estas medidas geofísicas que são feitas seriam as densidades dos fluxos magnéticos, normalmente na ordem de nanotesla (10^{-9} T). Então, a unidade de permeabilidade magnética é dada por ohm.s/m ou henry/m. A permeabilidade tem seus valores diferentes em cada meio, e no vácuo ela é denotada como μ_0 e assim, temos o campo de indução criado no vácuo dado por $\vec{B} = \mu\vec{H}$. Na geofísica isso tem importância, pois o valor no vácuo é considerado no ar e sabemos seu valor, que é de 4.10^{-7} ohm.s/m. Aí, pondo um corpo magnetizável em contato com um campo magnético externo, tem-se que este corpo será magnetizado por indução, onde esta se dá devido a reorientação dos átomos e moléculas através do alinhamento dos *spins*. A medida é a polarização magnética \vec{M} (também chamada de intensidade de magnetização ou momento de dipolo por unidade de volume). Como é uma indução, essas linhas dos dipolos orientados vão produzir um campo secundário \vec{B} . Quando o corpo é uniformemente magnetizado, \vec{M} é constante em módulo e sua direção é através do corpo, e sua unidade

é em ampère por metro (A/M). Supondo campos magnéticos de pequena magnitude, \vec{M} é proporcional à intensidade e direção de \vec{H} , acompanhado da constante que é dada como a assinatura do corpo, chamada de susceptibilidade magnética χ (Blakely, 1996)), onde:

$$\vec{M} = \chi \vec{H} \quad (2.9)$$

Agora reescrevendo a equação 2.8 com o efeito de magnetização:

$$\vec{B} = \mu_0(\vec{H} + \vec{M}) = \mu_0(1 + \chi)\vec{H} \quad (2.10)$$

A relação entre o valor da susceptibilidade magnética em emu para SI é dada como $\chi(\text{SI}) = 4\pi\chi$ (emu).

Numa aquisição de dados magnéticos, a resposta magnética das rochas e minerais é determinada pela susceptibilidade magnética do material. Lembrando que \vec{M} é dado como momento magnético por unidade de volume, temos então (Blakely, 1996):

$$\vec{m} = v\vec{M} \quad (2.11)$$

E o momento magnético, tem sua unidade em A/m^2

Agora, escrevendo a magnetização de forma contínua, fazemos primeiramente:

$$\vec{M} = \sum_i m_i \quad (2.12)$$

Com a magnetização, escrevemos o potencial magnético (V) que é dependente de um ponto P que se dá devido a uma fonte magnética com uma certa magnetização \vec{M} onde $\vec{M}dv = \vec{m}$, temos que:

$$V(P) = -C_m \vec{M} \nabla_P \frac{1}{r} dv \quad (2.13)$$

em que r é a distância ao dipolo, C_m , uma constante e a magnetização é uma função que depende da posição, ou $M=M(Q)$, em que Q é a posição do corpo magnético dv . Integrando em volume, encontramos a equação do potencial de distribuição de magnetização (Blakely, 1996):

$$V(P) = -C_m \int_R \vec{M}(Q) \nabla_Q \frac{1}{r} dv \quad (2.14)$$

Para o vetor indução magnética (B), temos:

$$B(P) = -\nabla_P V(P) \quad (2.15)$$

Substituindo $V(P)$ na 2.14

$$B(P) = -C_m \nabla_P \int_R \vec{M}(Q) \nabla_Q \frac{1}{r} dv \quad (2.16)$$

Tomando esta base, a equação do campo magnético total é dada como:

$$B_{Total} = -C_m \hat{F} \nabla_P \int_R \vec{M}(Q) \nabla_Q \frac{1}{r} dv \quad (2.17)$$

onde \hat{F} é o vetor unitário na direção da região do campo (Blakely, 1996).

2.2.2 Campo principal

Também denominado como campo geomagnético, tem sua origem no interior da Terra. Como visto na introdução, o seu modelo leva em consideração a Terra como uma esfera uniformemente magnetizada, em que podemos dizer que equivale a presença de um dipolo magnético no centro da Terra e quase axial ao eixo de rotação dela. \vec{B} é dado como intensidade do campo magnético e é descrito em três componentes ortogonais: B_x na componente x, apontando com sinal positivo para o Norte; B_y na componente y, com sinal positivo para leste e B_z na componente z apontando para o centro da Terra. Essas componentes são expressas no Sistema Internacional em nanotesla (nT). H é denominado como Intensidade Horizontal e resulta das componentes B_x e B_y , que formam um ângulo com B_x denominado D , que é a declinação magnética, e outro com B_z apontado como I , que é a Inclinação Magnética (de Miranda, 2001). Na figura abaixo, temos:

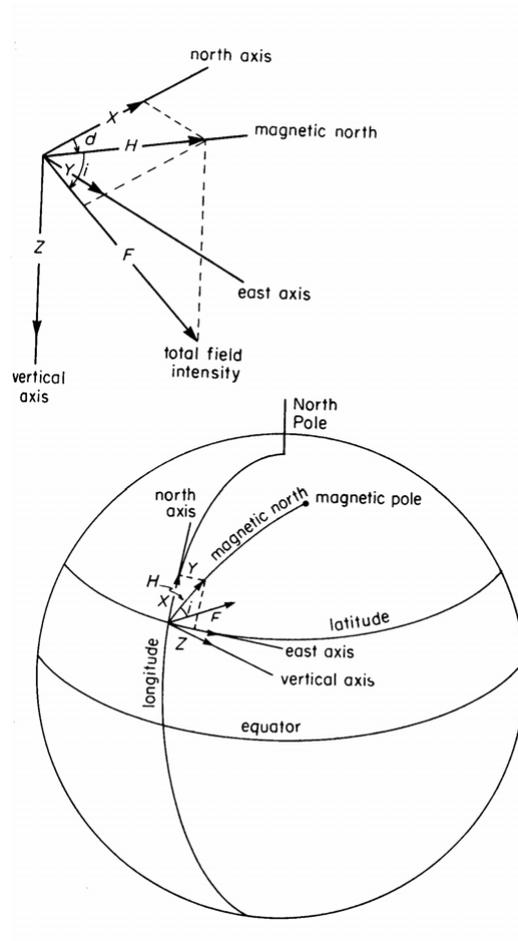


Figura 2.2: Modelo do campo magnético

$$B^2 = H^2 + B_z^2 \quad (2.18)$$

$$H^2 = B_x^2 + B_y^2 \quad (2.19)$$

$$B_x = B \cos(D) \quad (2.20)$$

$$B_y = B \sin(D) \quad (2.21)$$

$$B_z = B \sin(I) \quad (2.22)$$

$$H = B \cos(I) \quad (2.23)$$

$$D = \arctan\left(\frac{B_y}{B_x}\right) \quad (2.24)$$

$$I = \arctan\left(\frac{B_z}{H}\right) \quad (2.25)$$

Com a integração das equações acima, o vetor de intensidade magnética é escrito como:

$$\vec{B} = B[(\cos D \cdot \cos I)\vec{i} + (\sin D \cdot \cos I)\vec{j} + \sin I \cdot \vec{k}] \quad (2.26)$$

Na identidade, tratando $L = \cos D \cdot \cos I$, $M = \sin D \cdot \cos I$ e $N = \sin I$ temos:

$$\vec{B} = F(L\vec{i} + M\vec{j} + N\vec{k}) \quad (2.27)$$

Atualmente o dipolo magnético terrestre possui o pólo positivo cruzando o globo em 75°N , 101°W e o negativo em 69°S , 145°E . desloca-se cerca de 300 km do centro da Terra na direção da Indonésia e sua inclinação em relação ao eixo de rotação terrestre é de $11; 5^\circ$. Quando a magnitude, ela é de cerca de 60000 nT no pólo norte magnético e 70000 nT no pólo sul magnético. Em quatro séculos de observações, os cientistas concluem que o campo está longe de ser permanente e está sujeito a "variações seculares". Um dos exemplos dessas observações registradas em Londres e em Paris em 1580 mostram que no decorrer do tempo, a inclinação foi alterada de 10° (de 75° para 65°) e a declinação de 30° (de 10°E para 25°W , retornando para 10°E subsequentemente). Os resultados dessas variações de campo são na verdade aleatórios e varia bastante de região para região, e associa-se essas variações ao movimento do núcleo externo (fluido) ao redor do interno em forma de correntes de convecção, no contato manto-núcleo e na velocidade de rotação da Terra. Para visualizar estas sucessivas variações espaciais dos elementos geomagnéticos no globo terrestre, é necessária a confecção dos mapas isomagnéticos, onde estes mapas mostram linhas de contorno de igual declinação (isogênicos); igual inclinação (isoclínicos) e igual magnitude, intensidade horizontal ou intensidade vertical (isodinâmicos). Mapas de contorno (isopáricos), representam as taxas de mudanças constantes do campo magnético, em nT por ano (Telford et al., 1976).

2.2.3 Campo magnético externo

O campo magnético externo terá a sua ocorrência em locais acima a superfície da Terra, ou seja, na ionosfera ou aos arredores dela, pois como tem-se íons em movimento, há a formação de correntes elétricas, que por consequência formam o campo magnético. Só que as variações temporais são muito rápidas se comparar com o campo principal (Telford et. al., 1990), e são estas:

- Variações nas atividades solares (ciclo de $10\tilde{1}1$ anos).
- Variações diurnas solares num período de 24 horas em torno de 50 nT variando com a latitude e estações do ano, e seu controle é por ventos solares e correntes ionosféricas.
- Variações lunares em um período de 25 horas com amplitudes não passando de 2 nT, ciclicamente em um mês, podendo-se associar à interação gravitacional ionosfera-Lua.

- Tempestades magnéticas e fenômenos aleatórios, ocorrendo em intervalos variáveis (25 a 35 dias), gerando distúrbios transientes com amplitudes acima de 1000 nT em baixas latitudes, crescendo em zonas polares onde ocorre as auroras. Quando se faz a prospecção magnética, essas variações diurnas podem ser corrigidas através do uso das estações-base, sem que ocorra uma tempestade magnética em torno, pois com as perturbações, a correção não é possível. . . .

2.2.4 Anomalias magnéticas

As anomalias magnéticas terrestres já são mudanças do campo principal em um determinado local devido a contribuição e composição dos minerais magnéticos no entorno, próximas a superfície terrestre. Em grandes distância, tal anomalia torna-se desprezível, também não excede o dobro do campo principal. Em termos de profundidade, abaixo de 22 km quase não ocorre anomalia, porque nessa profundidade, a temperatura do composto rochoso é de mais de 580°C, ou seja, ultrapassa o ponto de Curie, onde as rochas não tem mais propriedade magnética (Telford et. al., 1976). Em termos de materiais magnéticos, temos as divisões em 3 propriedades magnéticas :

- Diamagnetismo: é quando a substância adquire uma fraca intensidade de magnetização. Na presença de campo magnético, o orbital dos elétrons opõe-se ao campo externo H e a direção é oposta ao campo que induz, o que dá uma susceptibilidade negativa. As substâncias que possuem essa característica são o quartzo, grafita, gipsita.
- Paramagnetismo: é quando na presença de um campo magnético indutor, a substância tem seus momentos atômicos alinhados à polarização do campo. Com isso, a magnetização é fraca e positiva. Ocorre em olivinas e piroxênios.
- Ferromagnetismo: nessas substâncias com tal propriedade a susceptibilidade magnética é elevada. Em classificação se dá por ferromagnéticos verdadeiros (a interação entre os domínios moleculares vizinhos são de tal força que os momentos magnéticos estão paralelos uns aos outros, como o ferro e o níquel), os antiferromagnéticos (os momentos magnéticos não são orientados igualmente, cancelando uns aos outros, o que resulta em uma susceptibilidade muito pequena, como na ilmenita e na hematita), os ferrimagnéticos (os momentos de dipolo não são igualmente orientados embora tenha uma certa resultante em alguma direção, e a ocorrência se dá devido por ocorrer um forte alinhamento magnético de um subdomínio em relação aos outros ou existem mais subdomínios com um determinado alinhamento predominante em relação aos outros, como a magnetita e pirrotita). Todos os minerais ditos magnéticos são considerados ferromagnéticos e tem destaque na prospecção magnética. Como parâmetro, a susceptibilidade magnética é o mais importante no método geofísico magnético. Rochas e

minerais com alta susceptibilidade quando expostos a um campo magnético externo, tem sua magnetização mais forte em relação a materiais com baixa susceptibilidade.

...

Abaixo temos a tabela com a susceptibilidade magnética de alguns materiais:

Rocha ou mineral	Susceptibilidade magnética (SI)	
Magnetita	1-14	
Pirrotita	0.001-6	
Ilmenita	0.3-3	
Formação ferrífera	0.07-4	
Peridotito	0.16	
Piroxenito	0.15	Valores
Gabro	0.004-0.09	
Basalto	0.002-0.02	
Pegmatito	0.003-0.07	
Granito sem magnetita	0.00005	
Granito	com magnetita 0.03	
Argilito, arenito, quartzito e calcário puro	≈ 0	

de susceptibilidade magnética (por Gonçalves, 2008)

2.2.5 Magnetização Remanente

A magnetização que se observa nas rochas pode ser provocada pelo campo atual da Terra, chamada de Magnetização Induzida ou adquirida ao longo da história geológica da rocha, chamada de Magnetização Remanente. Esta magnetização, diferente da Induzida que é diretamente proporcional a susceptibilidade magnética, e adquirida na época da formação da rocha, podendo ter a mesma direção da induzida ou até mesmo oposta, o que faz dificultar a interpretação dos dados magnéticos. A Magnetização Remanente depende da história magnética da rocha, sendo sua origem causada por vários processos, tais como (Telford, 1976):

- Magnetização termo-remanente: ocorre a partir do resfriamento da rocha abaixo da temperatura de Curie, na presença do campo magnético terrestre na época que a rocha se formou.
- Magnetização detrítica ou deposicional: ocorre durante a deposição de partículas de forma lenta com presença do campo magnético externo.
- Magnetização isotérmica: O campo magnético é aplicado a um material e depois retirado aparecendo uma magnetização residual. Os relâmpagos produzem essa magnetização em áreas pequenas.

- Magnetização química: causada por transformações químicas ou crescimento de grãos ferromagnéticos durante a formação das rochas metamórficas e sedimentares, mesmo que estejam abaixo da temperatura de Curie. . . .

CAPÍTULO 3

Metodologia

O trabalho mostra os resultados das correlações entre os dados geológicos da Porção Leste da Borborema com os dados gamaespectrométricos e magnéticos aéreos, fornecidos pela CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) através do Projeto Aerogeofísico Borborema Leste (feito em 2008). Os dados terrestres de gamaespectrometria e os dados das propriedades físicas foram fornecidos pelo Laboratório de Física Nuclear Aplicada da Universidade Federal da Bahia (LFNA-UFBA).

Pelos dados da CPRM, iniciou-se o contrato da aquisição em 02 de agosto de 2007 com o Consórcio LASA Engenharia e Prospecções S.A mais a PROSPECTORS Aerolevantamentos e Sistemas LTDA para executar os serviços de aquisição e processamento de dados aéreos magnetométricos e gamaespectrométricos do projeto Aerogeofísico Borda Leste do Planalto da Borborema, o qual localiza-se na porção extremo nordeste do Brasil, compreendendo grande parte dos Estados de Sergipe, Alagoas, Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. A direção das linhas de vôo foi feita no sentido N-S, a direção das linhas de controle foi feita no sentido E-W, com espaçamento entre as linhas de vôo em 500 m e o espaçamento entre as linhas de controle de 10 Km. A altura média de vôo foi de 100 m, estando dentro do padrão da aquisição aérea, onde o máximo é de 150 metros (CPRM, 2008).

Para a etapa de aquisição de dados foram utilizadas 3 aeronaves de propriedade da LASA Engenharia e Prospecções S/A e duas aeronaves da PROSPECTORS, nos quais foram usados magnetômetros de bombeamento ótico de vapor de césio e gamaespectômetros da EXPLORANIUM, modelo GR-820, de 256/512 canais espectrais, bem como o sistema de navegação GPS com receptores de 12 canais com correção diferencial "realtime". Por fim foram entregues, além do Relatório Final e os anexos, 3 coleções de 29 mapas digitais de Traço de Linhas de Vôo (escala 1:100000), bem como dos arquivos digitais referentes aos metadados, dos arquivos XYZ (perfis) e em malhas (grids), estes últimos no tamanho de 125 x 125 metros ambos no formato pronto para ler no programa de interpolação, como também arquivos digitais de todos os mapas do projeto nas citadas escalas e o arquivo do texto, figuras e tabelas do Volume I do Relatório Final do Projeto em formato de texto, mais os dados já pré-processados, todos os arquivos gravados em DVD-ROM (CPRM, 2008).

Os aeromagnetômetros usados eram acoplados a um sensor de vapor de césio que fica

montado na cauda (tipo stinger) da aeronave, onde o sinal do pré-amplificador é localizado na base do cone de cauda da aeronave, e enviado ao sistema de aquisição e compensação aeromagnética contido no sistema FASDAS. O FASDAS é o computador da aquisição de dados, onde estes recebem o dado e armazenam em disco rígido e posteriormente transfere para o disco magnético, com utilidade para backup e transferência dos dados para o computador de processamento. O AEROMASTER funciona da mesma, mas nestes, os dados podem ser transferidos via USB. As aeronaves usam para sistema de navegação sistemas GPS de 12 canais, com receptores. As informações são processadas pelos respectivos sistemas de aquisição de dados e enviadas aos computadores de navegação, ficando disponíveis aos pilotos através de indicadores analógicos e das telas de computadores. Já as coordenadas GPS (latitude/longitude) são armazenadas nos sistemas de aquisição de dados de cada aeronave e transferidas ao escritório do campo. E todas as aeronaves estão equipadas com o sistema de correção em tempo real (DGPS real time), cujas coordenadas são transferidas ao escritório de campo já corrigidas diferencialmente (CPRM, 2008).

Para a aquisição terrestre, feita pelo LFNA, usou-se um cintilômetro portátil (Exploranium), e com isso, foram realizadas em torno de 410 medidas sendo estas distribuídas na região de estudo e em cada medida foram coletadas amostras para estudos petrológicos em laboratório. Foram realizadas medidas de porcentagem de potássio, ppm em tório e urânio, taxa de produção de calor e mais outras propriedades físicas investigadas no laboratório, onde a densidade foi obtida a partir das amostras e a susceptibilidade magnética obtida através de um susceptímetro.

Os dados aéreos e terrestres vieram dispostos em tabelas e estes dados foram trabalhados pelo Oasis Montaj, um programa de processamento de dados geofísicos e gerador de grids e mapas, por meio de módulos e funções do próprio programa. Nele também pode-se fazer tabelas.

Os grids de interpolação para os dados aéreos foram feitos pelo método Akima. Com os dados gamaespectométricos foram feitos mapas de concentração de U, Th e K, razões U/Th, U/K e Th/K, e a partir deles, relações estatísticas como o Fator F, e com este foi feita a função estatística SELECT (que será definida mais adiante) com 3 desvios-padrões para se fazer a melhor seleção possível das zonas com maior valor de Fator F, e referente aos dados terrestres, foram feitos mapas interpolados pelo método esférico (*kriging*) com porcentagens de U, Th e K, as razões U/K, U/Th e Th/K, taxa de produção de calor e outras grandezas físicas relativas.

Usar funções estatísticas em dados já interpolados e gerados em forma de mapas também é um procedimento bastante comum. Inicialmente, tira-se a média do dado estudado no perfil e depois o desvio-padrão. De posse disso, acha-se um intervalo, que é:

$$IntervaloDado_{linha} = MediaDado_{linha} + n.(Desvio - padraoDado_{Linha}) \quad (3.1)$$

onde o critério pode ser feito de 1 a n desvios-padrões, mas 3 desvios padrões é o suficiente para satisfazer os intervalos obtidos. Após a obtenção do intervalo, aplicamos a função estatística SELECT, que é uma função condicional, onde o valor do dado deve estar entre o valor de um intervalo a outro, para que esse seja mostrado em mapa. Caso contrário, se este valor não for satisfeito, não será selecionado no mapa.

Para os dados aeromagnetométricos, foram feitos mapas interpolados pelo método Akima do campo magnético total com IGRF corrigido, onde a partir dele foi feito a análise do espectro radial de potência médio com 4 intervalos de número de onda (pelo amplitude e fase do sinal analítico) para a verificação dos contatos geológicos e a profundidade das fontes, uma continuação para cima para atenuar as altas frequências. Daí, fez-se uma integração dos dados e a partir das análises feitas foram separadas 2 zonas e feita a deconvolução de Euler normal 3D, com soluções de profundidade para índice estrutural tipo contato e a AN-EUL, para verificar a profundidade das fontes por ponto locado, ambas estas feitas com uma tolerância de 3% para atenuar a alta nuvem de resoluções, e o dado terrestre foi feito apenas a susceptibilidade magnética, e com isto faz-se a interpretação final das estruturas.

Abaixo, segue-se a metodologia para cada método com maiores detalhes.

3.1 Materiais e métodos - Gamaespectrometria

3.1.1 Levantamento terrestre

Levantamentos radiométricos terrestres podem ser realizados com qualquer instrumento. O Contador Geiger-Muller, que detecta a radiação beta e gama, e normalmente utilizado manualmente, já o cintilômetro e o espectrômetro, que detectam a radiação gama, podem ser usados em veículos. Além de serem baratos em relação a outros métodos geofísicos, trabalhos de levantamentos radiométricos são simples e rápidos, não exigindo nenhuma grande experiência particular.

3.1.2 Levantamento aéreo

As medições aéreas da energia natural gama são feitas na maioria das vezes com cintilômetros ou com espectrômetros em uma aeronave voando baixo, pois o sinal dos raios gama vindos de fontes radioativas decresce exponencialmente com a distância devido a atenuação dos raios gama na atmosfera. Como via de regra, a altitude não pode exceder 225 metros para produzir medições estatisticamente válidas, sendo realizados normalmente em altitudes

de 122 metros (Pitkin e Duval, 1980). Assim como no levantamento aeromagnetométrico, em aerogamaespectrometria as linhas de voo muitas vezes são feitas em paralelo e sobrevoadas perpendicularmente a direção geológica para definir melhor os contatos geológicos. Os detectores podem alcançar mais do que 50 litros de cristais de NaI(Tl). O volume do detector usado no levantamento controla a qualidade dos dados obtido. Na medida em que esse volume e a concentração dos radioelementos diminuem, os erros estatísticos aumentam (Pitkin e Duval, 1980). Os levantamentos aerogamaespectrométricos são relativamente baratos e muitas vezes acompanham os levantamentos aeromagnetométricos. O processamento de dados envolve diversas correções, desde as clássicas remoções do ruído de fundo dos elementos filhos do gás radônio, dos raios cósmicos e correção do espalhamento Compton, até a transformação da altura de levantamento para as condições normais de temperatura e pressão, correções do efeito de atenuação, dentre outros (Gonçalves, 2008).

3.1.3 Processamento de dados

Antes de converter a taxa de contagem observada por unidade de tempo para as concentrações dos radioelementos na superfície terrestre, é necessário que as janelas espectrais da contagem total, do potássio, urânio e tório passem por uma série de correções. Muitas dessas correções somente são realizadas em levantamentos aéreos, e são definidas abaixo de acordo com (MINTY, 1997).

3.1.4 Correções

- Calibração → A calibração tem como objetivo fazer ajuste dos picos dos elementos de referência (potássio, urânio e tório), tanto do sistema detector e registro do ruído de fundo (*background*) radiométrico de cada canal. Estas medidas são feitas de forma quantitativa para radioatividade em laboratório ou em campo, utilizando fontes de radiações conhecidas, chamados de padrões de calibração. A taxa de contagem registrada é proporcional a intensidade dos raios gama e depende de vários parâmetros instrumentais de acordo com a sensibilidade do detector. Devido a variação dessa sensibilidade com a temperatura, tanto do cristal quanto dos tubos fotomultiplicadores, um controle cuidadoso é necessário durante a operação. Para corrigir o efeito de temperatura, comumente usa-se uma fonte de Cs^{137} cujo fotopico de 661 KeV é mantido fixo num canal. Além das calibrações diárias para controle dos fotopicos do espectro da radiação gama, os detectores em levantamentos aéreos devem passar por uma série de testes e calibrações, tais como calibração dos detectores gama *downward*, que tanto envolve a calibração com o detector parado (calibração estática para o espalhamento Compton) quanto com o detector em movimento (calibração dinâmica para o ruído de

fundo cósmico e da aeronave) e calibração dos detectores *upward* (para o monitoramento do ruído de fundo do radônio). Eles serão melhor descritos na seção seguinte (Gonçalves, 2008).

- Correção do Efeito Tempo Morto/Tempo Vivo → Esta correção deve ser realizada para cada um dos radioelementos (K, U e Th) e para a contagem total utilizando os tempos fornecidos pelos fabricantes dos equipamentos, sendo dados em espectrometria gama adquiridos na unidade de medição em contagem por segundo (cps) ou Becquerel (Bq) e os dados requer um determinado tempo a cada segundo para processar os dados que chegaram - durante este período de tempo nenhuma contagem é realizada. Este tempo é denominado tempo morto do detector.
- Filtragem → Sendo o decaimento considerado um processo aleatório e necessário estatística para estudá-lo, é preciso filtrar os dados antes de interpolá-los. Aplica filtro não-linear e filtro passa-baixa. A filtragem não-linear é responsável por remover ruídos tipo *spikes* nos dados espectrométricos devido aos efeitos instrumentais e também compensar possíveis deslocamentos súbitos nos dados do radar de altimetria e a filtragem passa-baixa ajuda a reduzir os erros estatísticos nos dados de radiação cósmica e suaviza o valor estimado do radônio atmosférico.
- Correção do radar altímetro para as CNTP → Para aplicar as técnicas de análises radiométricas em levantamentos aéreos, é necessário converter as condições atuantes para as Condições Normais de Temperatura e Pressão (CNTP). As medidas de altura do terreno são ajustadas para estas condições. Dessa forma, essa altura efetiva possuirá a mesma massa de ar nas CNTP entre o terreno e o avião.
- Remoção dos ruídos de fundo cósmico e da aeronave → O termo ruído de fundo refere-se a radioatividade decorrente da atmosfera, dos radioisótopos produzidos pelos raios cósmicos e proveniente do próprio equipamento. O ruído de fundo da radiação cósmica é causada pela interação dos raios cósmicos com os átomos da atmosfera. Em levantamentos aéreos, também existe o ruído de fundo vindo da radiação da aeronave e seus equipamentos. É necessário conhecer as correções do ruído de fundo e isso é obtido através de voos de calibração cósmica (*cosmic lights*) em escalas de altura livre da radioatividade da atmosfera. Em levantamentos terrestres esta correção normalmente é feita colocando o detector diretamente acima de uma superfície de água, como um lago ou um rio e, se possível, tomando uma distância razoável da borda. Dessa forma, o detector somente irá registrar emissões gama vindas do ruído de fundo, que será gravada no microprocessador do aparelho. Como a radiação do ruído de fundo é praticamente invariável no terreno e em levantamentos de detalhe, o ruído de fundo é automaticamente subtraído da radiação do terreno quando ocorre a medição.
- Remoção do ruído de fundo do radônio → A mais difícil remoção do ruído de fundo

provém do decaimento do Rn^{222} na atmosfera. O produto filho do decaimento do radônio produz um espectro virtualmente idêntico ao decaimento do urânio. O gás radônio difunde no ar em taxas que dependem de certos fatores, tais como a pressão atmosférica, mistura do solo, cobertura do terreno, velocidade do vento e temperatura, onde variam com o tempo durante o curso de um levantamento. Alguns procedimentos padrões para remover são:

- Realizar medições em levantamentos acima da superfície d'água; Usar detectores de observação *upwards* em levantamentos aéreos; Realizar voos em linhas de testes a uma certa altura;
- Remoção do ruído de fundo do radônio usando constantes medidas acima d'água. Assim como é feito na remoção do ruído de fundo cósmico, é possível realizar calibrações do detector realizando medições acima de superfícies de água (rios, lagos, oceanos). A água bloqueia grande parte da radiação do terreno. Desta forma a única radiação medida será uma soma do ruído de fundo cósmico, do radônio e da aeronave (nos casos de aerolevantamentos).
- Constantes medidas pelo equipamento removem automaticamente as medições nas janelas radiométricas relativas a contribuição do ruído de fundo. Essas constantes dependem dos procedimentos do levantamento (tanto aéreo quanto terrestre), do equipamento usado, das medições feitas acima das superfícies d'água, dentre outros.
- Remoção do ruído de fundo do radônio usando detectores *upwards* → Um detector *upward* é um cristal parcialmente blindado para as radiações vinda de uma direção, normalmente abaixo dele, e sensível a radiação das outras direções. Sendo assim, ele possui a habilidade de detectar a radiação vinda da atmosfera e ignorar a radiação vinda do terreno. Dessa forma, é possível realizar a remoção do ruído de fundo do radônio, detectado pelos cristais *downwards*, em tempo real.
- Correção do Espalhamento Compton → Feitas em todas as formas de aquisição, a correção do espalhamento Compton é extremamente importante. O cálculo da correção do espalhamento Compton dos raios gama emitidos pelo Tl^{208} (Th) que ocorre dentro das janelas do Bi^{208} (U) e do K^{40} (K), e para os raios gama emitidos pelo Bi^{214} (U) que ocorre dentro da janela do K^{40} (K), resulta da energia perdida pelo espalhamento Compton. Se não a aplicarmos, tanto a taxa de contagem do urânio quanto a do potássio irão estar sobre-estimadas.
- Remoção dos efeitos de atenuação → Após a remoção dos ruídos de fundo e a correção do espalhamento Compton, é necessário fazer a remoção dos efeitos de atenuação. Devido aos efeitos de atenuação da atmosfera, um detector movido para longe da fonte que origina os raios gama, registrará uma menor intensidade. Portanto, é necessário fazer a correção da altitude do sensor acima do solo.

- Conversão da taxa de Contagem Total para as concentrações aparentes dos radioelementos → Após definir a calibração do sistema, podemos converter as taxas de contagem corrigidas por todos os processos acima descrito, para uma abundância ou concentração dos isótopos radioativos na superfície do terreno. Essa conversão normalmente é dividida para cada um dos quatro canais corrigidos por uma constante de sensibilidade, onde essas constantes de sensibilidade dependem do volume do cristal e altitude do detector. Para medi-los, padrões de calibração contendo valores conhecidos de K, U e Th são construídos. Dessa forma, essas constantes gravadas no sistemas servirão para calcular a abundância dos radioelementos.
- Nivelamento → Alterações de atividade no ruído de fundo devido a bolsões de gás radônio que são acumulados nos vales, variações da umidade do solo e espessura da vegetação podem ocasionar problemas residuais durante a medição aérea de raios gama. Esses ruídos excedentes causam lineações ou corrugações artificiais entre as linhas de voo claramente vistos nos mapas de contorno, mesmo após a aplicação das correções necessárias. Se presente, esse problema tende particularmente para o canal de urânio, pois o gás radônio (Rn^{222}) é um elemento intermediário do Bi_{214} e do U_{238} . Para fazer o nivelamento, empregamos linhas de controle geralmente perpendiculares as linhas de produção. Os cruzamentos entre as linhas servem como pontos de amarração. É possível criar uma malha única através de polinômios de baixa ordem, minimizando assim as diferenças em cada ponto de intersecção. . . .

3.1.5 Cálculo das razões

A abundância das razões, U/Th, U/K e Th/K são frequentemente mais diagnósticas nas mudanças dos tipos de rochas, alterações, ou em ambientes deposicionais do que os valores da abundância dos próprios radioisótopos, que estão sujeitos a extensas variações devido a cobertura dos solos, etc. Em áreas apropriadas, contendo baixa umidade do solo, os mapas das razões são úteis para ajudar no mapeamento da superfície geológica da região. Mapas coloridos representam bem todas as três razões simultaneamente em cores e intensidades diferentes, conhecidos mais como mapas ternários.

3.1.6 Mapas ternários

Os mapas ternários assinalam uma determinada cor para cada elemento. Em geral, o Th é o verde, U o azul, e o K o vermelho. A taxa de contagem total é usada para assinalar uma escala de intensidade de cada elemento e suas cores resultantes (combinação de cores). Essas outras cores indicam áreas variadas, que definem proporções do K, U e Th. As diferentes cores no mapa correspondem aproximadamente aos diferentes tipos de rochas quando comparadas

com as amostras geológicas coletadas no terreno. O conjunto do mapa ternário, mapas das razões, mapas de contorno da contagem total e de cada uma das concentrações dos radioelementos, compõe o modo padrão na apresentação de dados.

3.1.7 Interpretação e aplicações

As principais aplicações dos levantamentos radiométricos são:

- Mapeamento geológico;
- Exploração de depósitos de urânio;
- Aplicações especiais na exploração de diamantes através da localização de kimberlitos;
- Exploração de depósitos de cobre onde a alteração do potássio dá um crescimento na assinatura radiométrica;
- Exploração de ouro usando associação de Au²²⁷;
- Exploração de camadas radioativas acima dos depósitos de hidrocarbonetos. . . .

A interpretação qualitativa dos dados radiométricos é similar a interpretação de um levantamento geológico convencional. É usualmente necessária a correlação dos resultados de amostragem geológica ou geoquímica, como por exemplo, as cores na radiometria dos mapas ternários para dar um entendimento completo das implicações do mapa. Como o urânio, o tório (em menor abundância) e o potássio-40 (em maior abundância) são encontrados na natureza, determina-se a quantidade desses radioisótopos para a determinação das litologias na superfície e os limites dessas litologias (e também dividir estas em unidades litológicas). As medidas de espectrometria gama feitas sobre amostras de solos e rochas permitem determinar, com razoável precisão e sem tratamento químico, os teores de potássio, urânio e tório (Oliveira et al., 2004). Para compreender como podemos aplicar os levantamentos radiométricos, é necessário conhecer as fontes geológicas de radioatividade. Geralmente, se uma determinada região possui cerca de três vezes mais intensidade de radiação do que o nível base, então essa região é de interesse (W. M. Telford, 1976). O nível base pode variar consideravelmente de lugar a lugar, a depender da espessura da cobertura e, obviamente, da litologia.

A interpretação detalhada dos levantamentos aéreos de raios gama com a finalidade de exploração necessita da delimitação das unidades geológicas regionais na área levantada, em seguida o exame detalhado dentro das maiores unidades prospectivas, auxiliada por outros conjuntos de dados (como dados magnéticos e imagens de satélite) e, por fim, investigação em campo de áreas anômalas identificadas.

É frequente o uso de valores estatísticos para se fazer a interpretação correlacionando a geologia.

As funções de normalização dos elementos são utilizadas para dos radioelementos e sua quantidade relativa em meio a área estudada.

O K_i é feito a partir da normalização no tório, com as médias do potássio e tório, onde:

$$K_i = \frac{K_{md}}{Th_{md}} eTh \quad (3.2)$$

U_i é feito da mesma forma, só que com a média do urânio

$$U_i = \frac{U_{md}}{Th_{md}} eTh \quad (3.3)$$

K_d e U_d são os valores corrigidos de K e U para interpretação, onde:

$$K_d = \frac{K_{perc} - K_i}{K_i} \quad (3.4)$$

$$U_d = \frac{K_{perc} - K_i}{K_i} \quad (3.5)$$

O fator F é uma equação que relaciona as concentrações dos três elementos e tem a finalidade de descrever o enriquecimento ou empobrecimento de radioelementos em relação aos demais (normalmente checa-se o potássio por esta relação).

$$F_f = \frac{K_{perc} \cdot eU}{eTh} \quad (3.6)$$

3.2 Materiais e métodos - Magnético

3.2.1 Instrumentação

Magnetômetros são os equipamentos que medem o campo magnético. A maioria deles mede o campo absoluto, sendo a sensibilidade típica necessária em levantamentos terrestres entre 0.01 a 10 nT em um campo total raramente superior a 50000 nT. Temos os magnetômetros *flux-gate*, que é o magnetômetro tradicional (2 barras de altíssima magnetização), o de precessão nuclear e o de bombeamento ótico (muito usado atualmente, e o mais preciso) (Gonçalves, 2008).

3.2.2 Calibrações

Quando se faz uma aquisição, todos os magnetômetros a usar devem ser calibrados, onde estes devem ser colocados devidamente orientados a um campo magnético variável de valores conhecidos. A melhor calibragem possível de se obter é fazer o uso da bobina de Helmholtz que seja grande o suficiente para envolver o instrumento. Esta bobina denomina-se como um par de bobinas idênticas (de mesma área e mesmo número de voltas) espaçadas e dispostas coaxialmente com uma distância igual ao raio das mesmas. Aí, para uma corrente i que passa pelo par de bobinas dispostas no eixo x , de raio a e com n voltas (Gonçalves, 2008), temos o campo magnético resultante por:

$$H = \frac{3.2ni\pi}{\sqrt{125}a} \approx \frac{0.9ni}{a} \quad (3.7)$$

A variação desse campo magnético é dada com a variação da corrente, então:

$$H = \frac{0.9n\Delta i}{a} \quad (3.8)$$

Quando se usa as bobinas com esse arranjo, o campo magnético que se dá sobre ela é uniforme, ou seja, acaba sendo uma maneira simples de se determinar a escala constante para qualquer magnetômetro (Gonçalves, 2008).

Para levantamentos aéreos existe um procedimento de calibração essencial, conhecido como Compensação Magnética Dinâmica, no qual este procedimento tem como princípio a subtração do ruído induzido pelo movimento da aeronave nas medições do campo magnético realizadas a bordo. O tal ruído origina-se da complexa assinatura magnética tridimensional da plataforma (aeronave) que, com a mudança de atitude em relação ao vetor campo magnético terrestre, altera a intensidade do campo medido. O procedimento de compensação consiste na determinação de quatro conjuntos de coeficientes, cada qual determinado para uma das direções de voo do levantamento. Os efeitos produzidos em cada uma das direções de voo são medidos pelo magnetômetro do tipo *flux-gate*, instalado no prolongamento da cauda da aeronave, e utilizado para medição do acoplamento dos três eixos com o *background* do campo magnético na região. O sensor do magnetômetro *flux-gate* é altamente sensível, repetindo nas medições das componentes do campo magnético, as mudanças de altitude da aeronave. Manobras do tipo *pitch* (nariz da aeronave para cima e para baixo), *roll* (rotação da aeronave em torno do eixo longitudinal) e *yaw* (movimento da aeronave para esquerda e para a direita no plano horizontal) são conduzidas para cada uma das direções de voo do levantamento, com o objetivo de variar o acoplamento *flux-gate* com o vetor campo magnético, e também acumular medições ao longo das diferentes manobras e direções. Estes dados são processados com uma série de regressões lineares para cada componente para determinar um conjunto de coeficientes de compensação do sistema. Dessa forma, os campos medidos pelo

magnetômetro da aeronave, antes de serem registrados pelo sistema de aquisição de dados, devem primeiramente passar pelo sistema de compensação magnética (Gonçalves, 2008).

3.2.3 Levantamento Terrestre

Habitualmente, os levantamentos magnéticos terrestres utilizam magnetômetros de precessão de prótons portáteis que medem o campo total. Porém, *fluxgates* que medem a componente vertical também são utilizados. O procedimento normalmente utiliza dois magnetômetros: o primeiro permanece fixo em uma estação-base e o segundo realiza o levantamentos como estação móvel. Ambos os equipamentos devem estar afastados de ruídos culturais, como construções e objetos metálicos. Ainda, o magnetômetro base deve ser fixado em um local onde exista somente o campo magnético ambiente, sem campos de fontes anômalas. O levantamento terrestre é feito, em especial, para detalhar alvos em prospecção mineral e o espaçamento entre as estações costuma ser entre 15 a 60 metros (Telford et al., 1990).

3.2.4 Levantamento Aéreo

Os levantamentos magnéticos aéreos utilizam magnetômetros mais sensíveis e sofisticados do que os usados em típicos levantamentos terrestres, com cerca de 0.001 a 0.01 nT contra 0.01 a 1 nT. Na maioria dos levantamentos aéreos tradicionais, as linhas de voo são de dois tipos:

- Linhas de produção, realizados ao longo de uma série de linhas de voo paralelas e igualmente espaçadas que dão a cobertura primária para o levantamento;
- Linhas de controle, voadas perpendicularmente às primeiras, com espaçamento na ordem de 10 vezes o espaçamento das linhas de produção, e assim usadas para fazer a amarração dos dados. As intersecções entre as linhas servem para a correção por nivelamento. ...

Um mapeamento de reconhecimento geral pressupõe que a direção das linhas de produção é orientada norte-sul ou leste-oeste, dependendo da direção geológica predominante. Para levantamentos específicos, caso da definição de alvos em exploração mineral, a direção da linha de voo deve ser orientada cruzando a direção geológica para maximizar a assinatura magnética. O espaçamento das linhas de produção vai ser determinado por quanto irá se detalhar no mapeamento final ou o tamanho do alvo de exploração. Isso é limitado pelos recursos financeiros disponíveis para o levantamento. No passado, 3000 metros era considerado adequado para o levantamento feito acima de bacias sedimentares, o que no geral definia um extenso embasamento magnético e também formava uma base adicional para a exploração sísmica. Com a disponibilidade de magnetômetros mais sensíveis, aumentou o interesse nas feições magnéticas sutis devidas à seção sedimentar acima do embasamento. Os

levantamentos acima de bacias sedimentares geralmente empregam espaçamentos de linhas de produção na ordem de 500 m (Horsfall, 1997). Em exploração mineral, os levantamentos aéreos possuem espaçamentos geralmente em torno de 200 metros. O campo magnético decresce aproximadamente com o inverso do cubo da distância da fonte magnética. Portanto, para registrar pequenas variações nesses campos, os vãos devem ser feitos próximo ao terreno. Atualmente, uma altura de voo de 100 m é adotada para levantamentos com 400 m de espaçamento das linhas. Levantamentos com 200 m de espaçamento são tipicamente realizados com 80 m acima do terreno, e um com 100 m de espaçamento é feito com 60 m de altura (Horsfall, 1997). Um afastamento entre as linhas maiores que 3 km é adequada para descobrir anomalias regionais ou traçar um mapa geológico preliminar. Já um pequeno afastamento entre as linhas é normalmente usado para detectar anomalias locais e fornece uma grande ajuda ao mapeamento geológico de detalhe. Alto relevo topográfico em áreas cristalinas requer uma altura mais elevada do voo, em contrapartida, quando a topografia do relevo é mais baixa, como em bacias sedimentares, permite-se voar a uma altura menor. A detectabilidade do alvo ou resolução do terreno diminui quando a altitude aumenta. Levantamentos aéreos são excelentes para o reconhecimento preliminar da região de estudo. Sua principal vantagem sobre os levantamentos terrestres é a capacidade de cobrir grandes áreas, muitas delas de difícil (ou impossível) acesso em menor tempo e custo. Sua desvantagem é a atenuação das fontes anômalas próximas a superfície, tornando limitada a sua aplicação em exploração mineral, embora no ramo de exploração mineral, o levantamento aéreo serve como guia para determinação de alvos de interesse mineral, que podem ser posteriormente detalhados com levantamentos geofísicos clássicos (Gonçalves, 2008).

3.2.5 Correções e processamento de dados

É necessária a realização de correções ao longo dos dados devido ao caráter dipolar do campo magnético terrestre em que tem-se variações ao longo da superfície da direção e inclinação do campo, e isso acaba por interferir nas anomalias geradas em diferentes locais. Em termos de processamento, geralmente são feitas transformações matemáticas relativo a anomalia do campo magnético total e filtragem dos dados. Para o trabalho foram usadas análise do espectro radial de potência médio (consequentemente a amplitude e a fase do sinal analítico), continuação para cima, deconvolução de Euler 3D e AN-EUL.

3.2.6 Remoção da variação diurna

As variações temporais do campo magnético terrestre são conhecidas como variações diurnas. São distúrbios magnéticos de pequenos comprimentos de onda, também conhecidos como pulsações geomagnéticas ou micropulsações, que ocorrem randomicamente e podem possuir períodos de 1 segundo até um pouco mais que 2 minutos, com amplitudes de 0.1 nT. Em

condições normais (dias calmos) a variação diurna é suave e regular e tem uma amplitude diária de aproximadamente de 20 - 80 nT, com o máximo nas regiões polares. Em alguns dias (dias perturbados) as variações são muito rápidas e de grande amplitude (aproximadamente 1000 nT). De acordo com Luyendyk (1997) este procedimento serve para dois propósitos:

- Monitorar as pequenas taxas de mudança do campo geomagnético. Levantamentos aéreos podem ser cancelados se a taxa de mudança exceder um determinado valor, tipicamente 2 nT por minuto. O propósito principal é, portanto, identificar períodos de tempestades magnéticas, mas as leituras as vezes não indicam os períodos de alta atividade de pulsação;
- Sincronizar os dados da estação-base em tempo com o magnetômetro móvel. Dessa forma, a aplicação aos dados do campo resulta em um valor residual que é apenas função de posição. Isso assumindo que a variação da estação base representa a variação temporal em toda a região levantada. ...

As correções diurnas devem ser introduzidas nos dados magnéticos a um certo nível base. Em geral, não há problemas quando queremos apenas localizar anomalias e não o valor absoluto do campo magnético. Uma representação constante da média dos valores do campo magnético acima da área levantada pode ser adicionada aos dados do levantamento.

Movendo a estação base ou o uso de mais de uma estação base, irá criar diferentes níveis base, que são automaticamente removidos através de um nivelamento padrão. Contudo, o envelope de ruídos do magnetômetro de estação-base é adicionado, mas isso é insignificante para magnetômetros modernos em comparação com outros erros (Gonçalves, 2008).

3.2.7 Correção do Erro de Paralaxe

O erro de paralaxe é a defasagem nos tempos de medição do magnetômetro e altímetro com o sistema de posicionamento (CBPM, 2003). Utilizado normalmente apenas em levantamentos aéreos, o erro de paralaxe é determinado a partir de duas linhas voadas em sentidos opostos sobre uma mesma feição magnética reconhecida no terreno. A correção a ser aplicada corresponde ao valor somado ou subtraído do tempo de amostragem de modo que as duas feições se tornem coincidentes (Gonçalves, 2008). A fórmula utilizada é a seguinte:

$$Fid_c = Fid_r - Inst_p \quad (3.9)$$

onde:

- $Fid_c \rightarrow$ Fiducial corrigida do parallax.

- $Fid_r \rightarrow$ Fiducial para a leitura registrada.
- $Inst_p \rightarrow$ Paralaxe instrumental. ...

A defasagem de tempo registrada é geralmente da ordem de 0.1 s.

3.2.8 Nivelamento e micronivelamento

Levantamentos aeromagnetométricos são realizados de uma forma particular, também chamada de *grid* (uma espécie de malha regular), de forma a duplicar as medições nos chamados *crossover points* (pontos de cruzamento) das linhas de produção e das linhas de controle.

Para os dados magnéticos serem nivelados é necessário que o tempo seja invariante. Portanto, qualquer discrepância em um ponto de cruzamento representa um erro. Logo, nivelamento é o procedimento que dá a discrepância entre as leituras em cada ponto de cruzamento. Os erros de intersecções são reduzidos em proporções sistemáticas entre as linhas de produção e de controle. Inúmeras informações sobre nivelamento das linhas de controle são dados por Luyendyk (1997).

O micronivelamento é um termo geral que se refere à remoção de qualquer erro residual aparente em dados aerogeofísicos após o processamento padrão e aplicação de técnicas rigorosas de nivelamento (Luyendyk, 1997). Os ajustes de micronivelamento são necessários por que tiram os pequenos erros dos dados, claramente visíveis quando as imagens dos grids são mostrados. Companhias de exploração geofísica possuem suas próprias técnicas de micronivelamento mas, em geral, esses métodos consistem de filtragens dos grids dos dados para detectar erros residuais que em seguida são reduzidos dos dados originais. Correlação entre os erros através de imagens ou grids dos dados com informações das linhas levantadas são feitas para estimar a magnitude de qualquer erro observado. Esses erros novamente são reduzidos dos dados originais (Gonçalves, 2008).

3.2.9 Remoção do IGRF

O processo envolve a subtração de um modelo bem definido do campo terrestre regional, também chamado de IGRF (International Geomagnetic Reference Field), dos dados de campo, onde o campo é modelado a partir dos polinômios associados de Legendre para estimar a curvatura da Terra. Modelos padrões do campo terrestre regional são baseados em observações terrestres e de satélites. Eles fornecem uma estimativa do campo como uma função da posição, incluindo altura acima da elipsóide terrestre e do tempo. A variação secular é muito lenta, de modo que é usada uma data média do levantamento para calcular o IGRF. Através da latitude, longitude e da altitude, é possível calcular o IGRF como uma função da posição. Como uma prática padrão de representar o valor da altitude, é feita uma média da altura

do avião acima do nível do mar para um determinado levantamento. Os erros introduzidos nesta aproximação são pequenos, com desvios da ordem de 0,025 nT/m. O gradiente vertical do campo magnético da Terra varia aproximadamente de 0,03 nT/m nos pólos até 0,01 nT/m no equador magnético. A variação da latitude raramente excede 6 nT/m (Telford et al., 1990). Portanto, a remoção do IGRF é desnecessária em levantamentos magnéticos terrestres de pequenas escalas, mas é obrigatória em levantamentos aéreos.

3.2.10 Espectro de potência

A magnetometria representa o efeito integrado de fontes situadas nas mais diversas profundidades e as distâncias laterais do ponto de amostragem influencia na intensidade magnética medida. Fontes profundas ou distantes apresentam sinais com baixa frequência, enquanto que fontes rasas e próximas ao ponto de amostragem são responsáveis pelas mais altas frequências (Davis, 1986). A representação da variância (potência) dos sucessivos harmônicos é feita através dos espectros de potência ou periodogramas. As frequências mais altas, acima do dobro da distância entre os pontos de amostragens originais, são chamadas de frequência de Nyquist, que é dada por:

$$f_{Nyq} = \frac{1}{2\Delta x} \quad (3.10)$$

, onde x são as amostras, dispostas em um intervalo. A esses valores normalmente associam-se grandes erros padrões, geralmente devidos à incorporação de altas frequências aos dados (Davis, 1986). O espectro de potência radial do campo anômalo expressa a média da energia proveniente de todas as direções correspondentes com um determinado número de onda. As quebras na declividade da função espectral permitem a separação do topo das fontes causadoras das anomalias de acordo com a sua profundidade. A determinação da profundidade e da frequência permite que sejam utilizados filtros que separam as fontes e possa ser representado individualmente. A relação entre a profundidade e o espectro de energia é expresso pela equação:

$$Prof = -\frac{a_{MMQ}}{4\pi} \quad (3.11)$$

, onde estima-se a profundidade da fonte e a_{MMQ} = declividade do logaritmo do espectro de energia pelo método dos mínimos quadrados.

3.2.11 Continuação para cima

A continuação para cima tem a capacidade de transformar o campo medido numa superfície em um valor de campo ao qual seria medido numa outra superfície distante das fontes.

Será visível que esta transformação atenua anomalias com respeito ao comprimento de onda; quanto menor o comprimento de onda, maior a atenuação. Nesse sentido, o processo de continuação para cima degrada o dado medido, mas tem algumas aplicações importantes, como fazer comparação das aquisições sob diferentes altitudes, tentar tornar os dados consistentes, e tentar ressaltar a anomalia das fontes profundas, como rochas plutônicas abaixo dos 2000 metros por exemplo. (Blakely, 1996) A matematização parte da 3a identidade de Green, onde a função deve ser harmônica e contínua em toda sua região R . Daí pode-se escrever:

$$U(P) = \frac{1}{4\pi} \int_S \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} \right) dS \quad (3.12)$$

sendo S a fronteira da região R , n é a direção normal do campo e r é a distância do ponto P do ponto da superfície S .

E a equação integral da continuação para cima é dada por:

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{U(x', y', z_0)}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + \Delta z^2]^{3/2}} \right) dx' dy' \quad (3.13)$$

em que $\Delta Z > 0$. Com isto pode-se transformar o sinal atenuando as altas frequências quando se faz a escolha da profundidade da fonte (componente z de r), mas com isso, há a perda de resolução e consequentemente perda do dado.

3.2.12 Sinal Analítico

Nabighian (1972, 1984) desenvolveu a noção do sinal analítico 2D, ou envelope de energia das anomalias magnéticas. Roest, et al. (1992) mostrou que amplitude (valor absoluto) do sinal analítico 3D localizado em (x,y) pode ser facilmente derivado da anomalia do campo magnético total em três gradientes ortogonais (CARVALHO, 2006), assim:

$$A(x, y) = \left(\frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} + i \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (3.14)$$

Daí, tem-se a amplitude do sinal analítico:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)^2} \quad (3.15)$$

onde $|A(x,y)|$ é a amplitude do sinal analítico em (x,y) e T é a anomalia do campo magnético total observado em (x,y) .

O Sinal Analítico possui uma importante propriedade: localizar as bordas dos corpos magnéticos independente da geometria ou efeitos remanentes. Consequentemente, isso é um indicador para localizar rochas magnéticas.

A fase do sinal analítico é definida como o ângulo formado entre as partes imaginária e real do sinal analítico e é representado pela fórmula:

$$\theta(x, y) = \frac{\frac{\partial T}{\partial z}}{\frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y}} \quad (3.16)$$

em que $n = 0, 1, 2, \dots$ ordem do sinal analítico. O ângulo medido fornece a estimativa do mergulho do vetor sinal analítico no plano vertical, cujo traço na superfície é coincidente à direção da resultante do gradiente horizontal, que por sua vez, reflete um contraste de susceptibilidade.

3.2.13 Deconvolução de Euler

Quando se tem uma anomalia de campo magnético total $\vec{T} \rightarrow T(x, y, z)$, a equação harmônica abaixo:

$$(x - x_0) \frac{\partial \vec{T}}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \vec{T}}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \vec{T}}{\partial z} = -\eta \vec{T} \quad (3.17)$$

em que esta equação homogênea deve ser satisfeita para que a deconvolução tenha valia (BARBOSA, 2005).

O η na equação representa o parâmetro de índice estrutural e ele representa a taxa de decaimento da anomalia com a distância da fonte e o ponto onde se mede, como também representa a geometria do corpo a ser medido.

Como exemplos usuais, $\eta=0$ para contatos, $\eta=1$ para diques verticais ou soleiras, $\eta=2$ para cilindro horizontal ou vertical e $\eta=3$ para esfera ou dipolo. Reescrevendo a equação como $\vec{h} \rightarrow h(x, y, z)$ e $h = \vec{T} + b$ onde b é um nível de base sendo este constante e não conhecido ficará da forma abaixo:

$$x_0 \frac{\partial h}{\partial x} + y_0 \frac{\partial h}{\partial y} + z_0 \frac{\partial h}{\partial z} + \eta b = x_1 \frac{\partial h}{\partial x} + y_1 \frac{\partial h}{\partial y} + z_1 \frac{\partial h}{\partial z} + \eta h \quad (3.18)$$

Quando escrita em notação matricial, a equação é escrita como $Gp=y$, onde p é o vetor dos parâmetros desconhecidos, G é uma matriz de dimensão $R^{(N+4)}$ e y com R^N :

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial h_1}{\partial x} & \frac{\partial h_1}{\partial y} & \frac{\partial h_1}{\partial z} & \eta \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial h_N}{\partial x} & \frac{\partial h_N}{\partial y} & \frac{\partial h_N}{\partial z} & \eta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \\ b \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_1 \frac{\partial h_1}{\partial x} + y_1 \frac{\partial h_1}{\partial y} + z_1 \frac{\partial h_1}{\partial z} + \eta h_1 \\ \vdots \\ x_N \frac{\partial h_N}{\partial x} + y_N \frac{\partial h_N}{\partial y} + z_N \frac{\partial h_N}{\partial z} + \eta h_N \end{bmatrix} \quad (3.19)$$

onde $\frac{\partial h_i}{\partial \zeta}$ representa o gradiente no i-ésimo ponto de observação e ζ representando a variável espacial.

Visto que quando a matriz é resolvida, são geradas N equações, onde cada uma destas equações possuem, no modelo descrito, 4 soluções. Mas quando se usa esse tipo de formulação com muitas soluções, o método apresenta o problema de exprimir uma grande quantidade de soluções indesejáveis ao seu problema. Outro problema é o método empírico de estimar o valor de η onde este é aceito quando se tem uma dispersão menor do número de soluções.

Também há outros problemas impostos como não funcionar bem em um conjunto onde se tem poucos dados, a impossibilidade de determinação de outros parâmetros como susceptibilidade ou mergulho e até mesmo integração com modelo geológico (2D ou 3D), devido a sua ineficácia em ambientes complexos, com interferências laterais e verticais (BARBOSA, 2005). Um método usado para diminuir a imensa nuvem de soluções é satisfazer a condição da seguinte inequação:

$$\sqrt{\frac{\|y - Gp\|^2}{N}} < erro \quad (3.20)$$

onde tenta-se obter soluções com a maior razão sinal-ruído.

Para se fazer estimativas do índice estrutural, pelo método de Euler é bastante complicado e também muito falho em casos práticos devido a não-dispersão das soluções entre si. No método de (BARBOSA, 2005), este correlaciona o campo total com o nível de base computados para cada janela e tenta-se estimar o índice mais aproximado, ou seja, não usa valores estimados. Mas é bem difícil tornar este processo automático. Por Salem & Ravat (2003), tem-se o método "AN-EUL" onde combina-se a deconvolução de Euler com o sinal analítico, para estimar a profundidade anômala de uma certa coordenada e o índice estrutural dela, pelas equações abaixo:

$$\eta = \frac{2|ASA_1|^2 - |ASA_2||ASA_0|}{|ASA_2||ASA_0| - |ASA_1|^2} \quad (3.21)$$

$$z_0 = \frac{|ASA_1||ASA_0|}{|ASA_2||ASA_0| - |ASA_1|^2} \quad (3.22)$$

, onde os índices do ASA representam a ordem da amplitude do sinal analítico de (0...N).

É necessário ter conhecimento prévio das coordenadas x e y do ponto onde a fonte está localizada para se iniciar o método. Um dos problemas é ao se usar derivadas a partir da 3ª ordem que torna as soluções muito instáveis (SALEM, 2003; SALEM, 2007). Isto pode ser corrigido usando o método de continuação para cima da anomalia do campo magnético total, mas fazendo isso, perde-se resolução e conseqüentemente, uma perda na parte dos dados, e isto pode ser indesejado.

3.2.14 Interpretação e Aplicações

Os dados magnéticos são rápidos e relativamente baratos de levantar. Por isto, são os mais utilizados, pelo menos na fase de reconhecimento. Além da finalidade científica, como simplesmente conhecer o comportamento do campo geomagnético, ele localiza artefatos metálicos enterrados, como tubulações, vigas de metal, contentores, entre outros. No âmbito da exploração de recursos minerais, o método é importante na prospecção de minérios, em sua maioria metálicos, como ferro, cobre e níquel, e também na exploração de hidrocarbonetos.

Há dois tipos de interpretação dos dados geofísicos envolvidos no processo de exploração. O primeiro é o processo direto do uso de técnicas matemáticas para aprimorar as assinaturas dos dados observados e então associá-los as possíveis propriedades físicas relacionadas.

Por exemplo, aprimorar uma tendência magnética para tentar determinar uma direção preferencial para a distribuição de magnetita. Feito isso, indicar este lineamento no mapa, e comentar uma possível fonte para este lineamento, por exemplo, uma falha ou dique. O segundo tipo é mais difícil, mais importante e certamente o mais usado na exploração geológica.

Ele requer a correlação entre diferentes tipos de dados geofísicos com as informações geológicas e geoquímicas. Isso requer um conhecimento e acesso a todos os tipos de dados coletados de um projeto particular.

Em (Gonçalves, 2008) existem duas formas de interpretar dados magnéticos: qualitativa e quantitativa. A interpretação qualitativa é feita separando primeiramente o mapa magnético em regiões ou zonas, cada uma tendo um comportamento distinto. A semelhança ou diferença de comportamento é julgada com base na disposição das curvas de contorno, na intensidade absoluta e relativa dos valores, nos gradientes, etc. Em seguida procuramos caracterizar cada zona em termos de aspectos estruturais e litológicos, se possível com o emprego de informações geológicas. Quando a qualidade numérica dos dados for adequada passamos para a interpretação quantitativa utilizando os modelos matemáticos disponíveis: em perfis quando se tratar de modelos bidimensionais, e em mapas quando se tratar de modelos tridimensionais. Tanto a interpretação qualitativa quanto a quantitativa podem ser efetuadas nos dados originais ou nos dados processados.

CAPÍTULO 4

Resultados e Discussões

Neste capítulo pretende-se apresentar os dados aéreos já transformados e digitalizados, mais os dados terrestres e os resultados obtidos.

4.1 Análise dos valores dos dados terrestres x dados aéreos

Os dados terrestres foram colocados em forma de tabelas com as medidas das propriedades físicas (densidade, susceptibilidade magnética e taxa de produção de calor), medidas das concentrações dos isótopos de U, Th, e K, as razões dos isótopos e as medidas estatísticas, sendo os valores postos em máximo, médio e mínimo e classificados por unidades geológicas, sendo que estes irão constar no apêndice do trabalho para consulta. Encontra-se também em forma de dispersões algumas relações dos dados terrestres sendo este feito por classificação de unidades litológicas. Também foram feitas as confecções de mapas e postos lado a lado com mapas aéreos para comparação (a escala é relativa devido ao fato de ter que usar a legenda para os dois mapas). Com os dados aéreos foram feitos mapas usando a interpolação Akima.

Verificando os mapas das concentrações dos radioelementos, a correlação entre os mapas aéreos e terrestres foi bem sucedida, apesar dos valores diferentes das concentrações dos radioelementos serem diferentes entre si, mas podendo fazer uma semelhança de escalas (para se criar uma escala relativa entre os dois). Começando com os mapas das concentrações, temos:

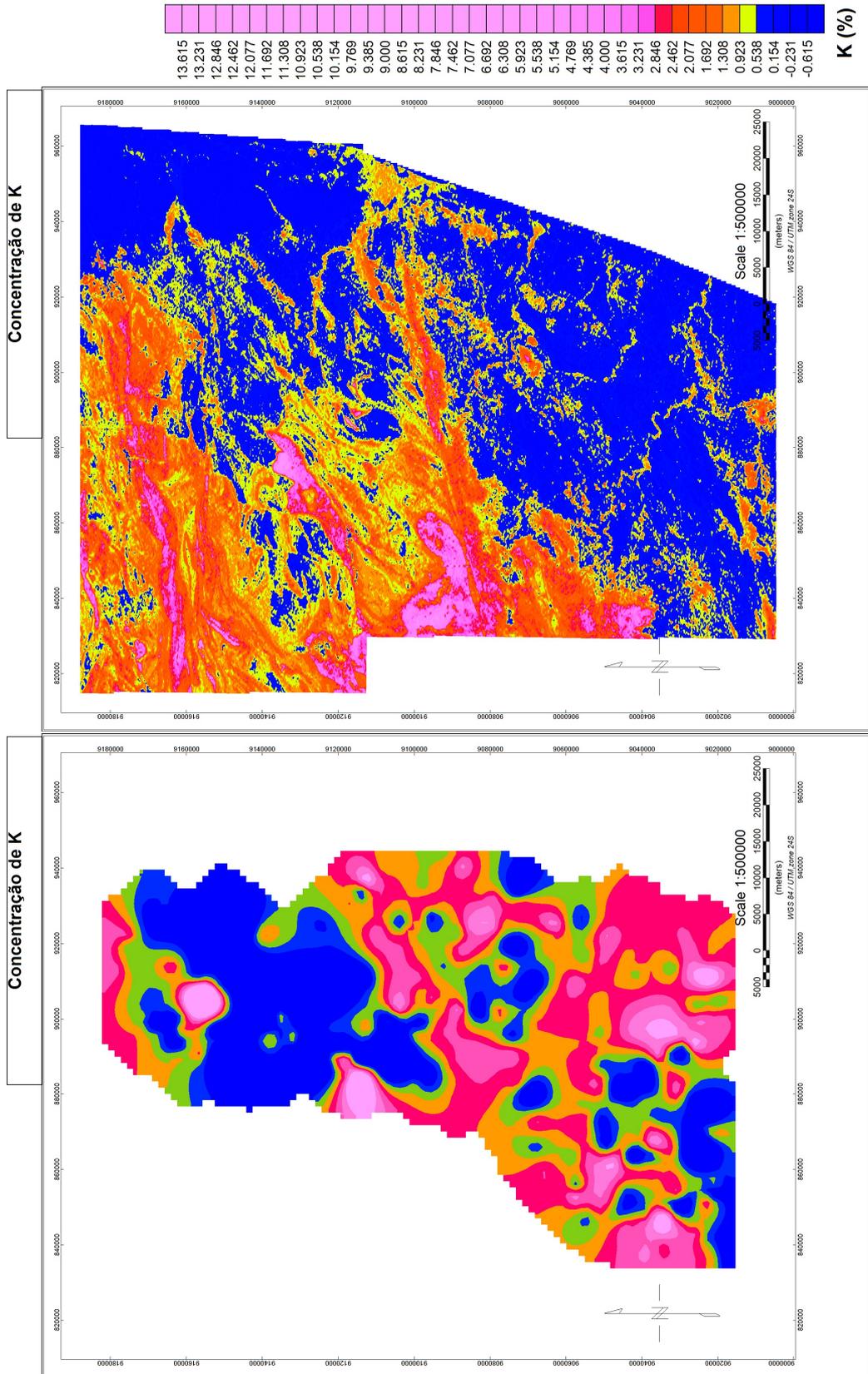


Figura 4.1: Mapa terrestre e aéreo da concentração de K

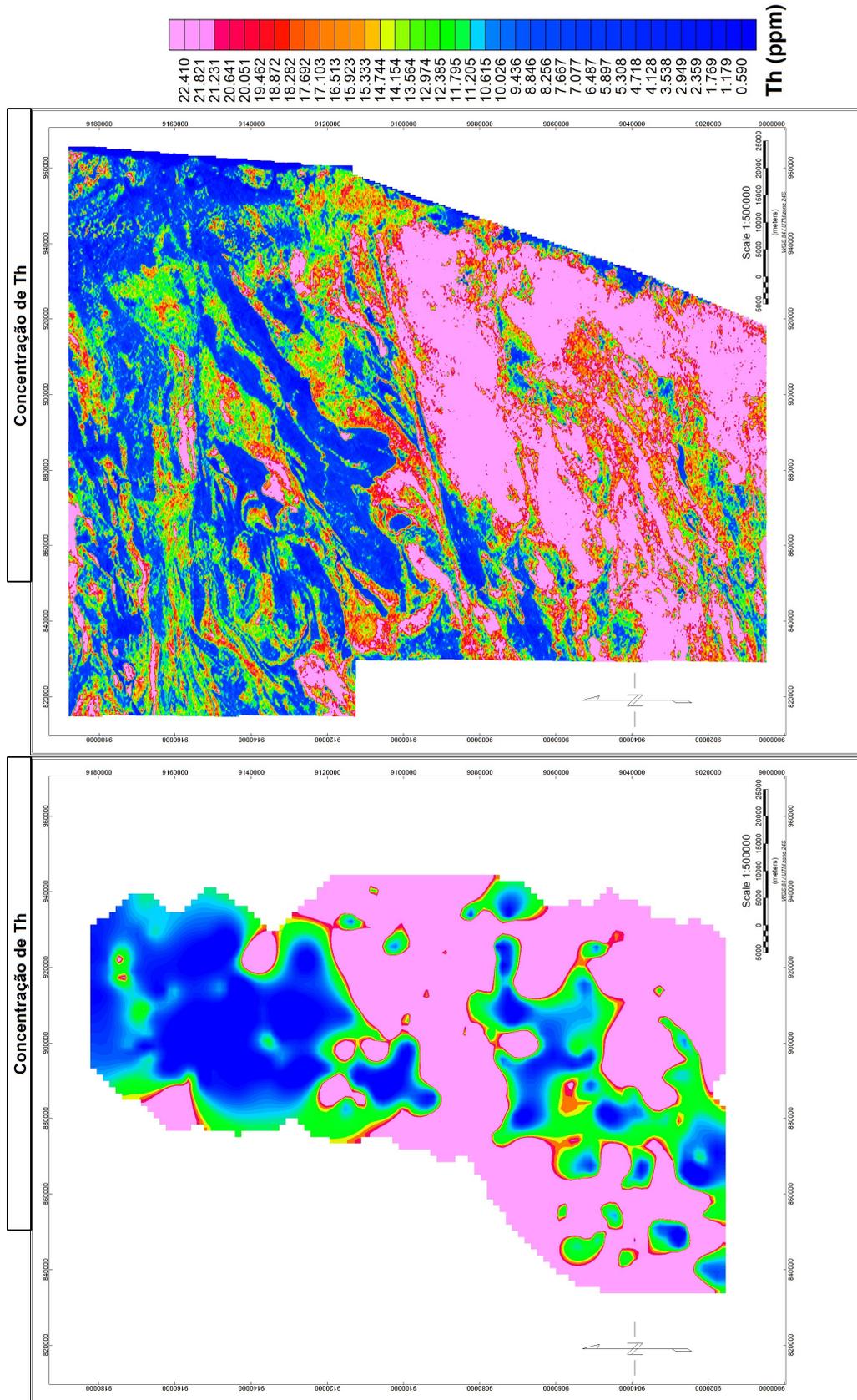


Figura 4.2: Mapa terrestre e aéreo da concentração de Th

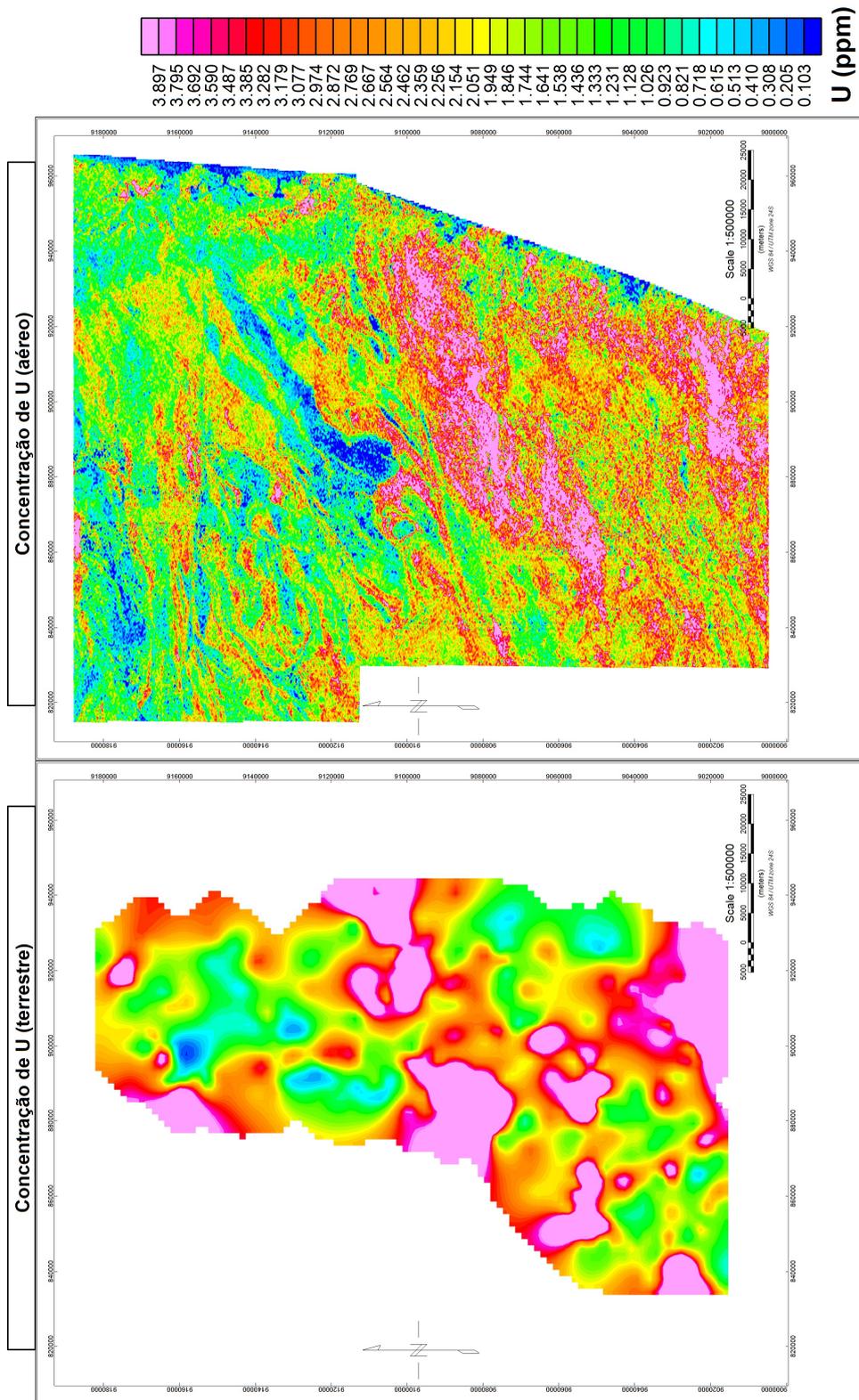


Figura 4.3: Mapa terrestre e aéreo da concentração de U

Dentre as concentrações, há maior interesse nas áreas onde se tem maiores concentrações de K e em baixos valores de Th. Os valores de K mais acentuados encontra-se ao longo do Lineamento Pernambuco, próxima a Suite Intrusiva tipo Moderna, ocorrendo nas unidades Suite tipo Itaporanga e Complexo gnaissico migmatítico indiscriminado com algumas faixas ao Norte (principalmente na unidade Serra do Mascarenhas), seguindo os lineamentos e o crescimento desta encontra-se na orientação preferencial ENE-WSW compreendendo as unidades litológicas, e uma área a SE abaixo do lineamento. Os altos valores de K podem ser descritos devido as associações com granodioritos e tonalitos (ambos contém alto teor de plagioclásio) aos ortognaisses da Serra de Passira e Complexo Migmatítico Indiscriminado, e também aos granitos e biotita-granitos das unidades Itaporanga e Serra do Mascarenhas que por serem félsicos, possuem alta concentração de potássio.

Para as concentrações baixas de Th, estas encontram-se em grandes áreas ao longo do lineamento a Oeste (Suite intrusiva tipo Moderna, Itaporanga e Gnaissico Migmatítico Indiscriminado) e em quase toda a região Norte, ocorrendo em áreas esparsas na região Sul (maioria na Itaporanga).

As concentrações baixas de urânio encontram-se mais na região Norte e quanto a região Sul tende a ficar mais espalhada, circundando as altas concentrações na parte centro-sul, e ocorrem também isoladamente.

Para os mapas de razão das concentrações e Fator F:

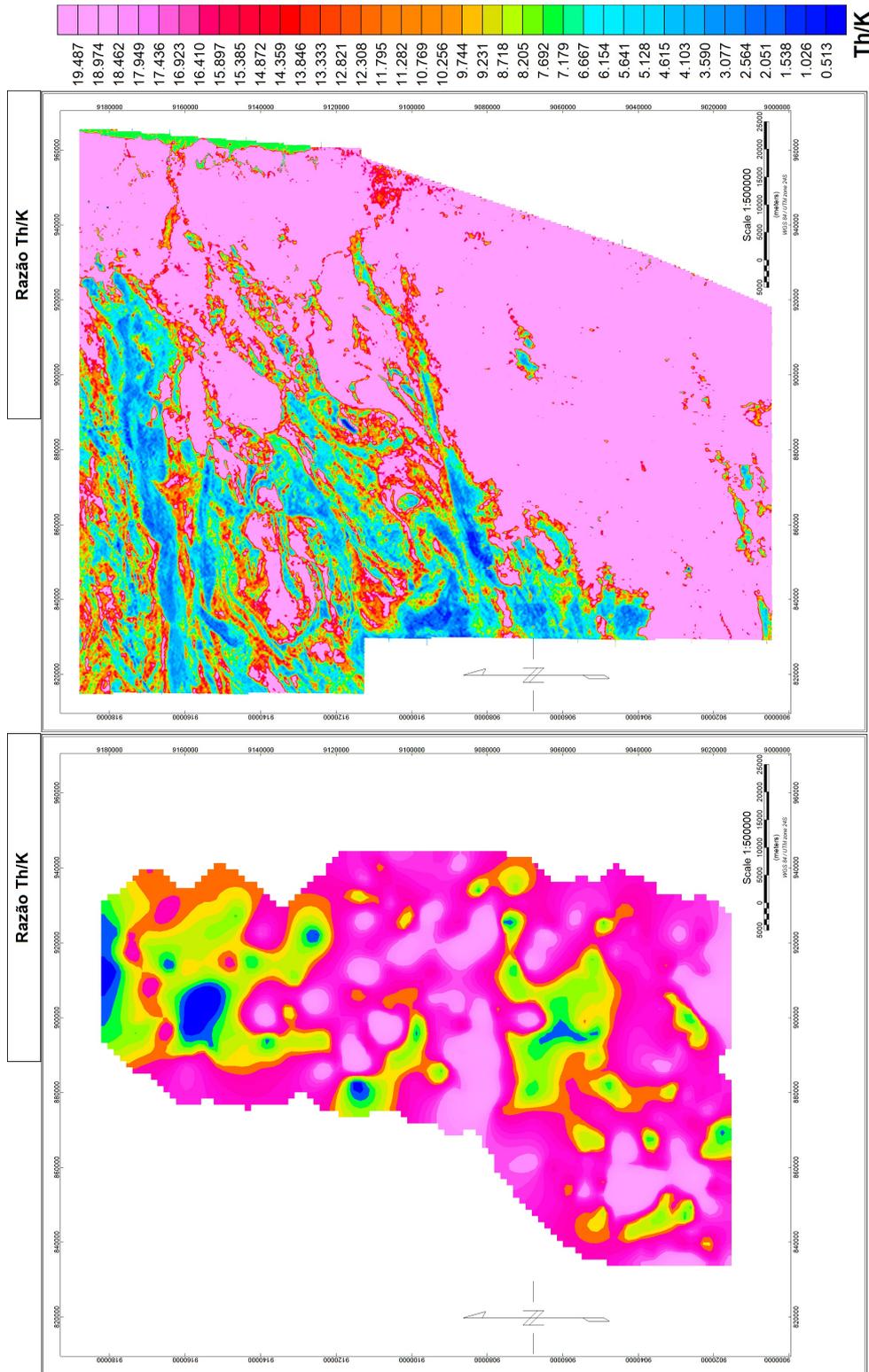


Figura 4.4: Mapa terrestre e aéreo da razão Th/K

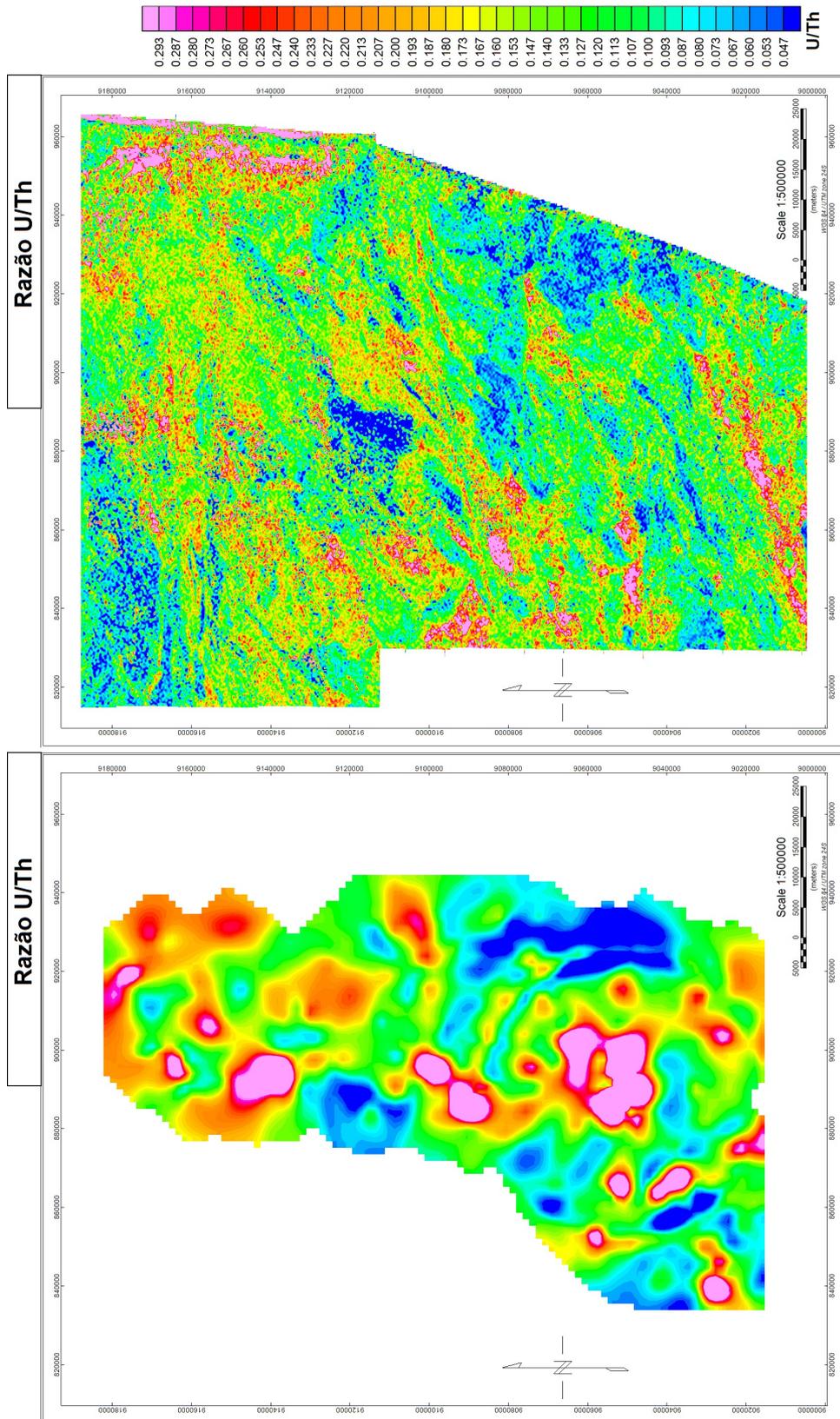


Figura 4.5: Mapa terrestre e aéreo da razão U/Th

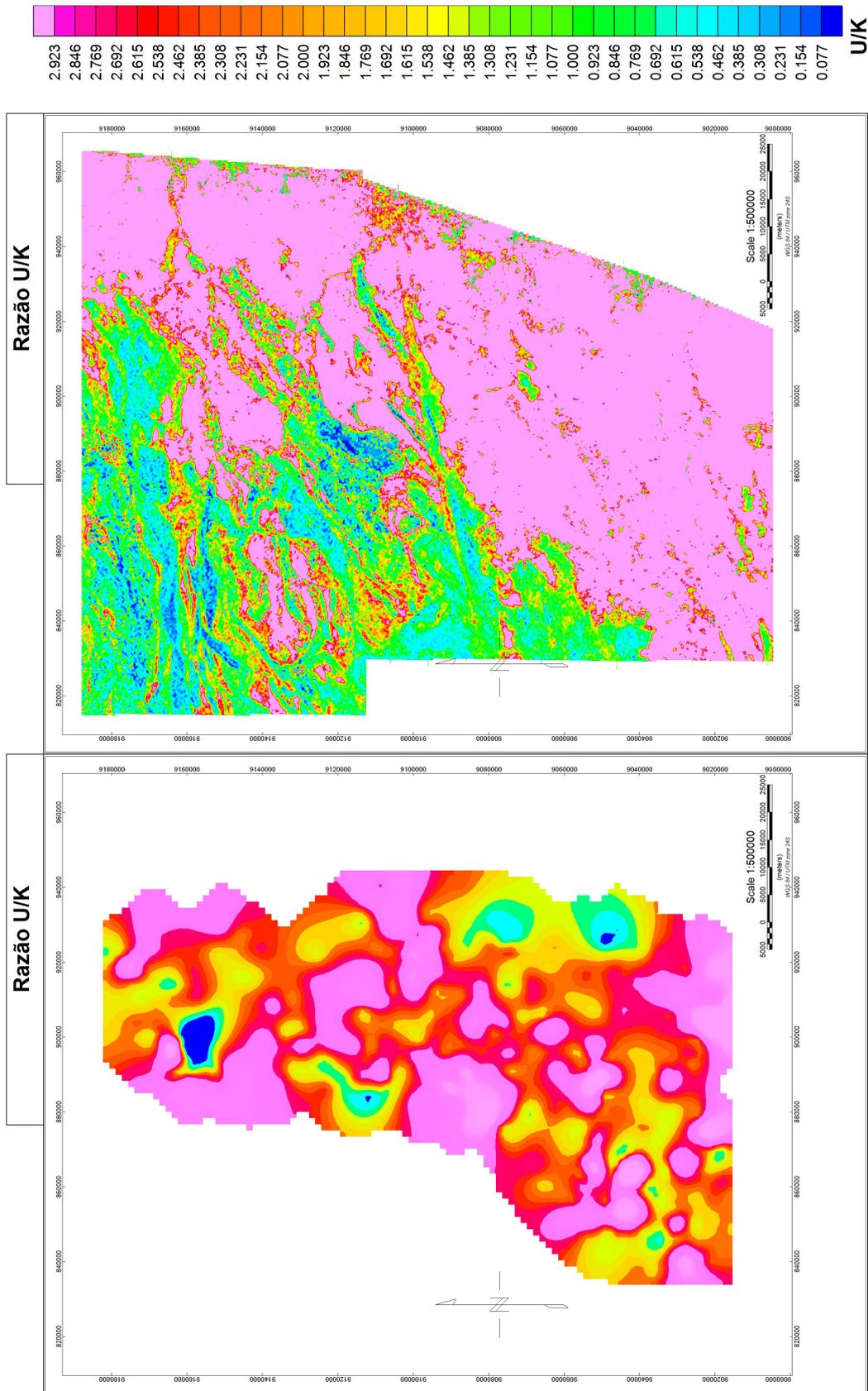


Figura 4.6: Mapa terrestre e aéreo da razão U/K

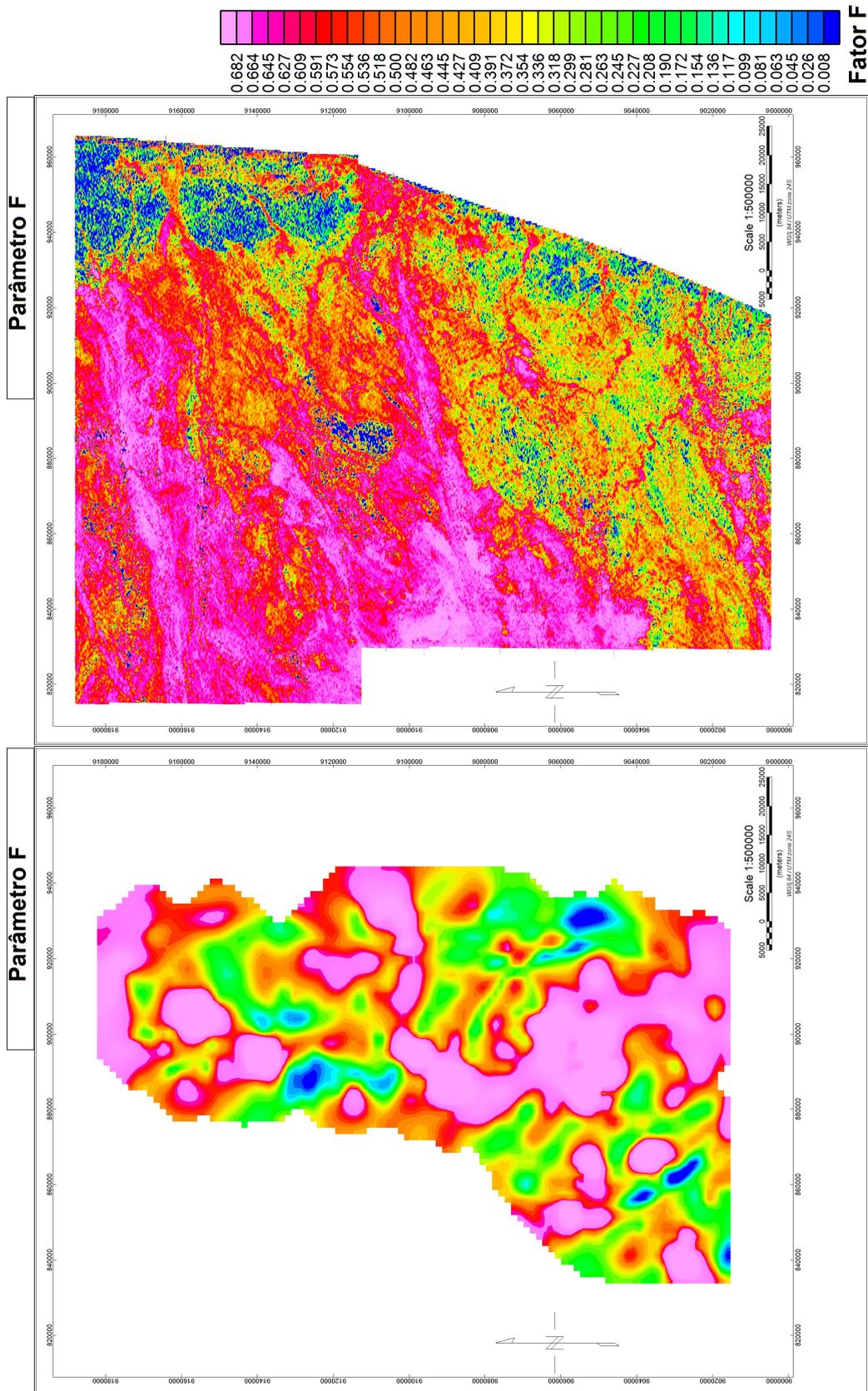


Figura 4.7: Mapa terrestre e aéreo do Fator F

Entre as razões, é de prioridade analisar os valores da razão Th/K devido ao fato do tório ter menor mobilidade em relação ao urânio, podendo descrever melhor as características da área a ser estudada, e há maior interesse em valores baixos, onde estas se concentram mais ao oeste do Lineamento Pernambuco e em NW, na unidade Serra do Mascarenhas, no Complexo gnáissico migmatítico indiscriminado, no complexo Vertentes e na unidade Buenos Aires.

Quanto a razão U/Th, onde se estuda o grau de diferenciação litológica, é priorizado os valores baixos, e estes se concentram exclusivamente na porção NW e a W do Lineamento Pernambuco nas proximidades da Suite Moderna compreendendo as porções oeste do Gnáissico migmatítico indiscriminado e faixa oeste de Itaporanga. Há uma ocorrência a SE próximo ao Lineamento Pernambuco.

Para o Fator F, com o interesse em altos valores e baseando-se na função SELECT fornecida, concentra-se mais na porção NW da área, onde tem-se maior intensidade nos lineamentos com direção de crescimento preferencial ENE-WSW. É observada uma intensidade alta compreendendo toda a Suite Moderna e porções W do Complexo Gnáissico Migmatítico Indiscriminado e Itaporanga e a N, Serra do Mascarenhas e Vertentes. Ocorre um alto Fator F em uma porção isolada a SE, abaixo do Lineamento Pernambuco, fazendo uma melhor seleção das unidades mais félsicas.

Para o ternário, deve-se fundamentar a busca de áreas onde descrevam maior quantidade de potássio (as áreas em vermelho) e definir as unidades litológicas da área de estudo, em que o mapa aéreo faz tais divisões de forma mais precisa. Verifica-se que há grande ocorrência de potássio em toda a porção NW da região, também na porção SW e uma ocorrência significativa ocorrendo de forma isolada em SE abaixo do Lineamento Pernambuco. As ocorrências de Th se encontram de forma espalhada, em quantidades concentradas na porção S e NE, o mesmo ocorrendo para o urânio, só que com concentrações mais expressivas. As maiores ocorrências de potássio encontram-se nas unidades Moderna, complexo gnáissico-migmatítico indiscriminado, Passira, Serra de Passira, Vertentes e Serra do Mascarenhas, que como dito acima, se dá devido as quantidades de feldspato nos granitos e biotita-granitos, mais associações com granitos aos ortognaisses da Serra de Passira, enquanto as ocorrências de tório e urânio se dão ao sul de Itaporanga, toda a porção Belém de São Francisco e Cabrobó.

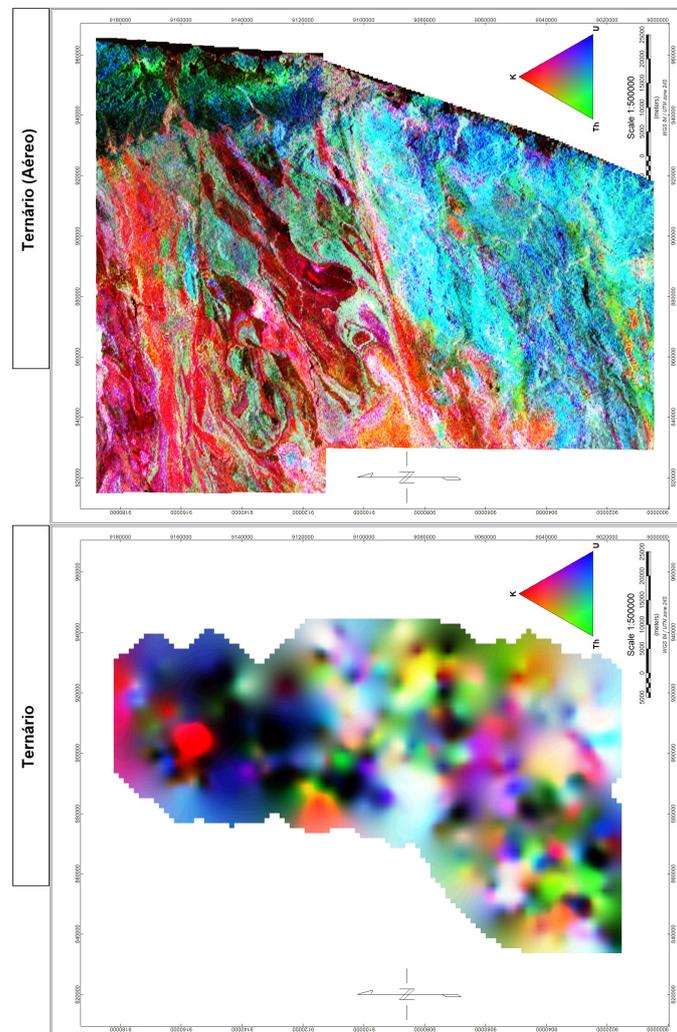


Figura 4.8: Mapa ternário (terrestre e aéreo)

Na taxa de produção de calor, suítes magmáticas neoproterozóicas e Itaporanga também tem a maior média, onde ao verificar o ternário de concentrações dos dados terrestres e o mapa terrestre da taxa de produção de calor (figura 4.1), verifica-se altas concentrações de isótopos de potássio (que é fornecida devido a forte presença de granito e associações de feldspato as demais litologias) em uma grande parte das áreas com alta taxa de produção de calor, justamente na porção W, compreendendo as unidades Suite Moderna, porção W de Itaporanga, complexo gnáissico migmatítico, Serra da Passira e Ouro Branco, e ocorre na porção SE do mapa (compreendendo Itaporanga). Essa característica é observada através da definição de (Figueiredo, 2008), onde justamente as áreas com bastante potássio indicaram maior taxa de produção de calor radiogênico. Pode-se também fazer um comparativo com o gráfico de dispersão relacionando a susceptibilidade e a taxa de produção de calor, onde as unidades complexo gnáissico-migmatítico indiscriminado e Itaporanga destacam-se com os valores mais altos.

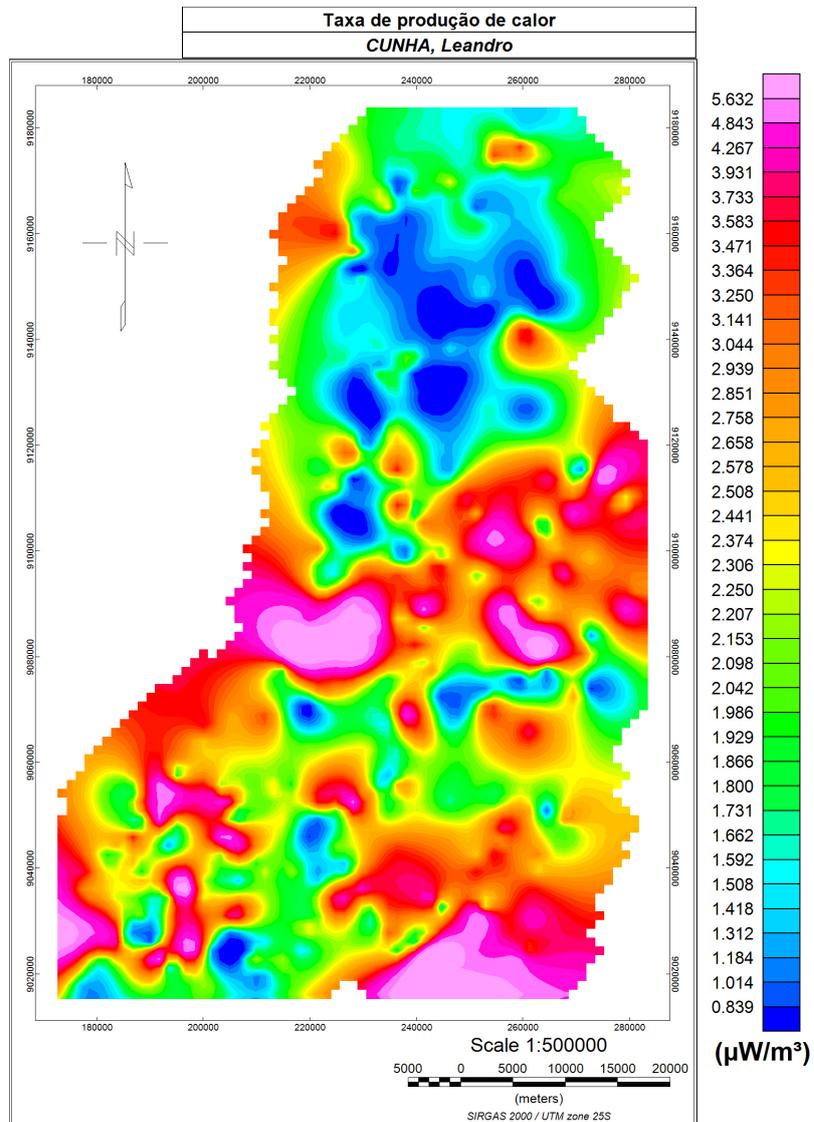


Figura 4.9: Mapa terrestre da taxa de produção de calor

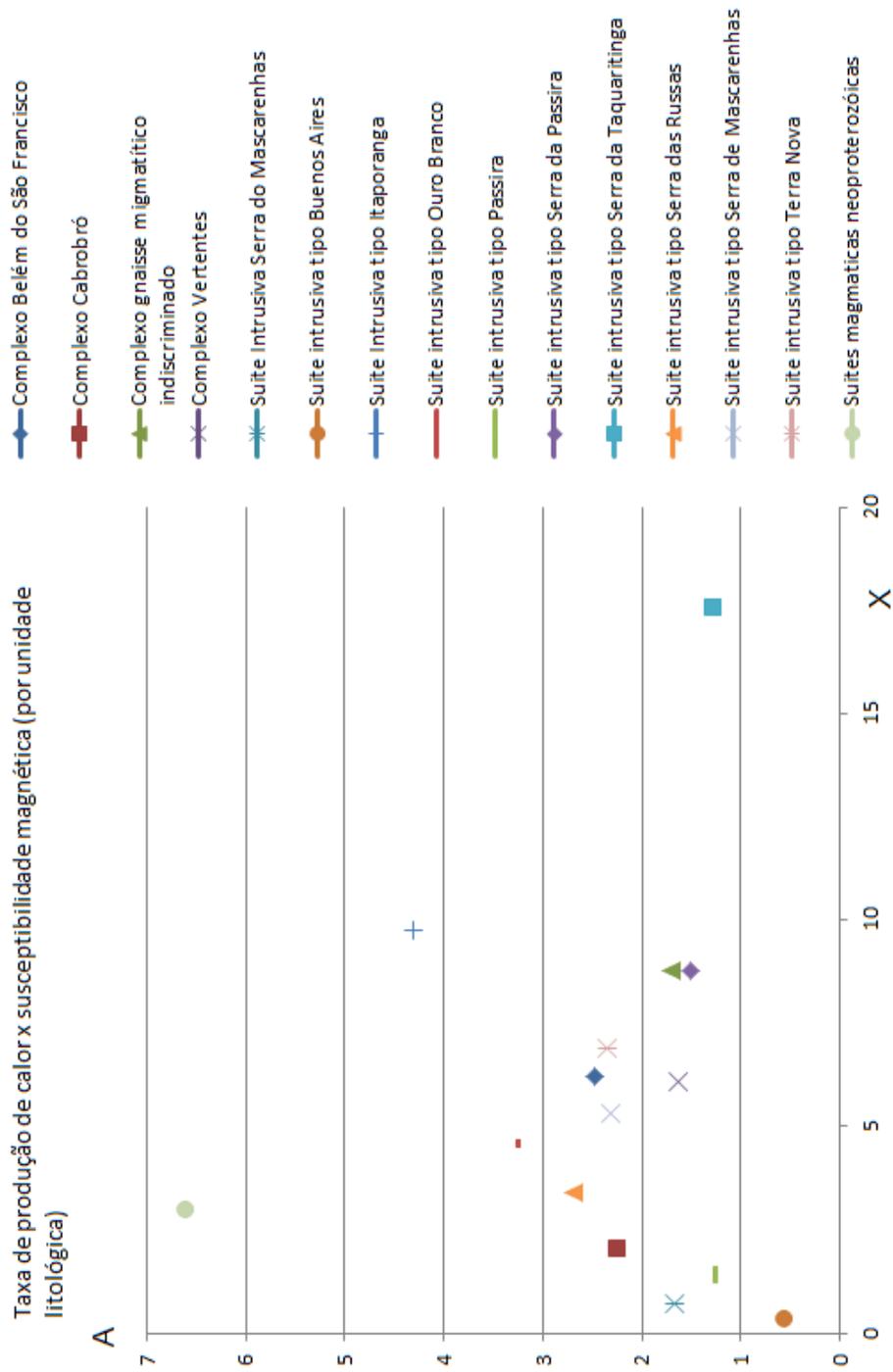


Figura 4.10: Dispersão da taxa de produção de calor com a susceptibilidade magnética por unidade litológica

Para a densidade e a susceptibilidade, onde as medidas foram feitas em amostras, há interesse no estudo de áreas onde se tem relativas altas susceptibilidades (em torno de 7 emu para cima) e altas densidades. Os locais com alta susceptibilidade compreendem as porções W em geral e as porções E e SE, ou seja, nos extremos. As porções Serra da Passira, complexo-gnáissico migmatítico, Itaporanga e Moderna (ao longo da faixa Pernambuco orientando-se para W) possuem as maiores medidas, que variam de 7 a 19 emu, onde Serra da Passira indica associações de Fe-Ti nos ortognaisses e as associações de Fe-hastingsita em meio aos sienitos, sendo por isso o motivo da alta susceptibilidade nos locais indicados. Para as medidas de densidade, há ocorrências pontuais por toda a área, principalmente a W, S e N. Tem-se a ocorrência maior de altas medidas do que baixas, principalmente nas unidades Complexo Gnáissico Migmatítico, Passira, Complexo Belém do São Francisco e Itaporanga.

Nas comparações das dispersões, a dispersão densidade x concentração de K deu altos valores nas unidades Passira e Serra da Passira; a dispersão densidade x concentração de Th, as unidades Itaporanga e Magmáticas Neoproterozóicas deram valores altos em ambos e na densidade x susceptibilidade, tiveram altos valores, as suites Itaporanga, Complexo gnáissico migmatítico indiscriminado e Serra da Passira, como esperado.

É perceptível que se compararmos os mapas terrestres com os mapas aéreos, o mapas terrestres possuem muito menos informações do que o mapa aéreo, mas quando são trabalhados em conjunto, confirmam as medidas realizadas na área, embora em diferente escala.

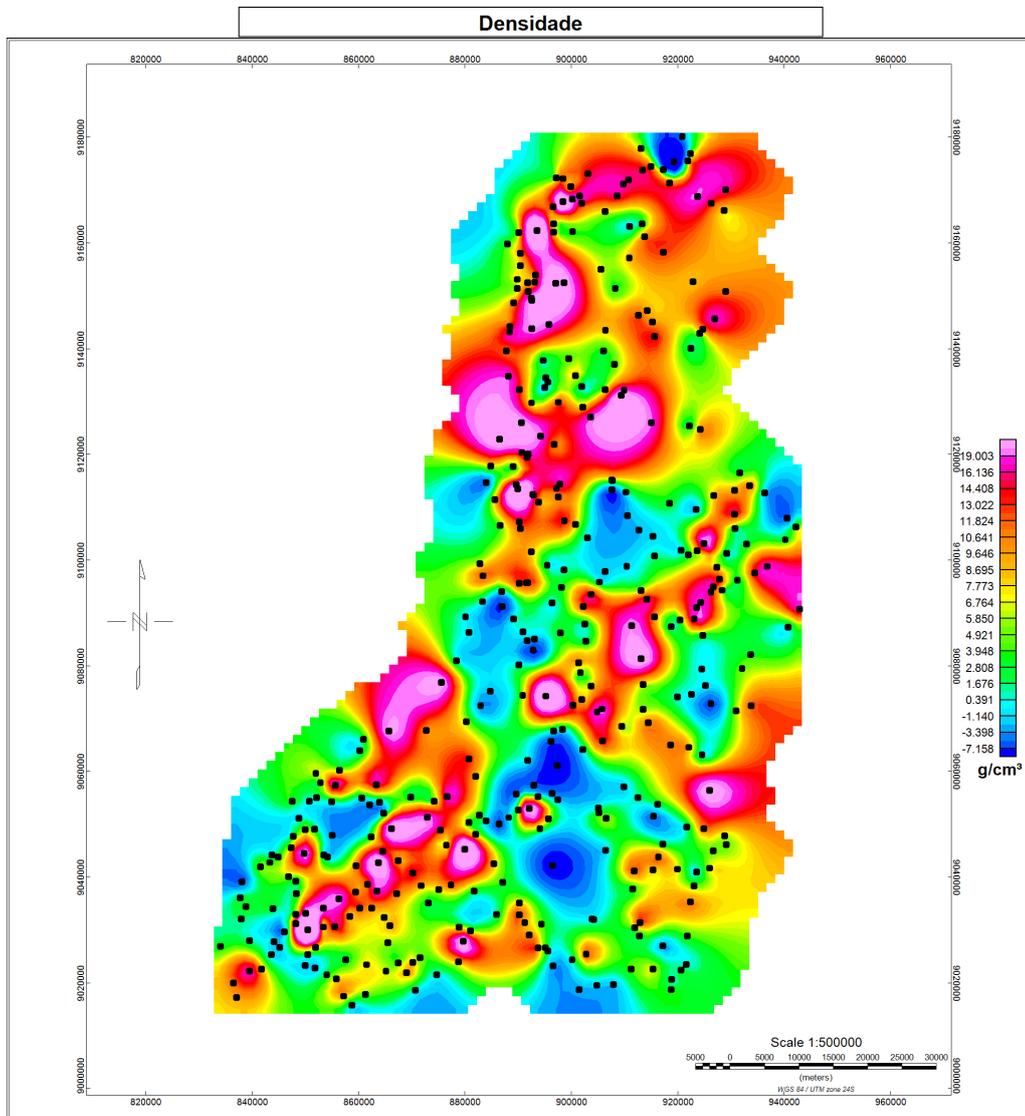


Figura 4.11: Mapa terrestre da densidade com os pontos onde foram realizadas as medidas

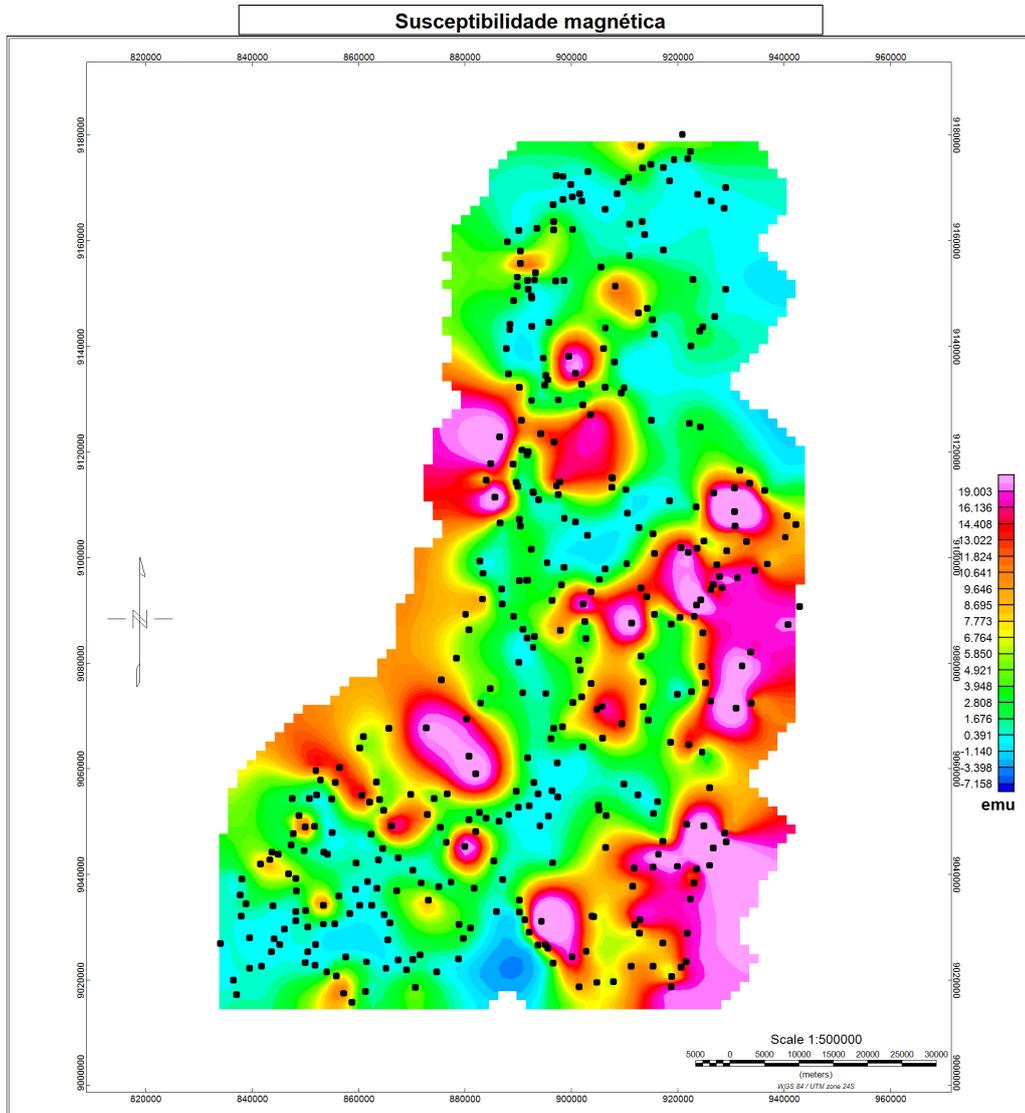


Figura 4.12: Mapa terrestre da susceptibilidade magnética

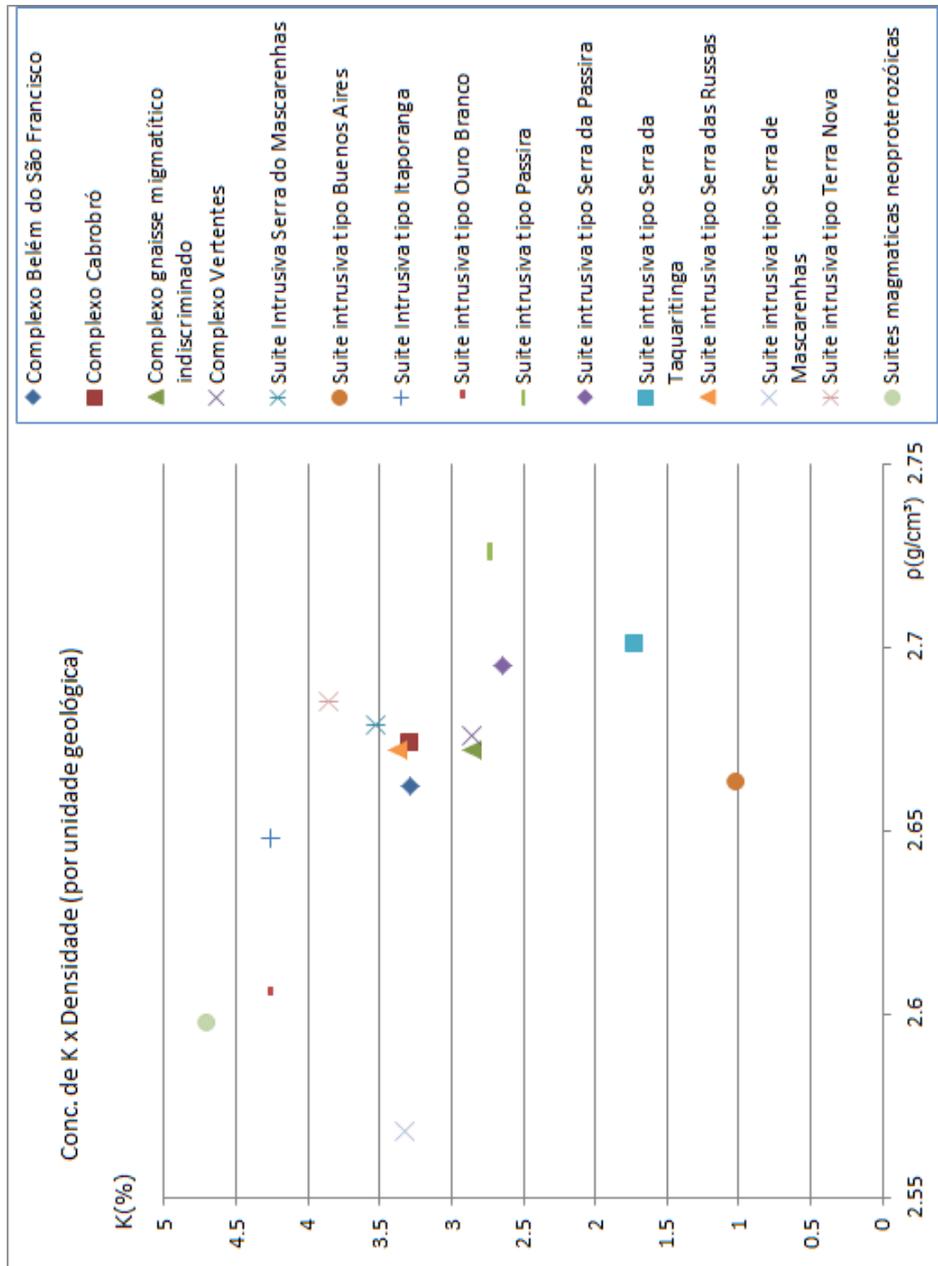


Figura 4.13: Dispersão da densidade com a concentração de potássio-40.

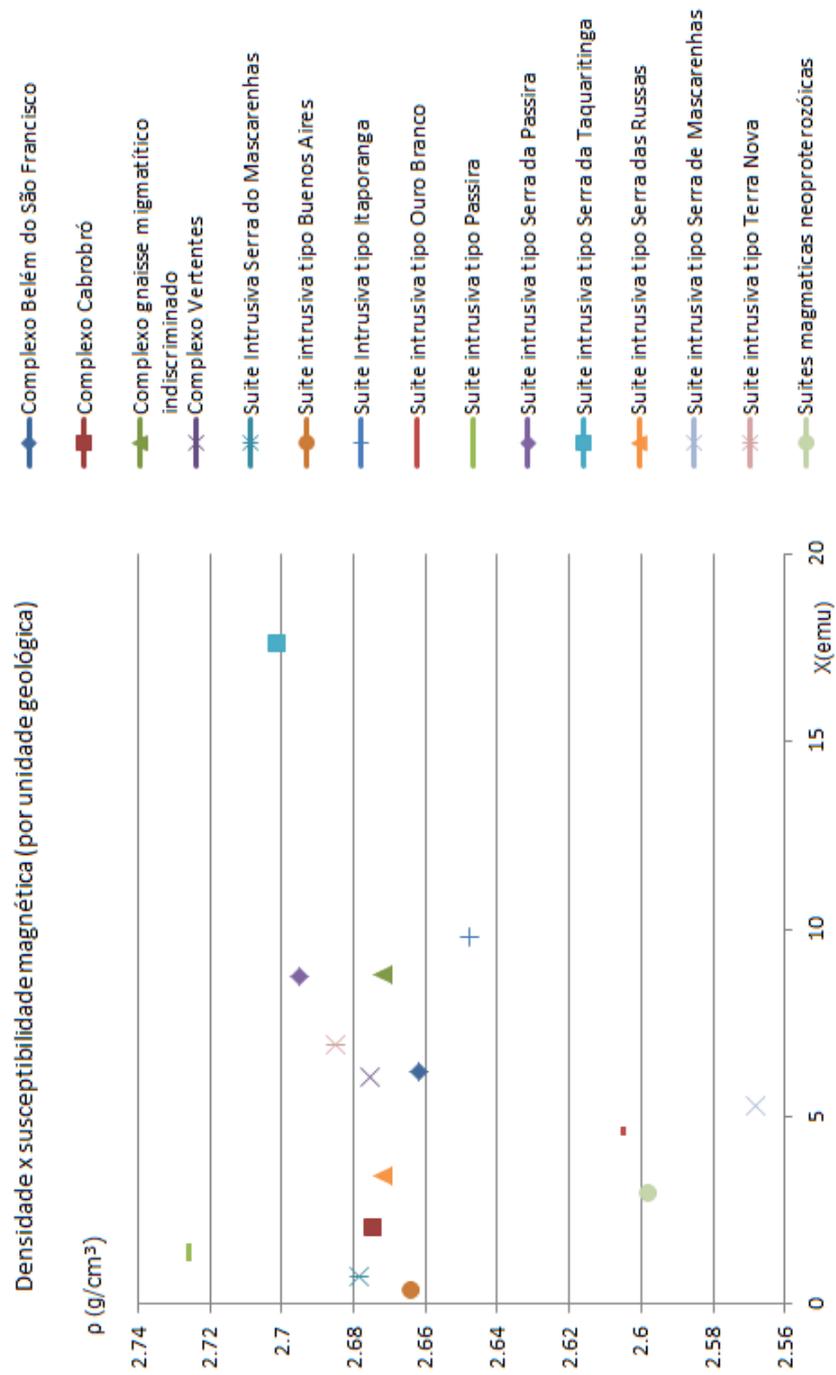


Figura 4.14: Dispersão da densidade com a susceptibilidade magnética.

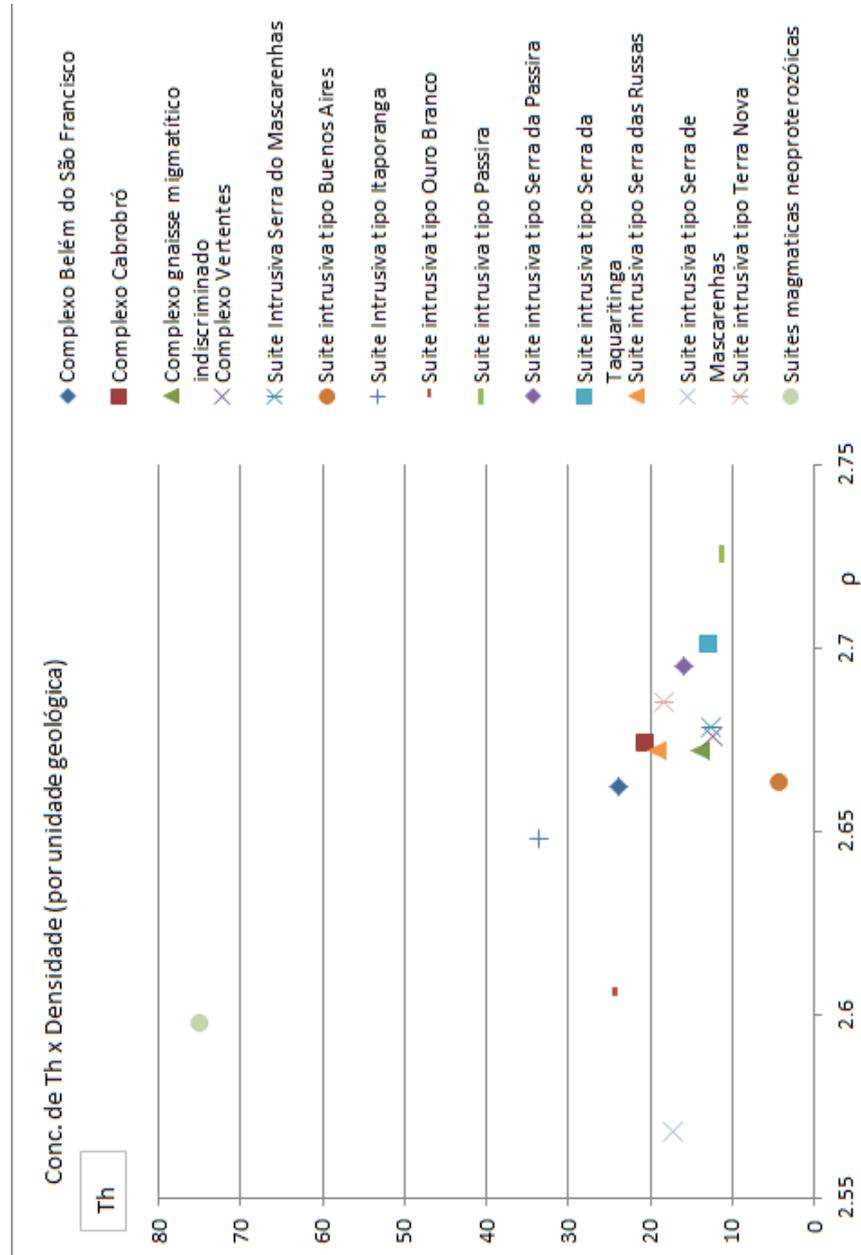


Figura 4.15: Dispersão da concentração de tório com a densidade.

4.2 Obtenção do espectro radial de potência, amplitude e fase do sinal analítico

A partir da anomalia de campo magnético total, de IGRF previamente corrigido, onde os valores são dados em nT, e devido a localidade da medida, não foi necessária uma redução ao pólo. O campo é bastante intenso no lineamento, e sua intensidade aumenta no sentido E do lineamento, ocorrendo também nos contatos a N e S, mas não tão intensos quanto o Lineamento Pernambuco.

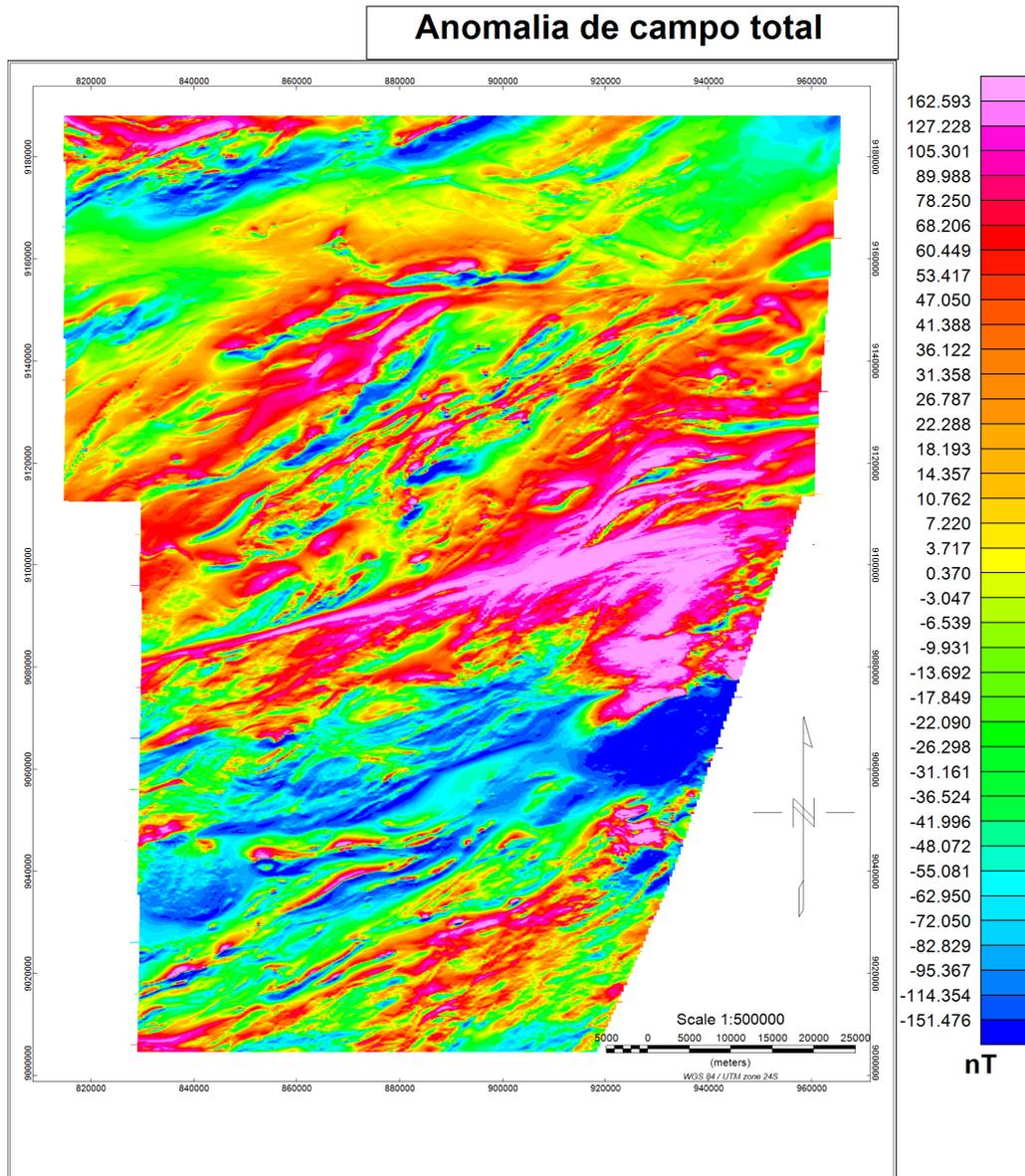


Figura 4.16: Mapa da anomalia de campo magnético total

A partir dele podem ser realizadas uma série de transformações matemáticas, como a análise do espectro radial de potência médio, onde foram feitos 4 intervalos de número de

onda (k) para rastrear as fontes profundas e as fontes rasas. A determinação da profundidade das fontes foi pelo estudo do sinal do espectro até a frequência de Nyquist, dividindo-o e 4 intervalos e feito em cada um deles uma regressão linear, onde o resultado da regressão estava ligada a profundidade da fonte, e foram detectadas fontes de até 4 km de profundidade.

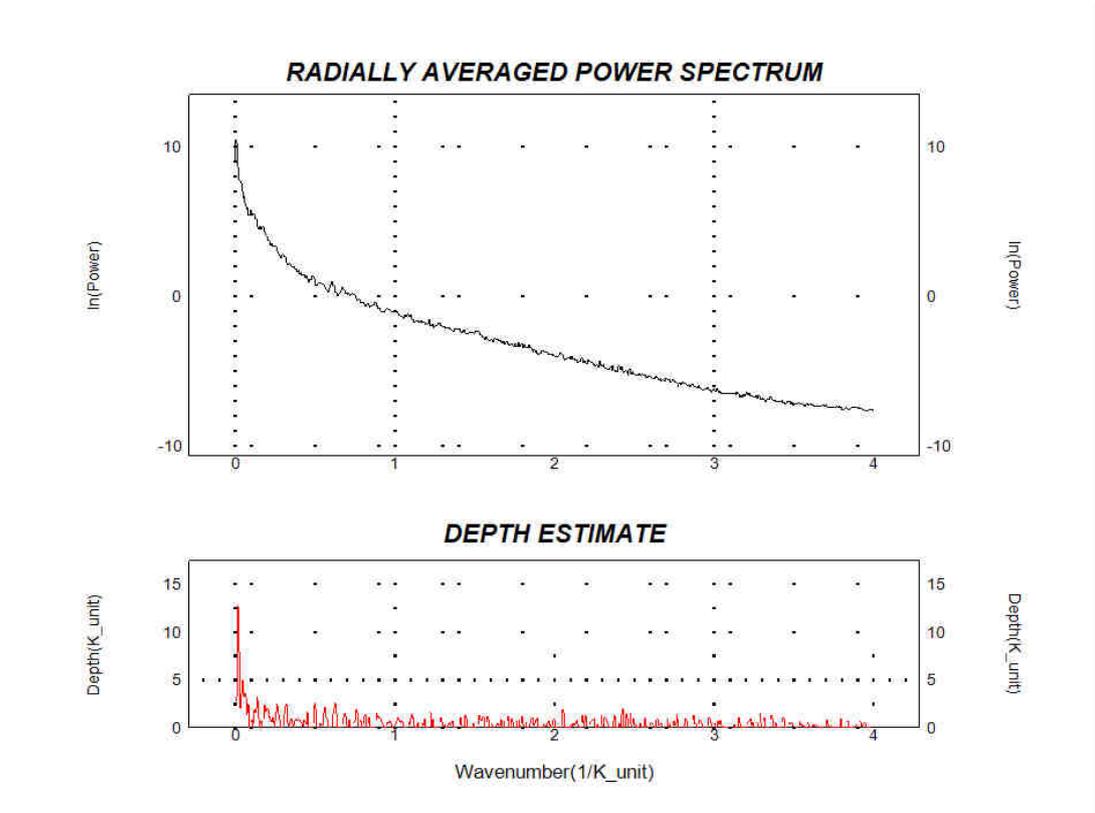


Figura 4.17: Sinal do espectro radial de potência para análise.

k (m^{-1})	Profundidade (km)
0-0,1	3,666
0,1-0,8	0,609
0,8-1,4	0,251
1,4-2,0	0,228

Consequentemente, a partir das anomalias para cada número de onda, obtém-se a amplitude e fase do sinal analítico em todos eles, como pode ser visto para as figuras 4.2 e 4.3. Analisando os mapas, as estruturas ocorrem em formatos alongados e em contatos geológicos, ocorrendo ao longo do Lineamento Pernambuco (compreendendo a Suite Moderna, Complexo Gnáissico-migmatítico e Itaporanga). Ocorre também expressivos corpos em SE e N (na maioria delas, a unidade Itaporanga, com ocorrências em Serra de Passira). Pela fase, quando os valores são muito baixos ou nulo, tem-se os contatos geológicos, principalmente o Lineamento Pernambuco (centro da área, de E-W) e fortes lineamentos a N, correspondendo ao Lineamento de Patos, e outros lineamentos secundários, que circundando os altos valores da amplitude do sinal analítico, fornecem a informação das estruturas e suas geometrias.

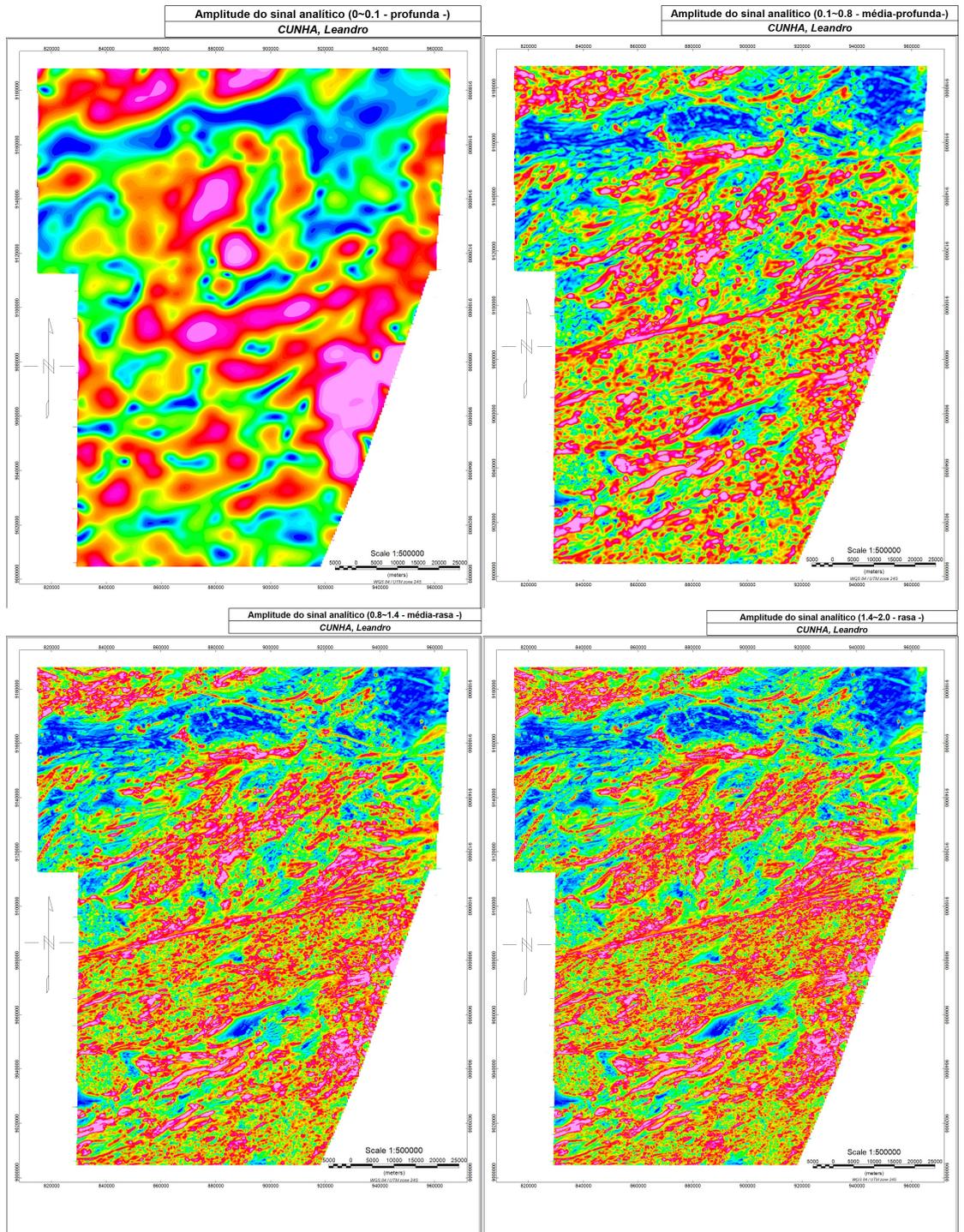


Figura 4.18: Amplitude do sinal analítico para os 4 intervalos de número de onda (mais profundo para o mais raso).

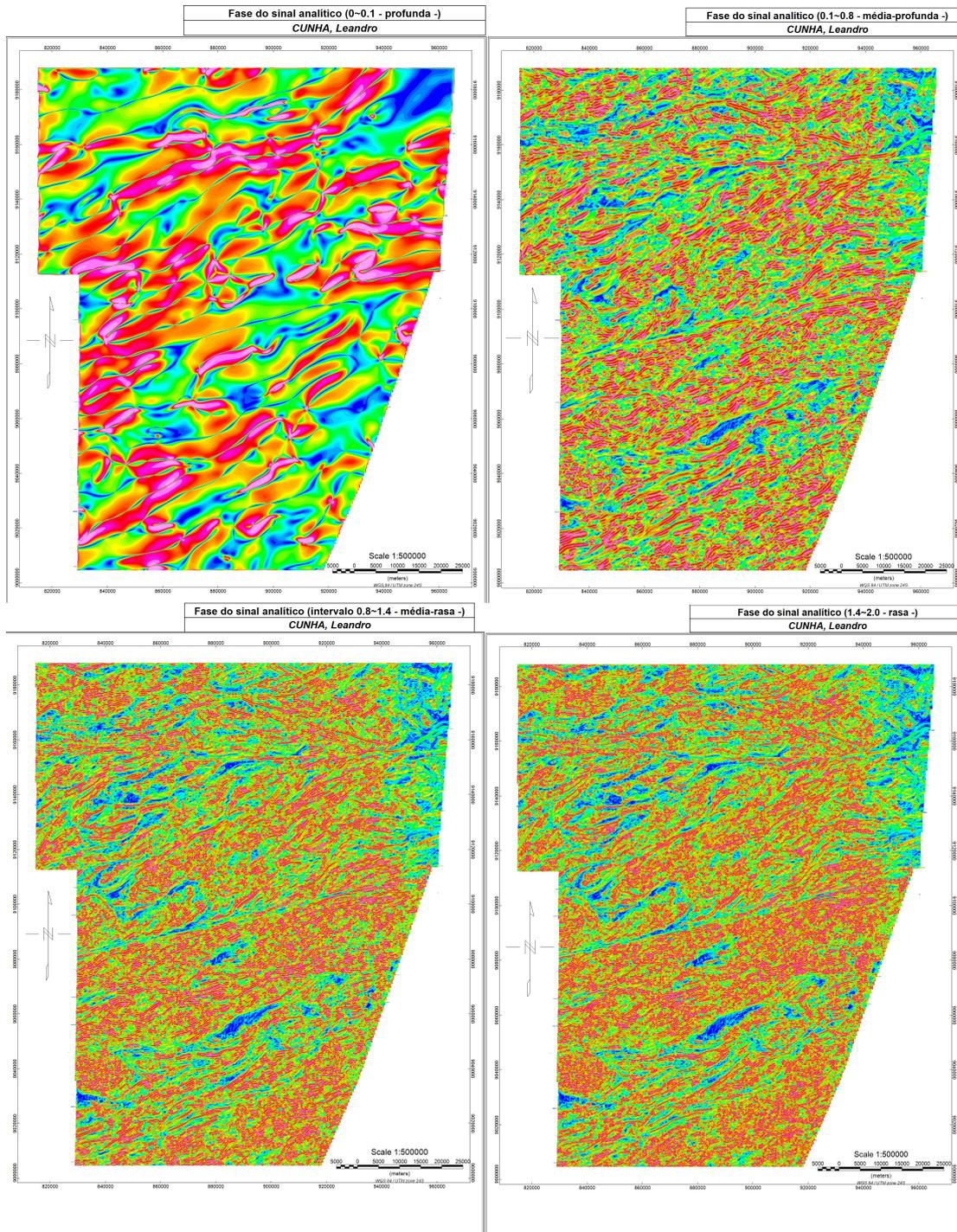


Figura 4.19: Fase do sinal analítico para os 4 intervalos de número de onda (mais profundo para o mais raso).

4.3 Integração dos dados, deconvolução de Euler e a AN-EUL

A partir da integração dos dados realizando as análises em cada um deles tomando como base áreas com alto fator F, alta densidade, alta concentração de K, alta razão U/K e formatos arredondados e alongados de ASA (valores altos). Para a fase do sinal analítico esta mostra os contatos geológicos.

Então, com o mapa geológico da área estudada, as duas zonas escolhidas apresentaram características favoráveis para serem escolhidas (como medidas geofísicas apropriadas e a sua macropetrografia). As zonas de interesse com as características de zona de alteração hidrotermal foram a suite intrusiva tipo Moderna, onde esta possui em sua composição sienitos com Fe-hastingsita, e também as áreas adjacentes, como Passira, Serra da Passira, complexo gnáissico-migmatítico indiscriminado e Itaporanga (seguindo o Lineamento Pernambuco, E-W), havendo também uma ocorrência a SE, logo abaixo do Lineamento Pernambuco, correspondente as unidades Belém do São Francisco, Itaporanga e Ouro Branco, sendo dominante a Suite Itaporanga.

Integrados os dados, tem-se as zonas escolhidas situadas no mapa da região de estudo e as zonas correspondentes são:

Zona 1 → Compreende as áreas das suites intrusivas Itaporanga, Cabrobó, Moderna, complexo gnáissico-migmatítico indiscriminado, Vertentes. O fator F corresponde de 0.123 a 0.645, a concentração de K de 2.724 a 3.984 %, a concentração de Th de 12 a 74 ppm, a susceptibilidade em torno de 5.639 a 9.771, e o ASA de 0.012 a 0.301 com prevalência de valores altos.

Zona 2 → Compreende as áreas das suites intrusivas Belém do São Francisco, Itaporanga e Ouro Branco. O Fator F estende-se entre 0.123 a 1.360 (com predominância de fator F alto), a concentração de K de 2.648 a 4.257 %, o Th ficou entre 15.925 a 29.650 ppm, a susceptibilidade magnética entre 4.521 e 9.771, o ASA ficou entre 0.060 e 0.340 com prevalência de valores altos.

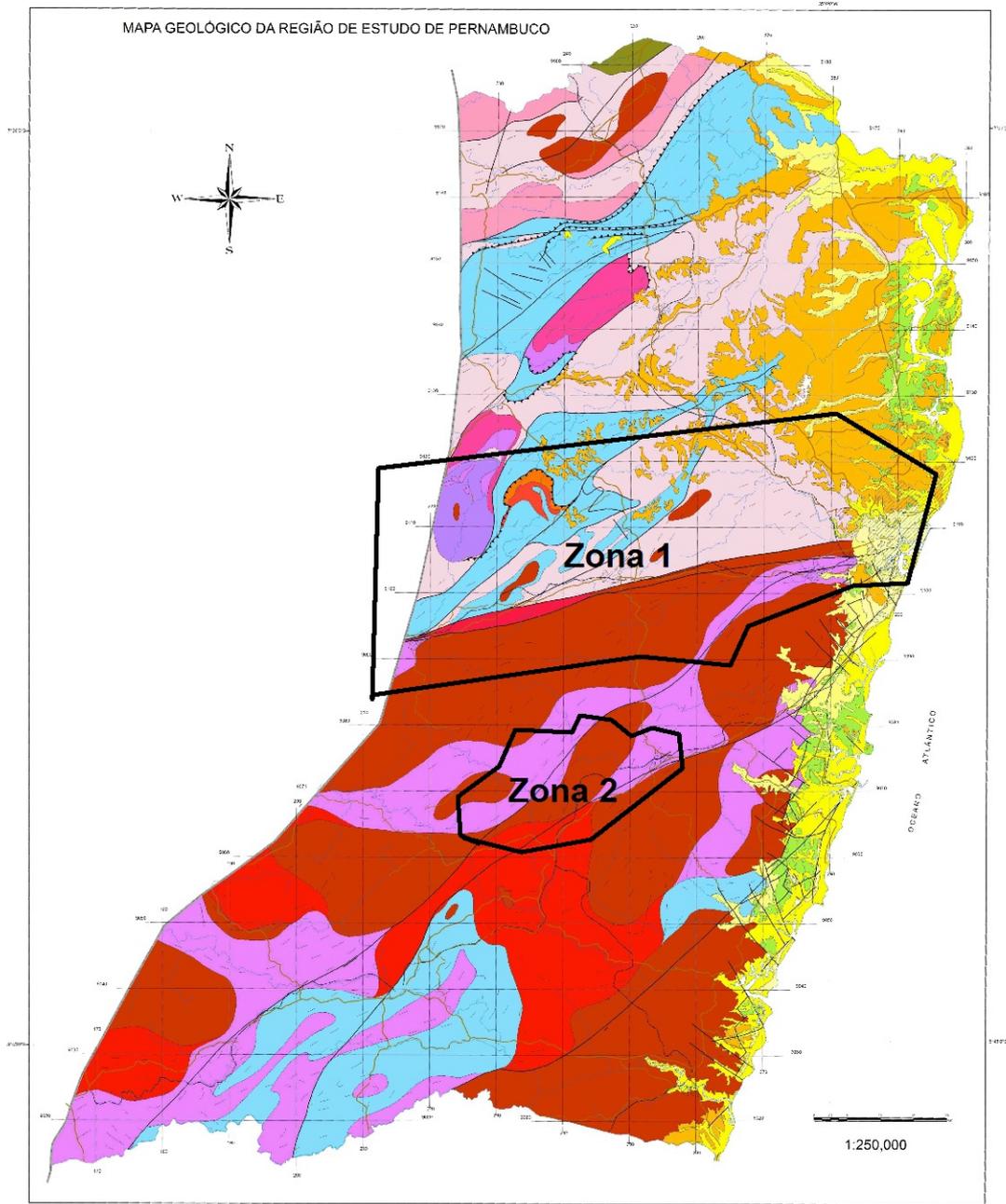


Figura 4.20: Mapa da região de estudo com as zonas selecionadas

Então, com estas zonas fez-se a deconvolução de Euler normal para estimar a profundidade e a disposição das estruturas de acordo com lineamento através das soluções dos sistemas na deconvolução normal e foram gerados um mapa com soluções para contato em cada uma das zonas, e com os pontos locados e suas respectivas profundidades.

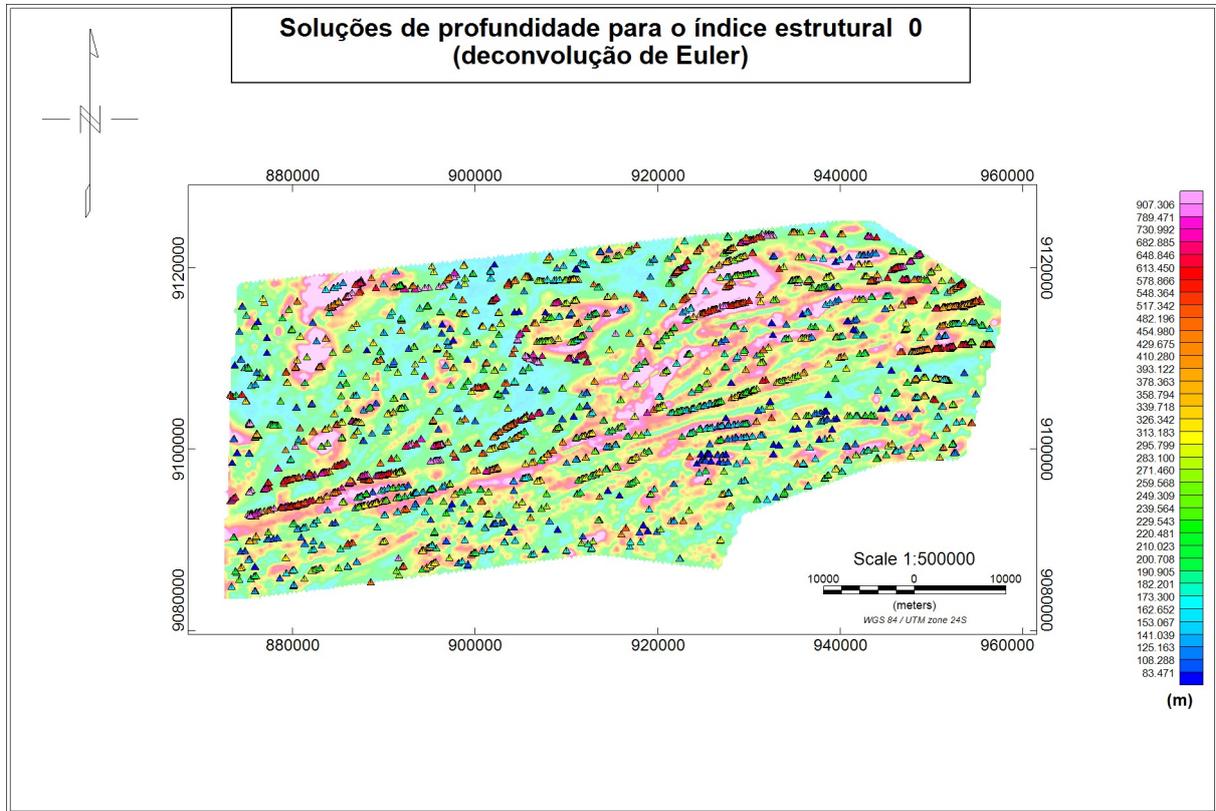


Figura 4.21: Soluções de profundidade da deconvolução de Euler na Zona 1

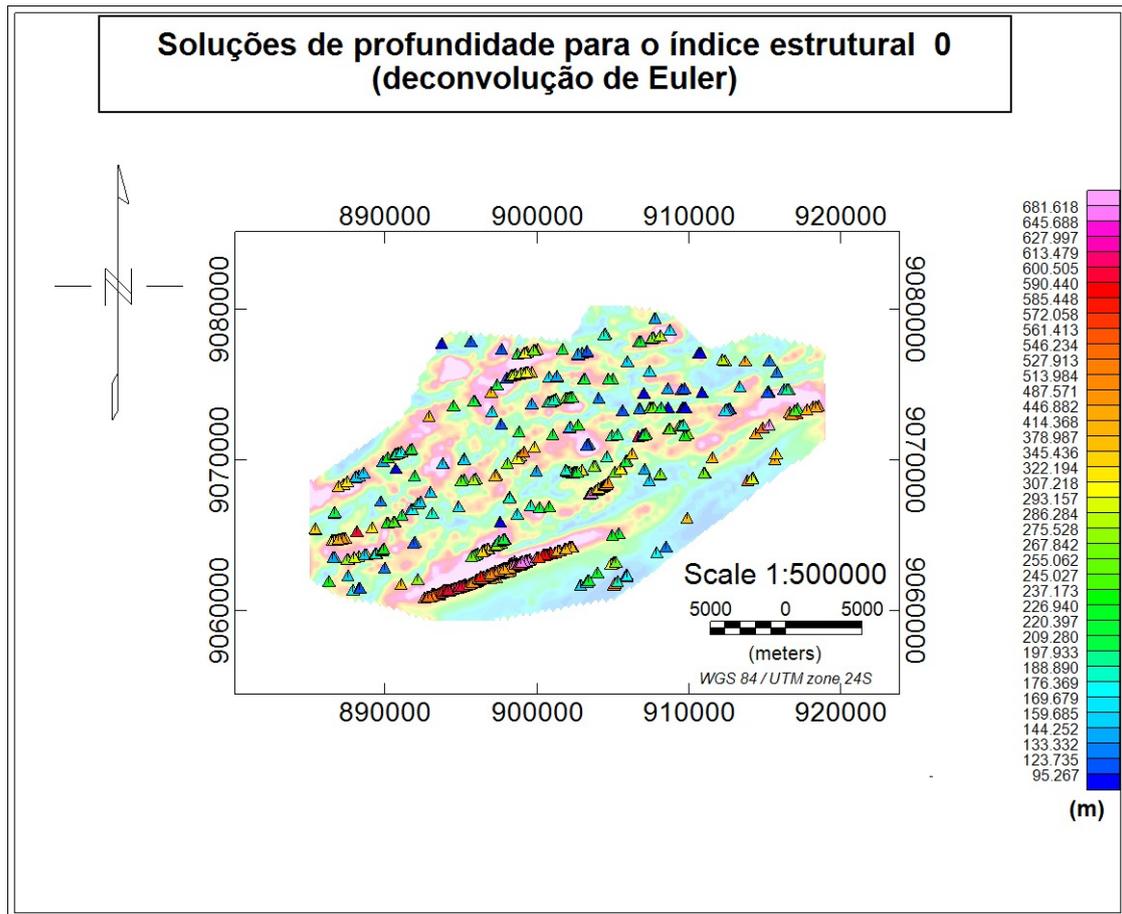


Figura 4.22: Soluções de profundidade da deconvolução de Euler na Zona 2

É verificada na Zona 1 a ocorrência de corpos expressivos e alongados, e também profundos na porção W, com profundidade variando entre 700 a 1 Km (correspondente a Suite Moderna) e algumas ocorrências para NE (com boa expressividade, mostrando-se alongados e profundos) e E, e estas seguem contornando as bordas dos contatos geológicos. O mesmo ocorre para a Zona 2, em que ocorre um expressivo corpo alongado em SW, de aproximadamente 12 km de comprimento, de profundidade variando de 500 a 600 metros.

No AN-EUL, foi feito um mapa por zona escolhida onde explicita o índice estrutural e a profundidade da fonte. Em ambos os métodos, foi indicada uma tolerância de 3% para se fazer uma melhor filtragem dos dados.

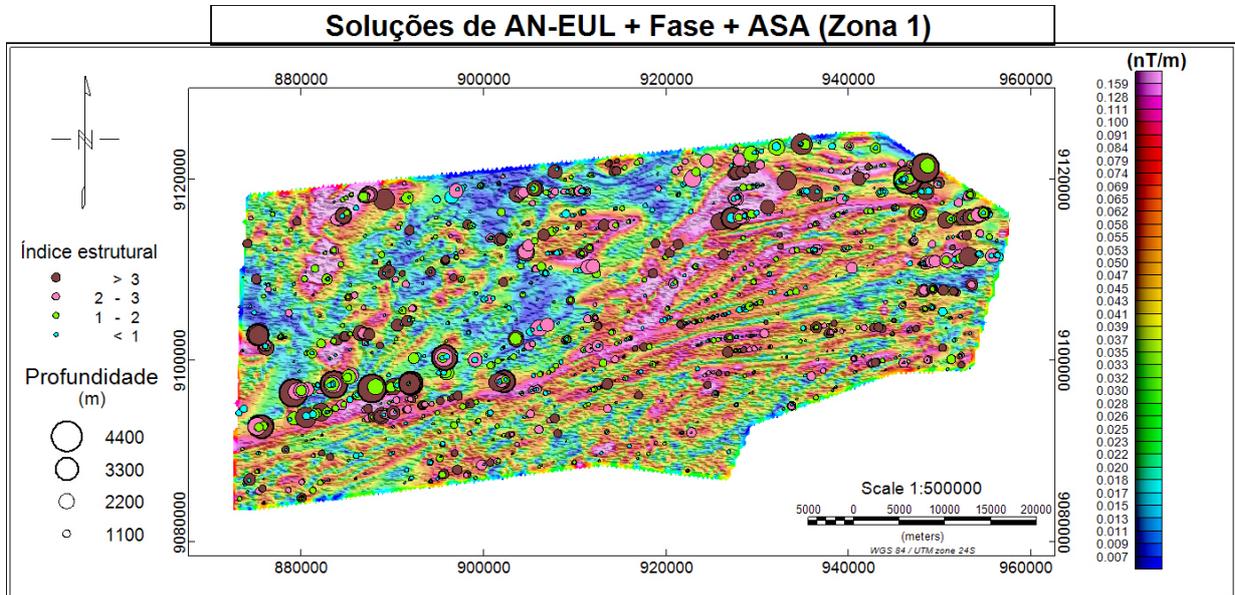


Figura 4.23: Soluções de profundidade e índice estrutural da deconvolução de AN-EUL de Euler na Zona 1, juntamente com a fase e a amplitude do sinal analítico

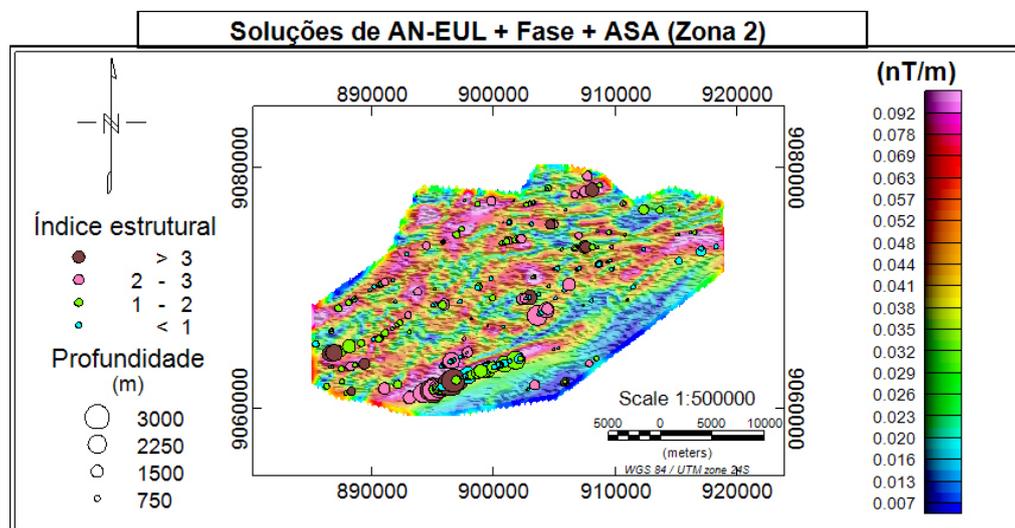


Figura 4.24: Soluções profundidade e índice estrutural da deconvolução de AN-EUL de Euler na Zona 2, também com a fase e a amplitude do sinal analítico

Observa-se os mesmos resultados com a Euler normal, mas estes conseguem fornecer fontes com maior profundidade, que variam até 4 Km, e também confirma a expressividade

da fonte que se localiza na porção W, que possui quase 15 km de extensão. Para a Zona 2, observa-se o mesmo efeito, só que neste caso, as fontes são também detectadas a profundidades maiores, com cerca de 3 Km de profundidade e mostra a fonte expressiva localizada em SW, com um tamanho maior (≈ 15 Km).

Como dito, ele não consegue fazer modelos geológicos, mas consegue dar ótimas estimativas dependendo de qual parâmetro impor, e usar as profundidades locais para se fazer um modelo 3D. Para o AN-EUL, como é feito com base na ASA, ele já estima diretamente as profundidades e os índices estruturais. No AN-EUL, foram estimadas fontes com até aproximadamente 4 Km de profundidade e consegue-se fazer interpretações de fontes profundas devido aos altos valores da ASA e a resolução da AN-EUL. Quando se detecta corpos a grandes profundidades através da AN-EUL, é sabido que o embasamento se define mais com o aumento da profundidade, e com isso facilita a interpretação e estimativa do corpo em profundidade, desde que este seja associado a geologia local e a sua parte superior. Pode-se avaliar este corpo a grandes profundidades usando sucessivas continuações para cima.

Este método consegue demonstrar valores mais precisos que o espectro radial de potência, pois pode-se estimar as profundidades ponto a ponto, enquanto que o primeiro só estima as fontes por intervalos de comprimento (porém este é indispensável para delinear contatos geológicos nas baixas frequências), mas não recomenda-se fazer estudos de regiões muito extensas e com alta complexidade de estruturas.

CAPÍTULO 5

Conclusões

Foi visto que para fazer localização das zonas de alteração hidrotermal era preciso primeiramente saber a geologia do local, em princípio a sua composição mineralógica e tentar dividir as áreas classificando por unidades litológicas. E ainda, tratar os dados terrestres e aéreos pondo-os em formato de mapas, dispersões ou tabelas com médias para uma se fazer uma análise e tentar confirmar com os dados geológicos.

Pela análise dos dados e correlacionando com a geologia, os resultados foram alcançados, embora alguns dados não foram necessários pois eles não mostraram contrastes que fossem interessantes apontar, mas uma boa parte dos dados serviu muito bem e até mesmo fazer integração dos mesmos, onde apontou para as áreas esperadas (ao longo do Lineamento Pernambuco, compreendendo o Complexo gnáissico-migmatítico indiscriminado, Itaporanga, Passira, Serra de Passira, e a Suite Moderna, e também a zona na porção SE, logo abaixo do Lineamento Pernambuco).

Alguns dados não forneceram informações suficientes como o DRAD (por este motivo ele não foi citado durante o trabalho), e o K_d onde houve má seleção no mapa, usando apenas valores para selecionar as áreas e correlacionar com o SELECT do Fator F, mas a grande maioria dos outros dados compensaram. Os dados das concentrações e das razões, principalmente as razões U/K e U/Th mostraram boas correlações entre os dados terrestres e aéreos. Embora no dado da anomalia de campo magnético total houvesse perda de dado devido a continuação para cima, isto foi necessário para suavizar os ruídos de alta frequência na linha de voo, e assim poder fazer as transformações matemáticas como o ASA e a fase, e determinar a localidade das estruturas e suas dimensões.

Ambos os métodos espectro radial de potência e a deconvolução de Euler, tanto a normal como a AN-EUL, determinaram as localidades das fontes e seus comprimentos aproximados de até 15 km, embora a AN-EUL determinou fontes com profundidades bem maiores (3-4 Km), e ainda indicou índices estruturais variáveis ao longo da estrutura. A AN-EUL tem o trunfo de conseguir determinar índices estruturais por ponto (já que são usados resultados de ASA), mas pode apresentar problemas para estruturas geológicas complexas, e é necessário fazer aproximações nos índices ao interpretar as estruturas no mapa com AN-EUL.

Em pesquisas futuras, além de localizar as fontes, pode-se também tentar analisar as

profundidades e as dimensões com maior precisão utilizando outros métodos para conseguir diferenciar as estruturas de subsuperfície, preferencialmente usando outros métodos geofísicos. Este trabalho também pode servir no futuro para estudar outras áreas vizinhas para correlação de dados.

Agradecimentos

Eu dedico este trabalho primeiramente aos professores Alanna e Alexandre por terem paciência a me orientar e enxergado meus erros durante a execução do mesmo. Também o dedico a minha mãe, Francisca e ao irmão, Franklin por terem me apoiado e também aos amigos do instituto Daniel, Charles, Marcos, Paulo, Diego, Matheus, Abreu e Igor por se divertirem comigo e me ensinado coisas que n'ao se aprende na universidade nas horas livres no instituto. Aqui também vale para os meus amigos fora do instituto: Igor, Diogo, Felipe, Luan, Maurício, Malu, Bruce, Rafael (Pehap) e Leonardo (Kaneda) por suportarem minhas piadas autistas e me ajudarem com carona para voltar pra casa de vez em quando nas saídas das madrugadas adentro, e aos colegas de profissão que conversam e se importam comigo com o tempo que eles tem e até as vezes, sairmos para um bar. Também não esqueço dos velhos amigos que estão agora tomando rumos diferentes e espero encontrá-los de novo por algum canto. E também aos novos amigos que estou fazendo, tanto na vida real como na internet para o pessoal do plug.dj e os fóruns que eu frequento e aos meus amigos que encontro esporadicamente, a maioria deles meus ex-professores (Cristiano, Novaes, Amaury e Franklin de novo) por terem contribuído para minha formação e terem puxado minha orelha para não desvirtuar do caminho dos estudos e sempre seguir em frente.

APÊNDICE A

Apêndice

A.1 Demonstração das equações

Para a equação do decaimento, e partindo da taxa de decaimento, supondo linear, temos:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N$$

$$dN = -\lambda N dt$$

$$\int_{N_0}^N \frac{dN}{N} = \int_0^t -\lambda dt$$

Resolvendo esta integral, temos então:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \tag{A.1}$$

A mesma vale para a equação da atividade.

Para a equação da meia-vida, temos:

$$\frac{N}{N_0} = 1/2 = e^{-\lambda t}$$

$$\lambda = \frac{\ln 2}{t}$$

$$\tau = 0.693\lambda \tag{A.2}$$

Demonstração da equação da vida média:

$$\text{Faz: } tt_{media} = \frac{1}{N_0} \int_0^\infty N_0 \lambda t e^{-\lambda t} dt = \lambda \int_0^\infty t e^{-\lambda t} dt$$

Resolvendo a integração por partes e ficando com $e^{-\infty} \rightarrow 0$, temos:

$$tt_{media} = \frac{1}{\lambda} \tag{A.3}$$

Equação da taxa de acumulação:

$$\frac{dN_2}{dt} = \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 = \lambda_1 N_0 e^{-\lambda_1 t} - \lambda_2 N_2$$

Se resolvermos essa equação assumindo $N_2 = ae^{\lambda_1 t} + be^{\lambda_2 t}$, com a condição tal que quando $t = 0$, $N_2 = 0$, temos:

$$N_2 = \frac{\lambda_1 N_0}{\lambda_2 - \lambda_1} (e^{\lambda_1 t} - e^{\lambda_2 t})$$

Número de átomos produzidos num tempo t :

$$N_n = C_1 e^{\lambda_1 t} + C_2 e^{\lambda_2 t} + \dots + C_n e^{\lambda_n t} \quad (\text{A.4})$$

Chegando ao equilíbrio radioativo, temos que:

$$\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \lambda_3 N_3 \quad (\text{A.5})$$

Isso quer dizer que quando ocorre o equilíbrio, o número de desintegrações por segundo dos átomos filhos é igual ao número de átomos criados durante a desintegração do elemento pai.

Referências Bibliográficas

1. De Miranda, J. M. A. (2001) Introdução ao Geomagnetismo, Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa.
2. 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.
3. Blakely, R. J. (1996) *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*, Cambridge University Press.
4. BONGIOLO, A. de B. S.; FERREIRA, F. J. F. (2008) Métodos de realce de anomalias magnéticas e sua aplicação no delineamento de feições geofísicas na região da Volta Grande do Rio Xingu-PA, LPGA / UFPR.
5. CARVALHO, L. M. M. (2006) Integração de dados de geofísica aérea aplicada à geologia e a prospecção mineral no Distrito Esmeraldífero de Itabira-Ferros, Quadrilátero Ferrífero, MG., Tese de Doutorado, Universidade de Brasília.
6. CPRM (2000) Geobank - banco de litoestratigrafia, <http://geobank.sa.cprm.gov.br/>.
7. CPRM (2008) Projeto Aerogeofísico Borda Leste do Planalto da Borborema, CPRM (Programa Geologia do Brasil).
8. Davis, J. (1986) *Statistics and data analysis in geology*, John Wiley & Sons.
9. Gonçalves, B. F. (2008) Modelagem de dados geofísicos, magnéticos e radiométricos aéreos e terrestres aplicados a interpretação geológica, Dissert. de Mestrado, UFBA.
10. GEOTERM-NE (2012) Mapa geológico da região de estudo do estado de Pernambuco, PROMOB - CENPES - PETROBRAS - CPGG - UFBA.
11. Horsfall, K. R. (1997) Airborn magnetic and gamma-ray data acquisition, *AGSO Journal of Geology and Geophysics*.
12. Luyendyk, A. (1997) Processing of airborne magnetic data, *Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17(2):31-38.
13. MINTY, B. R. S. (1997) The fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry, *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*.

14. Pires, A. C. B. (1995) Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás, Revista Brasileira de Geociências.
15. REID A. B.; ALLSOP, J. M. (1989) Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution, In: 58th Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysics.
16. SALEM, A.; RAVAT, D. (2003) A combined analytic signal and Euler method (AN-EUL) for automatic interpretation of magnetic data., Geophysics, 68(6):1952-1961.
17. SALEM, A. B.; WILLIAMS, S. G. C. (2007) Mapping magnetic basement from aeromagnetic data using AN-EUL method., In: EGM 2007 International Workshop Innovation in EM, Grav and Mag Methods:a new Perspective for Exploration.
18. SOUZA, N. G. A.; GARLIPP, A. B. N. (2012) Novos dados geológicos da região entre Timbaúba e Macaparana, terreno Rio Capibaribe, Província Borborema: faixa de rochas metavulcanossedimentares, corpos lenticulares de granitóides e enriquecimento anômalo em epídotos., Estudos Geológicos, 22.
19. Telford, W. M.; Geldart, L. P. (1976) Applied Geophysics, Cambridge Un. Press.
20. Figueiredo, E. R. H.; Galindo, A. C.; Moreira, J. A. M.; Lins, F. A. P. L. (2008) Condutividade térmica em rochas silicáticas cristalinas, com ênfase as rochas graníticas da província Borborema, NE do Brasil, e sua correlação com parâmetros petrográficos e texturais., Revista Brasileira de Geofísica, 26(3):293-307.