



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

TESE DE DOUTORADO

**MODELAGEM ANISOTRÓPICA 3D DE DADOS DO  
MÉTODO MARINHO DE FONTE  
ELETROMAGNÉTICA CONTROLADA  
(MCSEM 3D)**

HILTON FARIAS DA SILVA

Belém  
2018

HILTON FARIAS DA SILVA

**MODELAGEM ANISOTRÓPICA 3D DE DADOS DO  
MÉTODO MARINHO DE FONTE  
ELETROMAGNÉTICA CONTROLADA  
(MCSEM 3D)**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará para obtenção do título de Doutor em Geofísica.

Área de Concentração: Métodos Elétricos e Eletromagnéticos

Orientadora: Prof. Dr. Marcos Welby Correa Silva

Belém  
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)  
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará  
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

F224m Farias da Silva, Hilton  
Modelagem anisotrópica 3D de dados do método marinho de fonte eletromagnética controlada (MCSEM 3D) / Hilton Farias da Silva. — 2018  
140 f. : il. color

Tese (Doutorado) - 0, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2018.  
Orientação: Prof. Dr. Marcos Welby Correa Silva

1. Eletromagnetismo – Modelos matemáticos. 2. Método dos elementos finitos. 3. Anisotropia. 4. Prospecção - Métodos geofísicos. I. Welby Correa Silva, Marcos , *orient.* II. Título

---

CDD 622.15

HILTON FARIAS DA SILVA

**MODELAGEM ANISOTRÓPICA 3D DE DADOS DO MÉTODO MARINHO  
DE FONTE ELETROMAGNÉTICA CONTROLADA (MCSEM 3D)**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Doutor em Geofísica

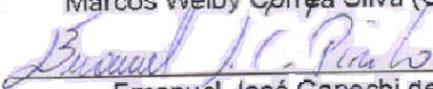
Área de Concentração

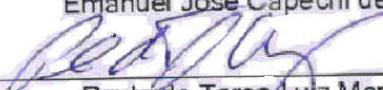
Métodos Elétricos e Eletromagnéticos

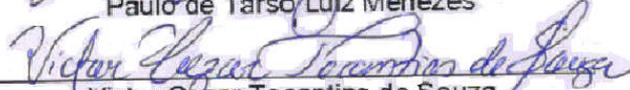
Data da aprovação: 26/06/2018

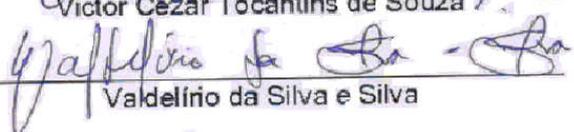
BANCA EXAMINADORA

  
\_\_\_\_\_  
Marcos Welby Corrêa Silva (Orientador)

  
\_\_\_\_\_  
Emanuel José Capechi de Pinho

  
\_\_\_\_\_  
Paulo de Tarso Luiz Menezes

  
\_\_\_\_\_  
Victor César Tocantins de Souza

  
\_\_\_\_\_  
Valdelírio da Silva e Silva

Dedico ao meu filho Miguel;  
à minha esposa Adriana;  
aos meus pais Francisco e Angela;  
aos meus irmãos Wagner e Vanessa;

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à Deus por tudo, e a minha família em específico ao meu filho Miguel que com seu sorriso e sua existência alegrou-me em momentos difíceis; a minha esposa Adriana pelo amor, companheirismo, apoio durante esta caminhada; aos meus pais Francisco e Angela pelo amor, carinho e apoio em todos os momentos da vida; ao meu irmão Wagner a quem tanto admiro e minha irmã Vanessa querida e admirável.

Ao Prof. Dr. Marcos Welby, que foi meu orientador no mestrado, por ter aceitado continuar sendo meu orientador no doutorado, por acreditar, apoiar e incentivar durante esta etapa. Agradeço aos doutores Emanuel José Capechi de Pinho, Paulo de Tarso Luiz Menezes, Victor Cezar Tocantins de Souza e Valdelírio da Silva e Silva por aceitarem participar da banca de avaliação.

Quero agradecer ao Dr. Emanuel José Capechi de Pinho e ao Dr. Paulo de Tarso Luiz Menezes pelas sugestões que contribuíram para a melhoria deste.

Tenho que agradecer, também, aos professores Dr. Victor Cezar Tocantins de Souza e Dr. Valdelírio da Silva e Silva que acompanham a minha trajetória a partir do mestrado e a elaboração desta tese.

Não poderia deixar de agradecer a Benildes por seu carinho, apoio e incentivo, e também por estar sempre pronta a ajudar.

Aos colegas do PROEM, Karina, Danusa e Mateus pelos momentos de convivência e descontração.

À Coordenadora Carolina Barros e todos os professores do programa de pós-graduação.

À Capes pelo auxílio financeiro.

## RESUMO

Neste trabalho vamos analisar o efeito da anisotropia quando o método eletromagnético marinho de fonte controlada 3D (*Marine Controlled Source Electromagnetic* - mCSEM) é aplicado. Utilizamos, como modelo geológico, um alvo resistivo 3D em um ambiente condutivo, passível de sofrer variações de condutividade em cada direção do sistema de coordenadas arbitrariamente, tanto para a rocha encaixante como para o alvo resistivo. A execução de tal análise teve como ponto de partida as equações de Maxwell, que governam os fenômenos eletromagnéticos, junto com as equações constitutivas, que relacionam os campos e as propriedades do meio. Dentre as propriedades eletromagnéticas estamos interessados na condutividade ou em sua inversa, a resistividade. O problema do mCSEM 3D não apresenta solução analítica tanto para a condutividade isotrópica quanto para a anisotrópica, portanto, é necessário o uso de técnicas numéricas para encontrarmos uma solução aproximada do problema. Optamos por utilizar os potenciais vetor magnético e escalar elétrico ao invés dos campos elétrico e magnético para a obtenção do sistema de equações diferenciais a derivadas parciais, onde aplicamos a técnica numérica que é conhecida como método dos elementos finitos (MEF). Como resultado, obtivemos os potenciais, e a partir destes, utilizamos derivadas numéricas como meio de encontrar o campo eletromagnético e, somente então, prosseguir na análise do efeito da anisotropia que é objeto deste trabalho. A formulação 3D, que será apresentada, contempla tanto o caso mais geral de anisotropia quanto o caso isotrópico, contudo, apresentaremos os resultados de anisotropia uniaxial e mostraremos uma comparação entre as respostas 3D e 1D, respectivamente, para um disco resistivo e camada resistiva.

**Palavras-chaves:** 1. Eletromagnetismo – Modelos matemáticos. 2. Método dos Elementos Finitos. 3. Anisotropia. 4. Prospecção - Métodos geofísicos

## ABSTRACT

In this work we will analyse the effect of the application of anisotropy on the marine electromagnetic method of controlled source 3D (Marine Controlled Source Electromagnetic - mCSEM). We used as a geological model a 3D resistive target in a conductive environment, capable of undergoing conductivity variations in each direction of the coordinate system arbitrarily, for both the nesting rock and the resistive target. The execution of such an analysis had as its starting point Maxwell's equations responsible for the electromagnetic phenomena allied to the constitutive equations in charge of the correspondence between the fields and the properties of the medium. Among the electromagnetic properties we are interested either in conductivity or resistivity. The problem of 3D mCSEM does not present an analytical solution for both isotropic and anisotropic conductivity, so it is necessary to use numerical techniques to find an approximate solution to the problem. We chose to use the potential magnetic vector and electric scalar instead of the electric and magnetic fields to obtain the system of differential equations to partial derivatives, where we apply the numerical technique known as finite element method (FEM). We use numerical derivatives as a means to find the electromagnetic field from the potentials and then proceed to analyse the effect of the anisotropy that is part of the object of this work. The 3D formulation contemplates both the more general case of anisotropy and the isotropic case, however, we will present the results of uniaxial anisotropy and we will show a comparison between 3D and 1D responses for a resistive disk and resistive layer.

**Keywords:** Electromagnetism - Mathematical models. Finite element method. Anisotropy. Prospecting - Geophysical Methods

## LISTA DE FIGURAS

1.1	Ilustração esquemática do mCSEM. Fonte:EMGS (2018c) . . . . .	2
1.2	Levantamento para geometria in line. Fonte: EMGS (2018b) . . . . .	3
1.3	Levantamento para geometria broadside. Fonte: EMGS (2018a) . . . . .	4
2.1	Ilustração de caso simples de anisotropia na condutividade. . . . .	10
4.1	Modelo estratificado usado para validar o código em fortran do mCSEM 3D.	24
4.2	Respostas dos campos secundários associados a camada resistiva. Os receptores estão alinhados de $-10000$ a $10000 m$ ao longo do eixo $x$ , ou seja, $y = 0 m$ . . . . .	25
4.3	Respostas dos campos secundários associados a camada resistiva. Os receptores estão alinhados de $-10000$ a $10000 m$ paralelo ao eixo $x$ passando por $y = 1000 m$ . . . . .	25
4.4	Modelo geo-elétrico para o disco resistivo 3D. A região azul corresponde ao ar, a cinza representa o mar, a marrom está associada ao pacote sedimentar e a vermelha simboliza o disco resistivo. . . . .	28
4.5	Modelo geo-elétrico com uma camada resistiva. A região azul corresponde ao ar, a cinza representa o mar, a marrom está associada ao pacote sedimentar e a vermelha simboliza a camada resistiva. . . . .	29
4.6	Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada. . . . .	30
4.7	Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada. . . . .	31
4.8	Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada. . . . .	32
4.9	Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada. . . . .	33
4.10	Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada. . . . .	35
4.11	Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada. . . . .	35
4.12	Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada. . . . .	37
4.13	Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada. . . . .	38
4.14	Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada. . . . .	40

4.15	Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada. . . . .	40
4.16	Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada. . . . .	42
4.17	Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada. . . . .	42
4.18	Modelo geo-elétrico utilizado para análise da anisotropia. . . . .	43
4.19	Plano $xy$ que mostra a extensão lateral do alvo resistivo. . . . .	44
4.20	Ilustração dos caso de anisotropia tratados e o respectivo tensor de condutividade. Fonte: (Everett and Constable, 1999). . . . .	45
4.21	Isotropia transversal com eixo de simetria na direção $x$ para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . .	47
4.22	Isotropia transversal com eixo de simetria na direção $x$ para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . .	49
4.23	Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção $x$ para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . .	51
4.24	Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção $x$ para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . .	52
4.25	Isotropia transversal com eixo de simetria na direção $y$ para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . .	56

4.26	Isotropia transversal com eixo de simetria na direção $y$ para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . .	62
4.27	Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção $y$ para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . .	65
4.28	Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção $y$ para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . .	68
4.29	Isotropia transversal com eixo de simetria na direção $z$ para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (h) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre $E_x^p$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico. . . . .	69
4.30	Isotropia transversal com eixo de simetria na direção $z$ para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (h) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre $E_x^p$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico. . . . .	70
4.31	Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção $z$ para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (h) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre $E_x^p$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico. . . . .	73

4.32	Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção $z$ para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (h) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre $E_x^p$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico. . . . .	74
4.33	Isotropia transversal com eixo de simetria na direção $x$ para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . . .	77
4.34	Isotropia transversal com eixo de simetria na direção $x$ para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico . . . . .	80
4.35	Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção $x$ para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . . .	81
4.36	Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção $x$ para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . . .	83
4.37	Isotropia transversal com eixo de simetria na direção $y$ para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . . .	85
4.38	Isotropia transversal com eixo de simetria na direção $y$ para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . . .	87

4.39	Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção $y$ para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . . .	88
4.40	Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção $y$ para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . . .	90
4.41	Isotropia transversal com eixo de simetria na direção $z$ para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . . .	91
4.42	Isotropia transversal com eixo de simetria na direção $z$ para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . . .	92
4.43	Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção $z$ para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . . .	93
4.44	Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção $z$ para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico. . . . .	94
4.45	Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção $z$ para pacote sedimentar e resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (h) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre $E_x^p$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico. . . . .	101

4.46	Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção $z$ para pacote sedimentar e resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (h) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre $E_x^p$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico. . . . .	102
4.47	Isotropia transversal com eixo de simetria na direção $z$ para pacote sedimentar e resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (h) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre $E_x^p$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico. . . . .	106
4.48	Isotropia transversal com eixo de simetria na direção $z$ para pacote sedimentar e resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (h) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre $E_x^p$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico. . . . .	109
4.49	Isotropia e anisotropia transversal com eixo de simetria na direção $z$ , respectivamente, para pacote sedimentar e resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (d) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (f) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x$ isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (h) Fase normalizada entre $E_x$ anisotrópico e $E_x^p$ anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre $E_x^p$ anisotrópico e $E_x^p$ isotrópico. . . . .	113

- 4.50 Isotropia e anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$ , respectivamente, para pacote sedimentar e resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (h) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre  $E_x^p$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico. . . . . 114
- 4.51 Anisotropia e isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$ , respectivamente, para pacote sedimentar e resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (h) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre  $E_x^p$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico. . . . . 117
- 4.52 Anisotropia e isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$ , respectivamente, para pacote sedimentar e resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (h) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre  $E_x^p$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico. . . . . 118

# SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>EQUAÇÕES DE CAMPO PARA O MCSEM</b>	<b>5</b>
2.1	EQUAÇÕES DE MAXWELL NOS DOMÍNIOS DO TEMPO E DA FREQUÊNCIA E SUA DECOMPOSIÇÃO EM PRIMÁRIO E SECUNDÁRIO . . .	5
2.2	A UTILIZAÇÃO DOS POTENCIAIS VETOR MAGNÉTICO E ESCALAR ELÉTRICO PARA A OBTENÇÃO DOS CAMPOS NO MCSEM 3D . . . . .	8
2.3	ANISOTROPIA NA CONDUTIVIDADE . . . . .	10
<b>3</b>	<b>SOLUÇÃO DAS EQUAÇÕES DE CAMPO PELO MÉTODO DOS ELEMENTOS FINITOS</b>	<b>13</b>
3.1	O MÉTODO DOS ELEMENTOS FINITOS . . . . .	13
3.2	SOLUÇÃO DO MCSEM 3D COM CONDUTIVIDADE ANISOTRÓPICA	14
<b>4</b>	<b>RESULTADOS DA MODELAGEM DO MCSEM</b>	<b>24</b>
4.1	VALIDAÇÃO DO MCSEM 3D . . . . .	24
4.2	BREVE RESUMO SOBRE A FÍSICA DO MCSEM . . . . .	25
4.3	COMPARAÇÃO ENTRE AS RESPOSTA 3D PARA O DISCO E 1D CAMADA HORIZONTAL PLANA . . . . .	27
4.4	EFEITO DA ANISOTROPIA . . . . .	42
4.4.1	Anisotropia no pacote sedimentar . . . . .	45
4.4.2	Anisotropia no resistor . . . . .	76
4.4.3	Anisotropia no pacote sedimentar e resistor . . . . .	97
4.5	CONSIDERAÇÕES COMPUTACIONAIS . . . . .	125
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES</b>	<b>127</b>
	<b>REFERÊNCIAS</b>	<b>129</b>
	<b>APÊNDICES</b>	<b>132</b>
	<b>A- ROTAÇÃO DE EIXOS COORDENADOS</b>	<b>133</b>
	<b>B- FUNÇÃO BASE PARA O ELEMENTO TETRAEDRAL</b>	<b>136</b>

# 1 INTRODUÇÃO

O Seabed Logging reúne uma variedade de técnicas e métodos eletromagnéticos (EM) marinhos baseados em diferentes princípios que estão reunidos em duas categorias dependentes do tipo de fonte empregada. Segundo Sainson (2017), os métodos EM marinhos podem utilizar fontes de corrente naturais ou artificiais, onde esta última, pode ser subdividida em contínua ou alternada. Este trabalho trata do método que utiliza corrente alternada controlada, geralmente denominado *Marine Controlled Source Electromagnetic* (mCSEM) ou método eletromagnético marinho de fonte controlada.

De acordo com Chave and Cox (1982), o mCSEM surgiu de estudos da litosfera oceânica na década de 1980, período em que a procura por hidrocarbonetos ocorria em ambiente de águas rasas, que por sua vez, não é um cenário ideal para o uso do mCSEM. Fatores como o sucesso dos métodos sísmicos aplicados na prospecção de petróleo, o ambiente de águas rasas e os baixos preços de petróleo fizeram com que despertasse o interesse das indústrias petrolíferas no mCSEM, quase uma década após seu surgimento. Inicialmente a *Statoil* e *ExxonMobil* realizaram levantamentos em regiões de águas profundas (cerca de 1 km ou mais) com o objetivo de caracterizar alvos resistivos previamente identificados na Angola entre 2000 e 2002 (Constable and Srnka, 2007).

O mCSEM é uma técnica aplicada na detecção e/ou delimitação de reservatórios de hidrocarbonetos em regiões de águas profundas (Eidesmo et al., 2002) e também é utilizada pela indústria na solução de ambiguidades provenientes da interpretação dos dados sísmicos, além de ser adotada como uma ferramenta auxiliar para os métodos sísmicos, cujo objetivo é mitigar riscos na exploração de hidrocarbonetos, uma vez que ela proporciona informações sobre o contraste de condutividade entre as rochas encaixante e reservatório (Hesthammer and Boulaenko, 2005).

O mCSEM é baseado na difusão de energia eletromagnética proveniente de uma fonte galvânica com transmissão horizontal, interpretada fisicamente como um dipolo elétrico horizontal (DEH) rebocado próximo ao fundo do mar. De acordo com Constable and Srnka (2007) o DEH excita correntes, da ordem de 1000 A ou maiores, tanto horizontais quanto verticais no sistema ar-mar-sedimentos, maximizando a resolução sobre uma variedade de estruturas, dentre as quais temos corpos resistivos, como vemos de forma esquemática na Figura 1.1. Para medirmos a resposta de interação do DEH com o ambiente, é necessário um conjunto de receptores depositados no leito oceânico que aferem as componentes do campo elétrico. Neste contexto, quanto à geometria da aquisição de dados, trabalhamos com as configurações *in line* e *broadside*, sendo que, na configuração *in line*, os receptores estão alinhados ao transmissor como mostra a Figura 1.2, e, na *broadside*, os receptores estão paralelos ao transmissor como podemos observar na Figura 1.3.

Na literatura encontramos alguns trabalhos relacionados ao tema abordado aqui. Cai

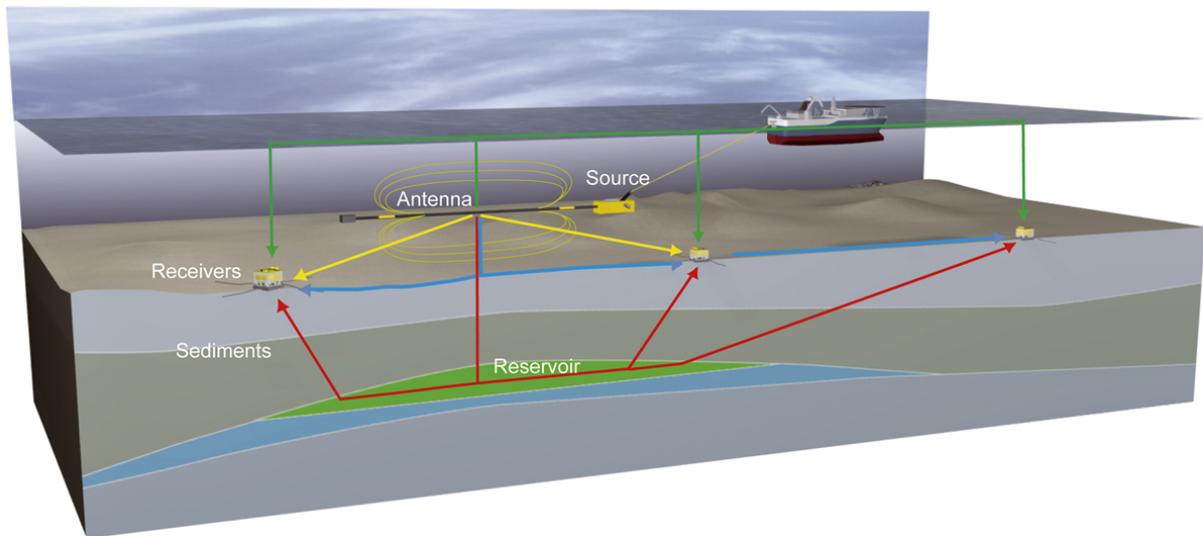


Figura 1.1: Ilustração esquemática do mCSEM. Fonte:EMGS (2018c)

et al. (2014) foi responsável pelo desenvolvimento de uma modelagem 3D usando elementos finitos de aresta com malha hexaédrica não uniforme do *Controlled Source electromagnetic* em ambiente com anisotropia (isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$ ).

Já Ansari and Farquharson (2014), apresentou a solução de elementos finitos 3D para a modelagem eletromagnética no domínio da frequência em ambiente isotrópico, onde realizaram a decomposição do campo elétrico em termos dos potenciais vetor magnético (elementos finitos de aresta) e escalar elétrico (elementos finitos nodal), aliado a malha não estruturada de tetraedros com fontes do tipo dipolo (elétrico e magnético) em semi-espacos. E por fim concluiu que o emprego dos potenciais melhora a convergência da solução do sistema de equações via métodos iterativos.

Morten et al. (2011), demonstraram como as distribuições dos parâmetros de reservatórios podem ser obtidas em uma articulação entre a interpretação quantitativa de dados sísmicos 3D e, o mCSEM 3D no campo petrolífero situado na província de *Troll Western*. Ele, dentre outras coisas, enfatizou a importância da aquisição de dados mCSEM 3D em combinação com inversão anisotrópica 3D, que por conseguinte, permitiu o estudo das variações laterais sobre a saturação e o cálculo das estimativas de volume para hidrocarbonetos. Um exemplo de modelagem para uma das linhas do levantamento, demonstra que os dados são fortemente afetados pelos efeitos 3D, de modo que, a caracterização do reservatório com base em uma suposição 2D provavelmente resultará em dados imprecisos.

Souza (2007) foi responsável pelo desenvolvimento da modelagem numérica de dados mCSEM 3D usando computação paralela em um levantamento multi-transmissor aliado ao uso de elementos finitos 3D com malha regular de elementos tetraédricos.

Almeida and Rijo (2011) apresentaram a modelagem direta do mCSEM 3D utilizando o método dos elementos finitos com elementos tetraedrais e, dentre outras coisas, propuseram um algoritmo de inversão para mCSEM.

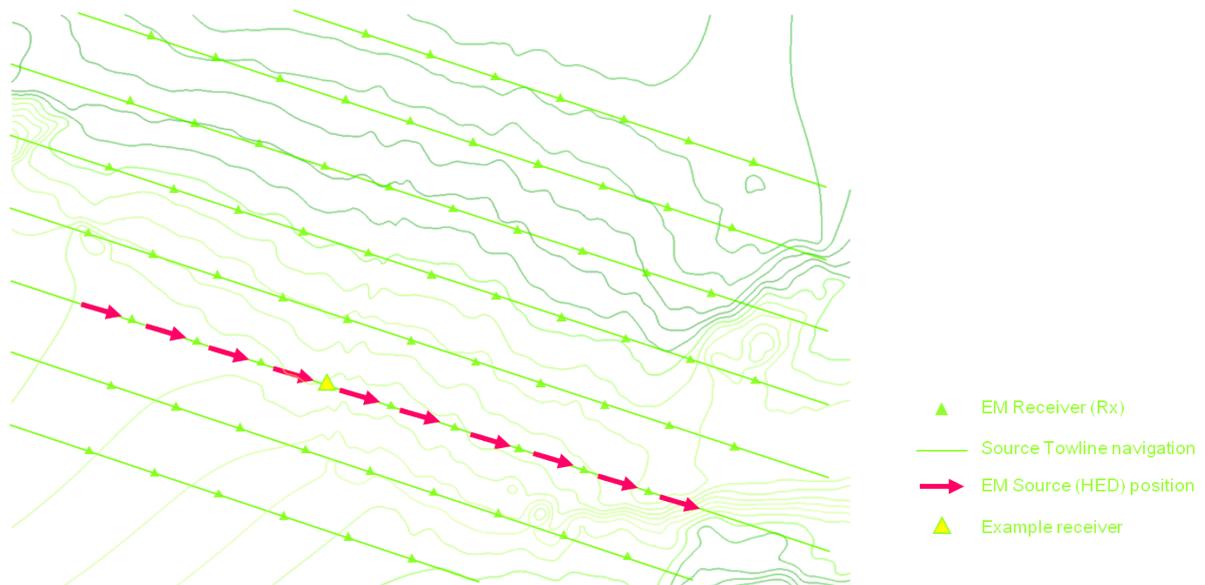


Figura 1.2: Levantamento para geometria in line. Fonte: EMGS (2018b)

Em Silva (2012), a modelagem do mCSEM 1D, no contexto de um ambiente estratificado horizontalmente, é descrita em termos dos potenciais de Schelkunoff para o caso isotrópico.

Já para Santos and Régis (2015), a formulação anisotrópica para o mCSEM 1D, em um ambiente transversalmente isotrópico com eixo de simetria na vertical (TIV), é apresentada em termos do potencial vetor magnético para ambientes com estratificação horizontal.

Por último, a elaboração de uma formulação para um meio estratificado com anisotropia geral é apresentado para fontes dipolares elétricas e magnéticas utilizando o método da matriz de propagação em (Løseth, 2007).

O primeiro objetivo deste trabalho consiste em apresentar a formulação 3D do mCSEM via elementos finitos para o caso de anisotropia geral para então, procedermos a análise do efeito anisotrópico uniaxial, com eixos de simetria nas direções  $x$ ,  $y$  e  $z$ , sobre rochas sedimentares e alvos resistivos 3D (potenciais reservatórios de hidrocarbonetos) sobre a componente  $E_x$  do campo elétrico. Para tanto, analisaremos três situações onde, a anisotropia será aplicada somente ao pacote sedimentar, somente ao alvo resistivo e ao pacote sedimentar e resistor.

Como segundo objetivo, faremos a comparação entre as respostas da componente  $E_x$  para aquisição *in line* obtidas a partir dos modelos do disco resistivo 3D e camada resistiva 1D, para então, analisarmos quais situações gerarão a mesma resposta mediante a variação da frequência do dipolo, da profundidade e raio do disco resistivo 3D e da profundidade da camada resistiva.

No decorrer deste trabalho iremos aplicar os potenciais vetor magnético e escalar elé-

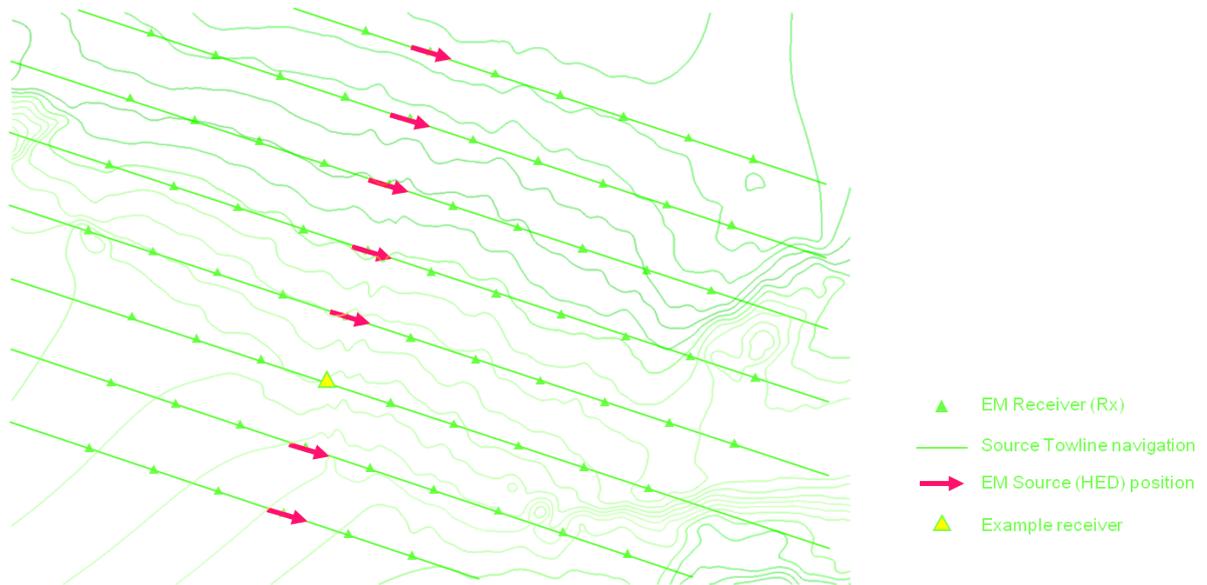


Figura 1.3: Levantamento para geometria broadside. Fonte: EMGS (2018a)

trico sobre as equações de Maxwell com o intuito de obtermos um problema de menor complexidade para então, empregarmos o método dos elementos finitos (MEF) nodal. Desta modo, teremos um sistema de equações lineares cuja a solução fornece as componentes dos potenciais vetor magnético e escalar elétrico a partir dos quais obteremos as componentes do campo eletromagnético. Para a implementação computacional escolhemos a linguagem *Fortran* para desenvolver um conjunto de algoritmos matemáticos que possibilitaram tanto a realização de análises para o problema da anisotropia uniaxial quanto a criação de insumos para a realização de um estudo comparativo entre as respostas de resistores 3D e 1D.

## 2 EQUAÇÕES DE CAMPO PARA O MCSEM

Neste capítulo, vamos descrever a formulação do mCSEM 3D utilizando como base o conhecimento da teoria eletromagnética. As equações de Maxwell formam um sistema de equações diferenciais a derivadas parciais de primeira ordem responsáveis por descrever fenômenos eletromagnéticos, sendo, portanto, o ponto de partida para a elaboração da formulação mCSEM 3D. De acordo com Machado (2006) os potenciais são empregados as equações de Maxwell para obtermos simplificações de problemas, aqui a simplificação mais evidente foi a redução no número de graus de liberdade de 6, associados aos campos  $\mathcal{E}$  e  $\mathcal{H}$ , para 4,  $\mathbf{A}^s$  e  $\Psi^s$ . Começamos com a decomposição do campo eletromagnético em primário<sup>1</sup> e secundário<sup>2</sup>, de modo que, para este último, utilizaremos os potenciais vetor magnético e escalar elétrico. A partir da solução dos potenciais, podemos obter as componentes do campo eletromagnético necessárias para realização da análise do problema proposto.

### 2.1 EQUAÇÕES DE MAXWELL NOS DOMÍNIOS DO TEMPO E DA FREQUÊNCIA E SUA DECOMPOSIÇÃO EM PRIMÁRIO E SECUNDÁRIO

No domínio do tempo, o campo eletromagnético, pode ser entendido como um conjunto de quatro campos vetoriais denominados, respectivamente, de campo elétrico  $\mathcal{E}$ , campo magnético  $\mathcal{H}$ , densidade de fluxo elétrico ou deslocamento elétrico  $\mathcal{D}$  e densidade de fluxo magnético ou indução magnética  $\mathcal{B}$  (Jackson, 1998). Estes campos são quantidades reais, finitas e funções contínuas da posição, representada por  $\mathbf{r}$ , e do tempo  $t$ , com derivadas contínuas em relação às referidas variáveis (Lindell, 1992), contudo, não descartamos possíveis descontinuidades nos campos vetoriais ou em suas derivadas ao longo de superfícies que delimitam uma mudança na propriedade física do meio. Segundo Stratton (1941), as fontes de campo eletromagnético são distribuições de carga, representado por  $\varrho$ , e/ou corrente  $\mathcal{J}$ , onde estas, são funções contínuas da posição e do tempo. As equações de Maxwell relacionam o campo eletromagnético à sua fonte e podem ser aplicáveis a qualquer ponto no espaço e tempo, sendo expressas por

$$\nabla \times \mathcal{E}(\mathbf{r}, t) = -\frac{\partial}{\partial t} \mathcal{B}(\mathbf{r}, t), \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \mathcal{H}(\mathbf{r}, t) = \frac{\partial}{\partial t} \mathcal{D}(\mathbf{r}, t) + \mathcal{J}(\mathbf{r}, t), \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot \mathcal{B}(\mathbf{r}, t) = 0, \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot \mathcal{D}(\mathbf{r}, t) = \varrho(\mathbf{r}, t). \quad (2.4)$$

---

<sup>1</sup>Modelo de camadas planas e paralelas, descrito em (Silva, 2012) e (Santos and Régis, 2015).

<sup>2</sup>Solução apresentada neste capítulo.

Nas equações de Maxwell, mais precisamente em (2.2) e (2.4), encontramos implicitamente uma expressão conhecida como equação da continuidade, que é obtida de (2.2) pela aplicação do operador divergente, ou de (2.4) pela operação  $\partial/\partial t$  sendo expressa por

$$\nabla \cdot \mathcal{J}(\mathbf{r}, t) = -\frac{\partial}{\partial t} \varrho(\mathbf{r}, t). \quad (2.5)$$

As equações de Maxwell são complementadas por um conjunto de expressões denominadas relações constitutivas, expressas por

$$\mathcal{B}(\mathbf{r}, t) = \mu * \mathcal{H}(\mathbf{r}, t), \quad (2.6)$$

$$\mathcal{D}(\mathbf{r}, t) = \varepsilon * \mathcal{E}(\mathbf{r}, t), \quad (2.7)$$

$$\mathcal{J}(\mathbf{r}, t) = \mathcal{J}_s(\mathbf{r}, t) + \sigma * \mathcal{E}(\mathbf{r}, t), \quad (2.8)$$

onde o símbolo  $*$  representa uma convolução<sup>3</sup> no tempo e  $\mathcal{J}_s$  a densidade de corrente da fonte  $\sigma * \mathcal{E}$  é densidade de corrente de condução denominada lei de Ohm (Schwarzbach, 2009). Os símbolos  $\mu$ ,  $\varepsilon$  e  $\sigma$  são, respectivamente, a permeabilidade magnética, permissividade e condutividade elétrica. Estas grandezas são matematicamente representadas como tensores simétricos que dependem da posição e do tempo considerando o meio linear, heterogêneo, anisotrópico e dispersivo.

O campo eletromagnético, com frequência angular  $\omega$ , apresenta uma dependência harmônica em relação ao tempo. Para o campo elétrico, por exemplo, podemos escrever

$$\mathcal{E}(\mathbf{r}, t) = \text{Re}\{\mathbf{E}(\mathbf{r}) e^{i\omega t}\} \quad (2.9)$$

onde,  $\text{Re}$  representa a parte real de uma quantidade complexa e,  $e^{i\omega t}$  é a dependência no tempo considerada neste trabalho.

Usando a transformada de Fourier

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt, \quad (2.10)$$

---

<sup>3</sup>O teorema da convolução estabelece que, sob condições apropriadas, a transformada de Fourier de uma convolução de duas funções absolutamente integráveis é igual ao produto ponto a ponto das transformadas de Fourier de cada função. Em outras palavras, convolução no domínio do tempo equivale a uma multiplicação ponto a ponto no domínio da frequência.

podemos obter as equações de Maxwell no domínio da frequência

$$\nabla \times \mathbf{E}(\mathbf{r}, \omega) = -i\omega \mathbf{B}(\mathbf{r}, \omega), \quad (2.11)$$

$$\nabla \times \mathbf{H}(\mathbf{r}, \omega) = i\omega \mathbf{D}(\mathbf{r}, \omega) + \mathbf{J}(\mathbf{r}, \omega), \quad (2.12)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B}(\mathbf{r}, \omega) = 0, \quad (2.13)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D}(\mathbf{r}, \omega) = \rho(\mathbf{r}, \omega). \quad (2.14)$$

A equação da continuidade, no domínio da frequência, é dada pela expressão

$$\nabla \cdot \mathbf{J}(\mathbf{r}, \omega) = -i\omega \rho(\mathbf{r}, \omega). \quad (2.15)$$

As equações constitutivas, no domínio da frequência, são escritas como

$$\mathbf{B}(\mathbf{r}, \omega) = \boldsymbol{\mu} \mathbf{H}(\mathbf{r}, \omega), \quad (2.16)$$

$$\mathbf{D}(\mathbf{r}, \omega) = \boldsymbol{\varepsilon} \mathbf{E}(\mathbf{r}, \omega), \quad (2.17)$$

$$\mathbf{J}(\mathbf{r}, \omega) = \mathbf{J}_s(\mathbf{r}, \omega) + \boldsymbol{\sigma} \mathbf{E}(\mathbf{r}, \omega). \quad (2.18)$$

Neste trabalho pressupomos que o domínio é linear, homogêneo e não dispersivo, tendo em vista que a permeabilidade magnética e a permissividade elétrica são isotrópicas e a condutividade como anisotrópica. Considerando o regime quase-estático desprezamos o termo  $i\omega \mathbf{D}$  em (2.12), uma vez que trabalharemos com frequências demasiadamente inferiores à  $10^5 \text{ Hz}$  em regiões onde  $\varepsilon\omega^2 \ll \mu\sigma$ , conforme (Nabighian, 1987). Na equação (2.14) temos que não há fontes de carga elétrica, portanto,

$$\nabla \times \mathbf{E} = -i\omega \mathbf{B}, \quad (2.19)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J}_s + \boldsymbol{\sigma} \mathbf{E}, \quad (2.20)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0, \quad (2.21)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = 0. \quad (2.22)$$

Agora, podemos passar a próxima etapa que consiste na decomposição dos campos em primários e secundários como é feito em (Silva, 2012) e (Rijo, 2004). Desta forma, temos para os campos elétricos e magnéticos, as seguintes expressões

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}^p + \mathbf{E}^s, \quad (2.23)$$

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}^p + \mathbf{H}^s, \quad (2.24)$$

e para condutividade a equação

$$\boldsymbol{\sigma} = \boldsymbol{\sigma}^p + \Delta\boldsymbol{\sigma}, \quad (2.25)$$

onde,  $\Delta\sigma$  representa o contraste de condutividade entre o meio estratificado e a heterogeneidade 3D.

Para encontrarmos as equações dos campos primários e secundários substituímos as expressões (2.23) a (2.25) nas equações (2.19) a (2.22) e obtemos as seguintes expressões

$$\nabla \times \mathbf{E}^p = -i\omega\mu\mathbf{H}^p, \quad (2.26)$$

$$\nabla \times \mathbf{H}^p = \mathbf{J}_s^p + \sigma^p \mathbf{E}^p, \quad (2.27)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H}^p = 0, \quad (2.28)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E}^p = 0, \quad (2.29)$$

que correspondem ao campo primário e, as equações a seguir

$$\nabla \times \mathbf{E}^s = -i\omega\mu\mathbf{H}^s, \quad (2.30)$$

$$\nabla \times \mathbf{H}^s = \sigma \mathbf{E}^s + \Delta\sigma \mathbf{E}^p, \quad (2.31)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H}^s = 0, \quad (2.32)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E}^s = 0, \quad (2.33)$$

representam o campo secundário. A forma final para o campo primário corresponde às expressões utilizadas na descrição do mCSEM 1D cuja solução é semi-analítica e pode ser encontrada em (Silva, 2012) e (Rijo, 2004) para o caso isotrópico e, para o anisotrópico em (Santos and Régis, 2015). As equações para o campo secundário são empregadas na obtenção da solução para problema do mCSEM 3D como será descrito na próxima seção.

## 2.2 A UTILIZAÇÃO DOS POTENCIAIS VETOR MAGNÉTICO E ESCALAR ELÉTRICO PARA A OBTENÇÃO DOS CAMPOS NO MCSEM 3D

Os campos elétricos e magnéticos presentes nas equações de Maxwell serão escritos em função dos potenciais vetor magnéticos e escalar elétrico, sendo assim, a análise do campo eletromagnético é facilitada pelo uso de funções auxiliares. Esses potenciais possuem aplicabilidade tanto em problemas relacionados à Física, conforme em (Jackson, 1998) e (Stratton, 1941), quanto na Geofísica, de acordo com (Ansari and Farquharson, 2014).

Da expressão (2.32) observamos que o campo  $\mathbf{H}$  é de divergência livre, ou seja, é solenoidal, e por conseguinte podemos escrevê-lo como o rotacional de um campo vetorial  $\mathbf{A}^s$ , que é denominado potencial vetor magnético,

$$\mathbf{H}^s = \nabla \times \mathbf{A}^s. \quad (2.34)$$

Com a substituição de (2.34) em (2.30) obtemos

$$\nabla \times (\mathbf{E}^s + Z\mathbf{A}^s) = \mathbf{0} \quad (2.35)$$

onde o fator  $Z = i\omega\mu_0$  é denominado impeditividade segundo (Rijo, 2004).

Campos vetoriais irrotacionais podem ser escritos como o negativo do gradiente de um potencial escalar, logo, o termo entre parênteses na equação (2.35) é apresentado como

$$\nabla\Psi^s = -(\mathbf{E}^s + Z\mathbf{A}^s), \quad (2.36)$$

uma vez que  $\nabla \times \nabla\Psi^s = \mathbf{0}$  garante a igualdade em (2.35). De acordo com a equação (2.36) podemos escrever o campo elétrico  $\mathbf{E}^s$  em termos dos potenciais vetor magnético e escalar elétrico e da impeditividade, como

$$\mathbf{E}^s = -\nabla\Psi^s - Z\mathbf{A}^s. \quad (2.37)$$

Agora substituímos (2.34) e (2.37), que relacionam os campos magnético e elétrico aos potenciais vetor magnético e escalar elétrico, em (2.31) e obtemos a expressão

$$-\nabla^2\mathbf{A}^s + \nabla(\nabla \cdot \mathbf{A}^s) + \sigma\nabla\Psi^s + Z\sigma\mathbf{A}^s = \Delta\sigma\mathbf{E}^p, \quad (2.38)$$

que consiste em três equações diferenciais escalares a derivadas parciais com quatro incógnitas, onde estas são funções complexas da posição e frequência.

Aplicamos o operador divergente na expressão (2.31) e substituímos o campo elétrico pelos potenciais de acordo com a expressão (2.37), para obtermos uma equação escalar composta por quatro incógnitas, onde estas, caracterizam-se como funções dos potenciais conforme apresentado a seguir

$$\nabla \cdot (\sigma\nabla\Psi^s) + Z\nabla \cdot (\sigma\mathbf{A}^s) = \nabla \cdot (\Delta\sigma\mathbf{E}^p), \quad (2.39)$$

portanto, a expressão (2.39) atuando em conjunto com a equação (2.38) resulta em um sistema de equações diferenciais a derivadas parciais com número de equações e incógnitas iguais a quatro.

Devido a liberdade de escolha da função  $\Psi^s$  podemos substituí-la pela  $\Phi^s = Z\Psi^s$  com objetivo de preservar a simetria nas equações (2.38) e (2.39). Utilizamos, também, o calibre de Coulomb, conhecido como de transversal ou de radiação, que por sua vez fornece a informação  $\nabla \cdot \mathbf{A}^s = 0$ , de acordo com (Stratton, 1941). Sendo assim, ao substituirmos  $\Phi^s$  e a condição de calibre citada, obtemos

$$\begin{aligned} \nabla^2\mathbf{A}^s - Z\sigma(\mathbf{A}^s + \nabla\Phi^s) &= -\Delta\sigma\mathbf{E}^p \\ Z\nabla \cdot (\sigma(\mathbf{A}^s + \nabla\Phi^s)) &= \nabla \cdot (\Delta\sigma\mathbf{E}^p), \end{aligned} \quad (2.40)$$

que representa a forma forte do sistema de equações diferenciais.

Após a solução do sistema (2.40), os campos elétrico e magnético secundários são recuperados a partir das expressões (2.34) e (2.37) por meio de derivadas numéricas, para

então, serem somados aos campos primários e com isso obtermos os campos totais elétrico e magnético.

### 2.3 ANISOTROPIA NA CONDUTIVIDADE

Segundo Feynman et al. (2008), a anisotropia ocorre quando as propriedades das substâncias cristalinas assumem valores distintos para diferentes direções. Desta forma, se temos anisotropia na condutividade, logo, de acordo com a equação (2.18), o vetor densidade de corrente  $\mathbf{J}$  depende da direção.

Agora é necessário entender como a anisotropia na condutividade afeta o vetor densidade de corrente. Para tanto, vamos supor que, nos sedimentos marinhos, observamos que um campo elétrico  $\mathbf{E}_1$ , na direção  $x$ , produz uma corrente  $\mathbf{J}_1$  também nesta direção. Um campo elétrico  $\mathbf{E}_2$ , de mesma intensidade de  $\mathbf{E}_1$ , na direção  $y$ , produz uma densidade de corrente  $\mathbf{J}_2$ . Como os campos  $\mathbf{E}_1$  e  $\mathbf{E}_2$  tem mesma intensidade a resultante entre eles forma um ângulo de  $45^\circ$  com eixo  $x$ . Quando fazemos a composição entre as densidades de corrente  $\mathbf{J}_1$  e  $\mathbf{J}_2$ , observamos, por conseguinte, que a resultante da densidade de corrente não está na mesma direção do campo elétrico resultante como podemos ver na Figura 2.1. Logo, podemos atribuir tal diferença aos diferentes valores de condutividade entre as direções  $x$  e  $y$ .

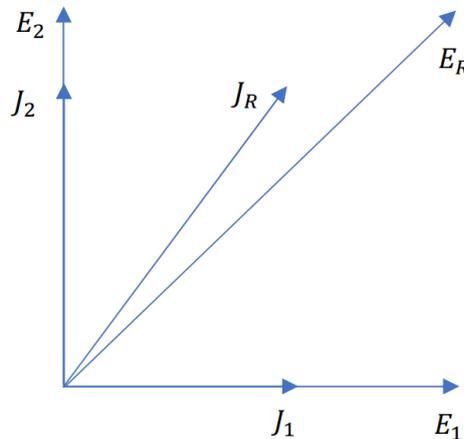


Figura 2.1: Ilustração de caso simples de anisotropia na condutividade.

O evento descrito no parágrafo anterior é uma caso bem simples de anisotropia. Em Feynman et al. (2008) é relatado que o número de possíveis operações de simetria em três dimensões é de 230 possibilidades diferentes que podem ser agrupadas em 7 classes. Elas são denominadas, em ordem crescente de simetria, como, triclínica, trigonal, monoclínica, hexagonal, ortorrômbica, tetragonal e cúbica. Segundo Nye (1985) as classes mencionadas formam três grupos que são não axial, uniaxial e biaxial, onde o sistema cúbico é considerado não axial, e os sistemas tetragonal, hexagonal e trigonal são considerados uniaxiais e os demais como biaxiais. O sistema cúbico corresponde ao mais alto grau de simetria

onde, a propriedade do material não depende da direção e, desta forma, é considerado como isotrópico, enquanto que, o sistema triclinico é completamente assimétrico.

A anisotropia descrita pelos sistemas de simetria mencionados acima formam um sistema de coordenadas que chamaremos de sistema principal de anisotropia. Este, de um modo geral, não coincide com o sistema de coordenadas do problema, portanto, é necessário relacionarmos a propriedade física descrita no sistema principal de anisotropia ao sistema de coordenadas do problema que será feito a partir da daqui.

De acordo com Nye (1985), para um meio em que a condutividade apresenta uma anisotropia geral, podemos descrever a condutividade como uma grandeza tensorial, representada pela expressão a seguir

$$\boldsymbol{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix}, \quad (2.41)$$

no sistema de coordenadas do problema<sup>4</sup> ( $Ox, Oy, Oz$ ). O tensor de condutividade é considerado simétrico podendo ser descrito por apenas seis coeficientes, dos nove presentes na equação (2.41), uma vez que temos as seguintes igualdades  $\sigma_{xy} = \sigma_{yx}$ ,  $\sigma_{xz} = \sigma_{zx}$  e  $\sigma_{yz} = \sigma_{zy}$ . No sistema principal de anisotropia ( $Ox''', Oy''', Oz'''$ ) o tensor de condutividade é dado por

$$\boldsymbol{\sigma}''' = \begin{pmatrix} \sigma'''_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma'''_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma'''_{zz} \end{pmatrix}, \quad (2.42)$$

que por meio de rotações sucessivas, conforme descrito no A–Apêndice, pode ser escrito como 2.41.

Considerando o vetor densidade de corrente no sistema principal de anisotropia

$$\mathbf{J}''' = \boldsymbol{\sigma}''' \mathbf{E}''', \quad (2.43)$$

em seguida transformando os campos do sistema de anisotropia para o sistema de coordenadas do problema por meio de  $\mathbf{J} = \mathbf{R}\mathbf{J}'''$  e  $\mathbf{E} = \mathbf{R}\mathbf{E}'''$  obtemos

$$\boldsymbol{\sigma} = \mathbf{R} \boldsymbol{\sigma}''' \mathbf{R}^T, \quad (2.44)$$

que relaciona o sistema principal de anisotropia ao sistemas de coordenadas do problema.

Agora vamos tratar o caso em que o sistema principal de anisotropia apresenta uma orientação arbitrária em relação ao eixos coordenados. Um campo elétrico na direção  $x$  produzirá uma densidade de corrente de condução  $\mathbf{J}^c$  nas direções  $x$ ,  $y$  e  $z$  sendo representadas, respectivamente, por  $\sigma_{xx}E_x$ ,  $\sigma_{yx}E_x$  e  $\sigma_{zx}E_x$ . De modo análogo, a componente

---

<sup>4</sup>Sistema de coordenadas cartesianas.

do campo elétrico na direção  $y$  produzirá as seguintes componentes do vetor densidade de corrente  $\sigma_{xy}E_y$ ,  $\sigma_{yy}E_y$  e  $\sigma_{zy}E_y$  e a componente  $z$  apresentará as componentes  $\sigma_{xz}E_z$ ,  $\sigma_{yz}E_z$  e  $\sigma_{zz}E_z$ . Então, as componentes do vetor densidade de corrente de condução podem ser expressas por

$$\begin{aligned} J_x &= \sigma_{xx}E_x + \sigma_{xy}E_y + \sigma_{xz}E_z, \\ J_y &= \sigma_{yx}E_x + \sigma_{yy}E_y + \sigma_{yz}E_z, \\ J_z &= \sigma_{zx}E_x + \sigma_{zy}E_y + \sigma_{zz}E_z, \end{aligned} \tag{2.45}$$

que pode ser escrita na forma matricial

$$\begin{pmatrix} J_x \\ J_y \\ J_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \\ E_z \end{pmatrix}, \tag{2.46}$$

onde a matriz em (2.46), que relaciona os vetores campo elétrico e densidade de corrente, corresponde ao tensor de condutividade expresso em (2.41).

## 3 SOLUÇÃO DAS EQUAÇÕES DE CAMPO PELO MÉTODO DOS ELEMENTOS FINITOS

O MEF é um procedimento numérico utilizado para obter a solução de problemas de valor de fronteira (Axelsson and Barker, 2001), portanto, este tem por objetivo substituir um domínio contínuo por um número de subdomínios cuja a função a ser determinada é representada por uma simples interpolação com coeficientes desconhecidos. Deste modo, transforma-se um problema com infinitas variáveis em um de dimensão finita de modo que a solução em todo o domínio é aproximada por um número finito de coeficientes.

### 3.1 O MÉTODO DOS ELEMENTOS FINITOS

Segundo Jin (2002) um problema de valor de fronteira pode ser definido pela equação diferencial aplicada em um domínio  $\Omega$

$$\mathcal{L}u = f \quad (3.1)$$

junto com a condição de contorno definida em sua borda  $\Gamma$ , onde,  $\mathcal{L}$  é um operador diferencial,  $f$  representa a função fonte e  $u$  é a solução do problema de valor de fronteira.

Sabemos que encontrar a solução  $u$  do problema nem sempre é trivial, todavia, faz-se necessário a aplicação de técnicas numéricas tais como o MEF. Como ponto de partida, começamos com a construção da solução aproximada para a equação 3.1 representada por

$$\tilde{u} = \sum_j^n N_j \tilde{u}_j, \quad (3.2)$$

onde  $\tilde{u}$  é a solução aproximada,  $N_j$ , ver B-Apêndice, é a função base para o elemento nodal,  $\tilde{u}_j$  é a solução em cada nó do elemento e  $n$  representa o número de nós da malha de elementos finitos.

Com a aplicação da solução aproximada em 3.1 obtemos uma função residual  $[rs]$  não nula, expressa por

$$[rs] = \mathcal{L}\tilde{u} - f \neq 0. \quad (3.3)$$

A melhor aproximação de  $\tilde{u}$  é a que apresenta menor resíduo  $[rs]$  em todos os pontos do domínio. Sendo assim, o método do resíduo ponderado faz com que seja cumprido a condição

$$R_j = \int_{\Omega} w_j [rs]_j d\Omega, \quad (3.4)$$

onde,  $R_j$  é a integral do resíduo ponderado e  $w_j$  é a função peso. O método ou critério de Galerkin que consiste em empregar funções de base que sejam ortogonais ao resíduo  $R_j = 0$  e as funções peso como sendo a função base  $w_j = N_j$ .

Em sequencia, temos que o domínio  $\Omega$  foi discretizado em um número  $m$  de elementos ou subdomínios, onde estes possuem forma de um tetraedro e, portanto, são constituídos de 4 vértices ou nós, onde cada nó da malha está associado a um número inteiro responsável por identificá-lo na matriz global.

Os potenciais vetor magnético e escalar elétrico representam as variáveis a serem determinadas em cada nó da malha de elementos finitos, onde o potencial vetor é composto por três variáveis e o potencial escalar elétrico é representado por apenas uma variável totalizando 4 graus de liberdade para cada nó da malha e, com isso, temos que o número de variáveis/dimensão do sistema linear gerado pela contribuição de cada elemento é  $4n$ .

Portanto, a matriz que reúne as informações correspondentes a cada elemento possui ordem  $4n$  e é conhecida como matriz global  $M_G$ , e o vetor  $f_G$ , formado pelo produto entre o contraste de condutividade  $\Delta\sigma$  e o campo elétrico primário é denominado vetor fonte global. O vetor  $s_G = [A_{x,1}^s, A_{y,1}^s, A_{z,1}^s, \Phi_1^s, \dots, A_{x,4n}^s, A_{y,4n}^s, A_{z,4n}^s, \Phi_{4n}^s]$  contém as componentes dos potenciais vetor magnético e escalar elétrico associados a cada nó da malha. Por conseguinte, a matriz  $M_G$  e os vetores  $f_G$  e  $s_G$  formam um sistema de equações lineares expresso por

$$M_G \ s_G = f_G. \quad (3.5)$$

### 3.2 SOLUÇÃO DO MCSEM 3D COM CONDUTIVIDADE ANISOTRÓPICA

Considerando que a condutividade é anisotrópica, conforme expresso na equação (2.41), podemos expandir as equações que compõem o sistema em (2.40) através do produto entre o tensor de condutividade e o potencial vetor magnético e, também, com o gradiente do potencial escalar, para em seguida, fazermos o produto do tensor contraste de condutividade  $\Delta\sigma$  com o campo elétrico 1D associado ao meio estratificado horizontalmente, e com isso obtermos as seguintes expressões

$$-\partial_x^2 A_x - \partial_y^2 A_x - \partial_z^2 A_x + Z(\sigma_{xx} A_x + \sigma_{xy} A_y + \sigma_{xz} A_z + \sigma_{xx} \partial_x \Psi + \sigma_{xy} \partial_y \Psi + \sigma_{xz} \partial_z \Psi) = \Delta\sigma_{xx} E_x^p + \Delta\sigma_{xy} E_y^p + \Delta\sigma_{xz} E_z^p, \quad (3.6)$$

$$-\partial_x^2 A_y - \partial_y^2 A_y - \partial_z^2 A_y + Z(\sigma_{yx} A_x + \sigma_{yy} A_y + \sigma_{yz} A_z + \sigma_{yx} \partial_x \Psi + \sigma_{yy} \partial_y \Psi + \sigma_{yz} \partial_z \Psi) = \Delta\sigma_{yx} E_x^p + \Delta\sigma_{yy} E_y^p + \Delta\sigma_{yz} E_z^p, \quad (3.7)$$

$$-\partial_x^2 A_z - \partial_y^2 A_z - \partial_z^2 A_z + Z(\sigma_{zx} A_x + \sigma_{zy} A_y + \sigma_{zz} A_z + \sigma_{zx} \partial_x \Psi + \sigma_{zy} \partial_y \Psi + \sigma_{zz} \partial_z \Psi) = \Delta \sigma_{zx} E_x^p + \Delta \sigma_{zy} E_y^p + \Delta \sigma_{zz} E_z^p, \quad (3.8)$$

$$\begin{aligned} & Z[\partial_x(\sigma_{xx} A_x + \sigma_{xy} A_y + \sigma_{xz} A_z) + \partial_y(\sigma_{yx} A_x + \sigma_{yy} A_y + \sigma_{yz} A_z)] + \\ & Z[\partial_z(\sigma_{zx} A_x + \sigma_{zy} A_y + \sigma_{zz} A_z)] + Z[\partial_x(\sigma_{xx} \partial_x \Psi + \sigma_{xy} \partial_y \Psi + \sigma_{xz} \partial_z \Psi)] + \\ & + Z[\partial_y(\sigma_{yx} \partial_x \Psi + \sigma_{yy} \partial_y \Psi + \sigma_{yz} \partial_z \Psi) + \partial_z(\sigma_{zx} \partial_x \Psi + \sigma_{zy} \partial_y \Psi + \sigma_{zz} \partial_z \Psi)] = \\ & \partial_x(\Delta \sigma_{xx} E_x^p + \Delta \sigma_{xy} E_y^p + \Delta \sigma_{xz} E_z^p) + \partial_y(\Delta \sigma_{yx} E_x^p + \Delta \sigma_{yy} E_y^p + \Delta \sigma_{yz} E_z^p) + \\ & + \partial_z(\Delta \sigma_{zx} E_x^p + \Delta \sigma_{zy} E_y^p + \Delta \sigma_{zz} E_z^p). \end{aligned} \quad (3.9)$$

Aplicando o critério de Galerkin nas equações (3.6), (3.7), (3.8) e (3.9) e utilizando a integração por partes e o teorema de *Green*, podemos explicitar a contribuição na fronteira entre os elementos e também na borda do domínio. Devido à conectividade dos elementos, as contribuições das bordas internas ao domínio cancelam-se, restando apenas as da borda do domínio. Na borda externa aplicamos as condições de fronteira homogêneas de Dirichlet embasados na ideia de que ela está suficientemente distante das fontes de campo (DEH e heterogeneidade) de tal forma que os potenciais podem ser considerados nulos e as integrais de superfície não necessitam serem calculadas, razão pela qual as omitimos nas equações a seguir

$$\begin{aligned} & \int_{\Omega_e} [\partial_x N_k \partial_x A_x + \partial_y N_k \partial_y A_x + \partial_z N_k \partial_z A_x] d\Omega_e + \\ & + \int_{\Omega_e} N_k [Z(\sigma_{xx} A_x + \sigma_{xy} A_y + \sigma_{xz} A_z + \sigma_{xx} \partial_x \Psi + \sigma_{xy} \partial_y \Psi + \sigma_{xz} \partial_z \Psi)] d\Omega_e = \\ & \int_{\Omega_e} N_k [\Delta \sigma_{xx} E_x^p + \Delta \sigma_{xy} E_y^p + \Delta \sigma_{xz} E_z^p] d\Omega_e, \end{aligned} \quad (3.10)$$

$$\begin{aligned} & \int_{\Omega_e} [\partial_x N_k \partial_x A_y + \partial_y N_k \partial_y A_y + \partial_z N_k \partial_z A_y] d\Omega_e + \\ & + \int_{\Omega_e} N_k [Z(\sigma_{yx} A_x + \sigma_{yy} A_y + \sigma_{yz} A_z + \sigma_{yx} \partial_x \Psi + \sigma_{yy} \partial_y \Psi + \sigma_{yz} \partial_z \Psi)] d\Omega_e = \\ & \int_{\Omega_e} N_k [\Delta \sigma_{yx} E_x^p + \Delta \sigma_{yy} E_y^p + \Delta \sigma_{yz} E_z^p] d\Omega_e, \end{aligned} \quad (3.11)$$

$$\begin{aligned}
& \int_{\Omega_e} [\partial_x N_k \partial_x A_z + \partial_y N_k \partial_y A_z + \partial_z N_k \partial_z A_z] d\Omega_e + \\
& + \int_{\Omega_e} N_k [Z(\sigma_{zx} A_x + \sigma_{zy} A_y + \sigma_{zz} A_z + \sigma_{zx} \partial_x \Psi + \sigma_{zy} \partial_y \Psi + \sigma_{zz} \partial_z \Psi)] d\Omega_e = \\
& \int_{\Omega_e} N_k [\Delta \sigma_{zx} E_x^p + \Delta \sigma_{zy} E_y^p + \Delta \sigma_{zz} E_z^p] d\Omega_e, \quad (3.12)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& -i\omega\mu \int_{\Omega_e} [\partial_x N_k (\sigma_{xx} A_x + \sigma_{xy} A_y + \sigma_{xz} A_z) + \partial_y N_k (\sigma_{yx} A_x + \sigma_{yy} A_y + \sigma_{yz} A_z)] d\Omega_e + \\
& -i\omega\mu \int_{\Omega_e} [\partial_z N_k (\sigma_{zx} A_x + \sigma_{zy} A_y + \sigma_{zz} A_z)] d\Omega_e + \\
& -Z \int_{\Omega_e} [\partial_x N_k (\sigma_{xx} \partial_x \Psi + \sigma_{xy} \partial_y \Psi + \sigma_{xz} \partial_z \Psi)] d\Omega_e + \\
& -Z \int_{\Omega_e} [\partial_y N_k (\sigma_{yx} \partial_x \Psi + \sigma_{yy} \partial_y \Psi + \sigma_{yz} \partial_z \Psi)] d\Omega_e + \\
& -Z \int_{\Omega_e} [\partial_z N_k (\sigma_{zx} \partial_x \Psi + \sigma_{zy} \partial_y \Psi + \sigma_{zz} \partial_z \Psi)] d\Omega_e = \\
& - \int_{\Omega_e} [\partial_x N_k (\Delta \sigma_{xx} E_x^p + \Delta \sigma_{xy} E_y^p + \Delta \sigma_{xz} E_z^p)] d\Omega_e + \\
& - \int_{\Omega_e} [\partial_y N_k (\Delta \sigma_{yx} E_x^p + \Delta \sigma_{yy} E_y^p + \Delta \sigma_{yz} E_z^p)] d\Omega_e + \\
& - \int_{\Omega_e} [\partial_z N_k (\Delta \sigma_{zx} E_x^p + \Delta \sigma_{zy} E_y^p + \Delta \sigma_{zz} E_z^p)] d\Omega_e, \quad (3.13)
\end{aligned}$$

que representam a forma fraca do problema eletromagnético tratado aqui.

Podemos escrever as componentes dos potenciais secundários e do campo elétrico primários como combinação linear das funções base

$$\begin{aligned}
A_x^s &= \sum_{l=1}^N A_{x,l}^s N_l, & A_y^s &= \sum_{l=1}^N A_{y,l}^s N_l, & A_z^s &= \sum_{l=1}^N A_{z,l}^s N_l, & \Psi^s &= \sum_{l=1}^N \Psi_l^s N_l, \\
E_x^p &= \sum_{l=1}^N E_{x,l}^p N_l, & E_y^p &= \sum_{l=1}^N E_{y,l}^p N_l, & E_z^p &= \sum_{l=1}^N E_{z,l}^p N_l, & & (3.14)
\end{aligned}$$

e substitui-las nas equações (3.10), (3.11), (3.12) e (3.13), onde encontramos

$$\begin{aligned}
& \sum_{l=1}^N A_{x,l}^s \int_{\Omega_e} [\partial_x N_k \partial_x N_l + \partial_y N_k \partial_y N_l + \partial_z N_k \partial_z N_l] d\Omega_e + \\
& + Z\sigma_{xx} \sum_{l=1}^N A_{x,l}^s \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e + Z\sigma_{xy} \sum_{l=1}^N A_{y,l}^s \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e + Z\sigma_{xz} \sum_{l=1}^N A_{z,l}^s \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e + \\
& Z\sigma_{xx} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} N_k \partial_x N_l d\Omega_e + Z\sigma_{xy} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} N_k \partial_y N_l d\Omega_e + Z\sigma_{xz} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} N_k \partial_z N_l d\Omega_e = \\
& \Delta\sigma_{xx} \sum_{l=1}^N E_{x,l}^p \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e + \Delta\sigma_{xy} \sum_{l=1}^N E_{y,l}^p \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e + \Delta\sigma_{xz} \sum_{l=1}^N E_{z,l}^p \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e, (3.15)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \sum_{l=1}^N A_{y,l}^s \int_{\Omega_e} [\partial_x N_k \partial_x N_l + \partial_y N_k \partial_y N_l + \partial_z N_k \partial_z N_l] d\Omega_e + \\
& + Z\sigma_{yx} \sum_{l=1}^N A_{x,l}^s \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e + Z\sigma_{yy} \sum_{l=1}^N A_{y,l}^s \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e + Z\sigma_{yz} \sum_{l=1}^N A_{z,l}^s \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e + \\
& Z\sigma_{yx} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} N_k \partial_x N_l d\Omega_e + Z\sigma_{yy} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} N_k \partial_y N_l d\Omega_e + Z\sigma_{yz} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} N_k \partial_z N_l d\Omega_e = \\
& \Delta\sigma_{yx} \sum_{l=1}^N E_{x,l}^p \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e + \Delta\sigma_{yy} \sum_{l=1}^N E_{y,l}^p \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e + \Delta\sigma_{yz} \sum_{l=1}^N E_{z,l}^p \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e, (3.16)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \sum_{l=1}^N A_{z,l}^s \int_{\Omega_e} [\partial_x N_k \partial_x N_l + \partial_y N_k \partial_y N_l + \partial_z N_k \partial_z N_l] d\Omega_e + \\
& + Z\sigma_{zx} \sum_{l=1}^N A_{x,l}^s \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e + Z\sigma_{zy} \sum_{l=1}^N A_{y,l}^s \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e + Z\sigma_{zz} \sum_{l=1}^N A_{z,l}^s \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e + \\
& + Z\sigma_{zx} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} N_k \partial_x N_l d\Omega_e + Z\sigma_{zy} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} N_k \partial_y N_l d\Omega_e + Z\sigma_{zz} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} N_k \partial_z N_l d\Omega_e =
\end{aligned}$$

$$\Delta\sigma_{zx} \sum_{l=1}^N E_{x,l}^p \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e + \Delta\sigma_{zy} \sum_{l=1}^N E_{y,l}^p \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e + \Delta\sigma_{zz} \sum_{l=1}^N E_{z,l}^p \int_{\Omega_e} N_k N_l d\Omega_e, \quad (3.17)$$

$$\begin{aligned} & Z\sigma_{xx} \sum_{l=1}^N A_{x,l}^s \int_{\Omega_e} \partial_x N_k N_l d\Omega_e + Z\sigma_{xy} \sum_{l=1}^N A_{y,l}^s \int_{\Omega_e} \partial_x N_k N_l d\Omega_e + Z\sigma_{xz} \sum_{l=1}^N A_{z,l}^s \int_{\Omega_e} \partial_x N_k N_l d\Omega_e + \\ & Z\sigma_{yx} \sum_{l=1}^N A_{x,l}^s \int_{\Omega_e} \partial_y N_k N_l d\Omega_e + Z\sigma_{yy} \sum_{l=1}^N A_{y,l}^s \int_{\Omega_e} \partial_y N_k N_l d\Omega_e + Z\sigma_{yz} \sum_{l=1}^N A_{z,l}^s \int_{\Omega_e} \partial_y N_k N_l d\Omega_e + \\ & Z\sigma_{zx} \sum_{l=1}^N A_{x,l}^s \int_{\Omega_e} \partial_z N_k N_l d\Omega_e + Z\sigma_{zy} \sum_{l=1}^N A_{y,l}^s \int_{\Omega_e} \partial_z N_k N_l d\Omega_e + Z\sigma_{zz} \sum_{l=1}^N A_{z,l}^s \int_{\Omega_e} \partial_z N_k N_l d\Omega_e + \\ & Z\sigma_{xx} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} \partial_x N_k \partial_x N_l d\Omega_e + Z\sigma_{xy} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} \partial_x N_k \partial_y N_l d\Omega_e + Z\sigma_{xz} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} \partial_x N_k \partial_z N_l d\Omega_e + \\ & Z\sigma_{yx} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} \partial_y N_k \partial_x N_l d\Omega_e + Z\sigma_{yy} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} \partial_y N_k \partial_y N_l d\Omega_e + Z\sigma_{yz} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} \partial_y N_k \partial_z N_l d\Omega_e + \\ & Z\sigma_{zx} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} \partial_z N_k \partial_x N_l d\Omega_e + Z\sigma_{zy} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} \partial_z N_k \partial_y N_l d\Omega_e + Z\sigma_{zz} \sum_{l=1}^N \Psi_l^s \int_{\Omega_e} \partial_z N_k \partial_z N_l d\Omega_e = \\ & \Delta\sigma_{xx} \sum_{l=1}^N E_{x,l}^p \int_{\Omega_e} \partial_x N_k N_l d\Omega_e + \Delta\sigma_{xy} \sum_{l=1}^N E_{y,l}^p \int_{\Omega_e} \partial_x N_k N_l d\Omega_e + \Delta\sigma_{xz} \sum_{l=1}^N E_{z,l}^p \int_{\Omega_e} \partial_x N_k N_l d\Omega_e + \\ & \Delta\sigma_{yx} \sum_{l=1}^N E_{x,l}^p \int_{\Omega_e} \partial_y N_k N_l d\Omega_e + \Delta\sigma_{yy} \sum_{l=1}^N E_{y,l}^p \int_{\Omega_e} \partial_y N_k N_l d\Omega_e + \Delta\sigma_{yz} \sum_{l=1}^N E_{z,l}^p \int_{\Omega_e} \partial_y N_k N_l d\Omega_e + \\ & \Delta\sigma_{zx} \sum_{l=1}^N E_{x,l}^p \int_{\Omega_e} \partial_z N_k N_l d\Omega_e + \Delta\sigma_{zy} \sum_{l=1}^N E_{y,l}^p \int_{\Omega_e} \partial_z N_k N_l d\Omega_e + \Delta\sigma_{zz} \sum_{l=1}^N E_{z,l}^p \int_{\Omega_e} \partial_z N_k N_l d\Omega_e, \end{aligned} \quad (3.18)$$

que formam um sistema de equações proveniente do método dos elementos finitos.

O sistema formado pelas equações (3.15), (3.16), (3.17) e (3.18) pode ser escrito na

forma matricial como

$$\begin{bmatrix} D_{kl} + E_{kl}^{xx} & E_{kl}^{xy} & E_{kl}^{xz} & F_{kl}^x \\ E_{kl}^{yx} & D_{kl} + E_{kl}^{yy} & E_{kl}^{yz} & F_{kl}^y \\ E_{kl}^{zx} & E_{kl}^{zy} & D_{kl} + E_{kl}^{zz} & F_{kl}^z \\ F_{lk}^x & F_{lk}^y & F_{lk}^z & G_{kl} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A_{x,l}^s \\ A_{y,l}^s \\ A_{z,l}^s \\ \Phi_l^s \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum_{l=1}^N E_{x,l}^p H_{kl}^{xx} + \sum_{l=1}^N E_{y,l}^p H_{kl}^{xy} + \sum_{l=1}^N E_{z,l}^p H_{kl}^{xz} \\ \sum_{l=1}^N E_{x,l}^p H_{kl}^{yx} + \sum_{l=1}^N E_{y,l}^p H_{kl}^{yy} + \sum_{l=1}^N E_{z,l}^p H_{kl}^{yz} \\ \sum_{l=1}^N E_{x,l}^p H_{kl}^{zx} + \sum_{l=1}^N E_{y,l}^p H_{kl}^{zy} + \sum_{l=1}^N E_{z,l}^p H_{kl}^{zz} \\ \sum_{l=1}^N \left( E_{x,l}^p I_{lk}^{x'} + E_{y,l}^p I_{lk}^{y'} + E_{z,l}^p I_{lk}^{z'} \right) \end{bmatrix}, \quad (3.19)$$

onde os índices assumem os valores  $k, l = 1, \dots, 4$  que correspondem a quantidade de nós. Como o sistema apresenta 4 variáveis e cada elemento possui 4 nós, obtemos uma matriz local de ordem 16 cujos elementos  $\mathbf{D}$ ,  $\mathbf{E}^{xx}$ ,  $\mathbf{E}^{xy}$ ,  $\mathbf{E}^{xz}$ ,  $\mathbf{E}^{yy}$ ,  $\mathbf{E}^{yz}$ ,  $\mathbf{E}^{zz}$ ,  $\mathbf{F}$ ,  $\mathbf{G}$ ,  $\mathbf{H}$  e  $\mathbf{I}$  são matrizes de ordem 4 cujos elementos são soluções das integrais nas equações (3.15), (3.16), (3.17) e (3.18). Vale ressaltar que devido ao tensor de condutividade ser simétrico as seguintes igualdades  $\mathbf{E}^{yx} = \mathbf{E}^{xy}$ ,  $\mathbf{E}^{zx} = \mathbf{E}^{xz}$ ,  $\mathbf{E}^{zy} = \mathbf{E}^{yz}$  são válidas.

As matrizes que compõem a equação (3.19) podem ser resolvidas, no que tange a elementos tetraedrais, de acordo com a identidade a seguir

$$\int_{\Omega} N_1^a N_2^b N_3^c N_4^d d\Omega = \frac{a!b!c!d!}{(a+b+c+d+3)!} 6V, \quad (3.20)$$

portanto, os elementos da matriz são descritos por

$$D = \frac{1}{36V^e} \begin{bmatrix} b_1b_1 + c_1c_1 + d_1d_1 & b_1b_2 + c_1c_2 + d_1d_2 & b_1b_3 + c_1c_3 + d_1d_3 & b_1b_4 + c_1c_4 + d_1d_4 \\ b_2b_1 + c_2c_1 + d_2d_1 & b_2b_2 + c_2c_2 + d_2d_2 & b_2b_3 + c_2c_3 + d_2d_3 & b_2b_4 + c_2c_4 + d_2d_4 \\ b_3b_1 + c_3c_1 + d_3d_1 & b_3b_2 + c_3c_2 + d_3d_2 & b_3b_3 + c_3c_3 + d_3d_3 & b_3b_4 + c_3c_4 + d_3d_4 \\ b_4b_1 + c_4c_1 + d_4d_1 & b_4b_2 + c_4c_2 + d_4d_2 & b_4b_3 + c_4c_3 + d_4d_3 & b_4b_4 + c_4c_4 + d_4d_4 \end{bmatrix},$$

$$E^{xx} = \frac{i\omega\mu_0\sigma_{xx}V^e}{20} \begin{bmatrix} 2 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 2 \end{bmatrix}, \quad E^{xy} = E^{yx} = \frac{i\omega\mu_0\sigma_{xy}V^e}{20} \begin{bmatrix} 2 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 2 \end{bmatrix},$$

$$E^{xz} = E^{zx} = \frac{i\omega\mu_0\sigma_{xz}V^e}{20} \begin{bmatrix} 2 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 2 \end{bmatrix}, E^{yy} = \frac{i\omega\mu_0\sigma_{yy}V^e}{20} \begin{bmatrix} 2 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 2 \end{bmatrix},$$

$$E^{yz} = E^{zy} = \frac{i\omega\mu_0\sigma_{yz}V^e}{20} \begin{bmatrix} 2 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 2 \end{bmatrix}, E^{zz} = \frac{i\omega\mu_0\sigma_{zz}V^e}{20} \begin{bmatrix} 2 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 2 \end{bmatrix},$$

$$F^x = \frac{i\omega\mu_0}{24} \left( \sigma_{xx} \begin{bmatrix} b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \end{bmatrix} + \sigma_{xy} \begin{bmatrix} c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \end{bmatrix} + \sigma_{xz} \begin{bmatrix} d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \end{bmatrix} \right),$$

$$F^y = \frac{i\omega\mu_0}{24} \left( \sigma_{yx} \begin{bmatrix} b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \end{bmatrix} + \sigma_{yy} \begin{bmatrix} c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \end{bmatrix} + \sigma_{yz} \begin{bmatrix} d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \end{bmatrix} \right),$$

$$F^z = \frac{i\omega\mu_0}{24} \left( \sigma_{zx} \begin{bmatrix} b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \end{bmatrix} + \sigma_{zy} \begin{bmatrix} c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \end{bmatrix} + \sigma_{zz} \begin{bmatrix} d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \end{bmatrix} \right),$$

e pela matriz  $G$

$$G = \frac{i\omega\mu_0}{36V^e} \begin{bmatrix} C^{(1)} & C^{(2)} & C^{(3)} & C^{(4)} \end{bmatrix},$$

onde os vetores colunas auxiliares  $C^{(1)}$ ,  $C^{(2)}$ ,  $C^{(3)}$  e  $C^{(4)}$ , são expressos, respectivamente,

por

$$C^{(1)} = \begin{bmatrix} b_1 (\sigma_{xx}b_1 + \sigma_{xy}c_1 + \sigma_{xz}d_1) + c_1 (\sigma_{yx}b_1 + \sigma_{yy}c_1 + \sigma_{yz}d_1) + d_1 (\sigma_{zx}b_1 + \sigma_{zy}c_1 + \sigma_{zz}d_1) \\ b_2 (\sigma_{xx}b_1 + \sigma_{xy}c_1 + \sigma_{xz}d_1) + c_2 (\sigma_{yx}b_1 + \sigma_{yy}c_1 + \sigma_{yz}d_1) + d_2 (\sigma_{zx}b_1 + \sigma_{zy}c_1 + \sigma_{zz}d_1) \\ b_3 (\sigma_{xx}b_1 + \sigma_{xy}c_1 + \sigma_{xz}d_1) + c_3 (\sigma_{yx}b_1 + \sigma_{yy}c_1 + \sigma_{yz}d_1) + d_3 (\sigma_{zx}b_1 + \sigma_{zy}c_1 + \sigma_{zz}d_1) \\ b_4 (\sigma_{xx}b_1 + \sigma_{xy}c_1 + \sigma_{xz}d_1) + c_4 (\sigma_{yx}b_1 + \sigma_{yy}c_1 + \sigma_{yz}d_1) + d_4 (\sigma_{zx}b_1 + \sigma_{zy}c_1 + \sigma_{zz}d_1) \end{bmatrix},$$

$$C^{(2)} = \begin{bmatrix} b_1 (\sigma_{xx}b_2 + \sigma_{xy}c_2 + \sigma_{xz}d_2) + c_1 (\sigma_{yx}b_2 + \sigma_{yy}c_2 + \sigma_{yz}d_2) + d_1 (\sigma_{zx}b_2 + \sigma_{zy}c_2 + \sigma_{zz}d_2) \\ b_2 (\sigma_{xx}b_2 + \sigma_{xy}c_2 + \sigma_{xz}d_2) + c_2 (\sigma_{yx}b_2 + \sigma_{yy}c_2 + \sigma_{yz}d_2) + d_2 (\sigma_{zx}b_2 + \sigma_{zy}c_2 + \sigma_{zz}d_2) \\ b_3 (\sigma_{xx}b_2 + \sigma_{xy}c_2 + \sigma_{xz}d_2) + c_3 (\sigma_{yx}b_2 + \sigma_{yy}c_2 + \sigma_{yz}d_2) + d_3 (\sigma_{zx}b_2 + \sigma_{zy}c_2 + \sigma_{zz}d_2) \\ b_4 (\sigma_{xx}b_2 + \sigma_{xy}c_2 + \sigma_{xz}d_2) + c_4 (\sigma_{yx}b_2 + \sigma_{yy}c_2 + \sigma_{yz}d_2) + d_4 (\sigma_{zx}b_2 + \sigma_{zy}c_2 + \sigma_{zz}d_2) \end{bmatrix},$$

$$C^{(3)} = \begin{bmatrix} b_1 (\sigma_{xx}b_3 + \sigma_{xy}c_3 + \sigma_{xz}d_3) + c_1 (\sigma_{yx}b_3 + \sigma_{yy}c_3 + \sigma_{yz}d_3) + d_1 (\sigma_{zx}b_3 + \sigma_{zy}c_3 + \sigma_{zz}d_3) \\ b_2 (\sigma_{xx}b_3 + \sigma_{xy}c_3 + \sigma_{xz}d_3) + c_2 (\sigma_{yx}b_3 + \sigma_{yy}c_3 + \sigma_{yz}d_3) + d_2 (\sigma_{zx}b_3 + \sigma_{zy}c_3 + \sigma_{zz}d_3) \\ b_3 (\sigma_{xx}b_3 + \sigma_{xy}c_3 + \sigma_{xz}d_3) + c_3 (\sigma_{yx}b_3 + \sigma_{yy}c_3 + \sigma_{yz}d_3) + d_3 (\sigma_{zx}b_3 + \sigma_{zy}c_3 + \sigma_{zz}d_3) \\ b_4 (\sigma_{xx}b_3 + \sigma_{xy}c_3 + \sigma_{xz}d_3) + c_4 (\sigma_{yx}b_3 + \sigma_{yy}c_3 + \sigma_{yz}d_3) + d_4 (\sigma_{zx}b_3 + \sigma_{zy}c_3 + \sigma_{zz}d_3) \end{bmatrix},$$

$$C^{(4)} = \begin{bmatrix} b_1 (\sigma_{xx}b_4 + \sigma_{xy}c_4 + \sigma_{xz}d_4) + c_1 (\sigma_{yx}b_4 + \sigma_{yy}c_4 + \sigma_{yz}d_4) + d_1 (\sigma_{zx}b_4 + \sigma_{zy}c_4 + \sigma_{zz}d_4) \\ b_2 (\sigma_{xx}b_4 + \sigma_{xy}c_4 + \sigma_{xz}d_4) + c_2 (\sigma_{yx}b_4 + \sigma_{yy}c_4 + \sigma_{yz}d_4) + d_2 (\sigma_{zx}b_4 + \sigma_{zy}c_4 + \sigma_{zz}d_4) \\ b_3 (\sigma_{xx}b_4 + \sigma_{xy}c_4 + \sigma_{xz}d_4) + c_3 (\sigma_{yx}b_4 + \sigma_{yy}c_4 + \sigma_{yz}d_4) + d_3 (\sigma_{zx}b_4 + \sigma_{zy}c_4 + \sigma_{zz}d_4) \\ b_4 (\sigma_{xx}b_4 + \sigma_{xy}c_4 + \sigma_{xz}d_4) + c_4 (\sigma_{yx}b_4 + \sigma_{yy}c_4 + \sigma_{yz}d_4) + d_4 (\sigma_{zx}b_4 + \sigma_{zy}c_4 + \sigma_{zz}d_4) \end{bmatrix}.$$

As matrizes, que formam o termo fonte, presentes na equação (3.19), também são obtidas pela aplicação da identidade expressa em (3.20) conforme vemos a seguir

$$H^{xx} = \frac{\Delta\sigma_{xx}V^e}{20} \begin{bmatrix} 2 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 2 \end{bmatrix}, \quad H^{xy} = \frac{\Delta\sigma_{xy}V^e}{20} \begin{bmatrix} 2 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 2 \end{bmatrix},$$

$$H^{xz} = \frac{\Delta\sigma_{xz}V^e}{20} \begin{bmatrix} 2 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 2 \end{bmatrix}, \quad H^{yx} = \frac{\Delta\sigma_{yx}V^e}{20} \begin{bmatrix} 2 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 2 \end{bmatrix},$$

$$H^{yy} = \frac{\Delta\sigma_{yy}V^e}{20} \begin{bmatrix} 2 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 2 \end{bmatrix}, \quad H^{yz} = \frac{\Delta\sigma_{yz}V^e}{20} \begin{bmatrix} 2 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 2 \end{bmatrix},$$

$$H^{zx} = \frac{\Delta\sigma_{zx}V^e}{20} \begin{bmatrix} 2 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 2 \end{bmatrix}, \quad H^{zy} = \frac{\Delta\sigma_{zy}V^e}{20} \begin{bmatrix} 2 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 2 \end{bmatrix},$$

$$H^{zz} = \frac{\Delta\sigma_{zz}V^e}{20} \begin{bmatrix} 2 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 2 \end{bmatrix},$$

$$I^{x'} = \frac{1}{24} \left( \Delta\sigma_{xx} \begin{bmatrix} b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \end{bmatrix} + \Delta\sigma_{yx} \begin{bmatrix} c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \end{bmatrix} + \Delta\sigma_{zx} \begin{bmatrix} d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \end{bmatrix} \right),$$

$$I^{y'} = \frac{1}{24} \left( \Delta\sigma_{xy} \begin{bmatrix} b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \end{bmatrix} + \Delta\sigma_{yy} \begin{bmatrix} c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \end{bmatrix} + \Delta\sigma_{zy} \begin{bmatrix} d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \end{bmatrix} \right),$$

e

$$I^{z'} = \frac{1}{24} \left( \Delta\sigma_{xz} \begin{bmatrix} b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \\ b_1 & b_2 & b_3 & b_4 \end{bmatrix} + \Delta\sigma_{yz} \begin{bmatrix} c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \\ c_1 & c_2 & c_3 & c_4 \end{bmatrix} + \Delta\sigma_{zz} \begin{bmatrix} d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \\ d_1 & d_2 & d_3 & d_4 \end{bmatrix} \right).$$

Por conseguinte, para cada elemento da malha de elementos finitos, diante da equação (3.19), podemos reunir a contribuição de cada subdomínio em (3.5) cuja solução fornece os potenciais secundários para cada nó da discretização. A matriz global obtida é simétrica para o caso isotrópico e estruturalmente simétrica para o caso anisotrópico. Na solução

do sistema foi empregado o pacote PARDISO que é um solver baseado na decomposição LU.

## 4 RESULTADOS DA MODELAGEM DO MCSEM

### 4.1 VALIDAÇÃO DO MCSEM 3D

Nesta seção usamos um modelo estratificado 1D cuja solução é semi-analítica para avaliar a solução 3D que utiliza o MEF. O modelo descrito pela Figura 4.1 consiste em um semi-espaço superior que representa o ar com resistividade de  $1 \times 10^9 \Omega \cdot m$ , uma lâmina d'água de  $1000 m$  de espessura e resistividade de  $0.3 \Omega \cdot m$ , o pacote sedimentar com  $1 \Omega \cdot m$  e uma camada resistiva de  $100 \Omega \cdot m$  com  $100 m$  de espessura situada a  $400 m$  do leito oceânico. O DEH está localizado na posição  $(x, y, z) = (0, 0, 950)$  e emite um sinal de frequência  $0.5 Hz$ .

Na comparação foram utilizados os campos secundários, associados a camada resistiva, que consistem na diferença entre os campos na presença e ausência da camada resistiva obtida por meio da solução semi-analítica 1D e da solução de elementos finitos 3D. Apresentamos os resultados para dois perfis, onde o primeiro foi realizado em  $y = 0 m$  mostrado na Figura 4.2 e  $y = 1000 m$  exposto na Figura 4.3.

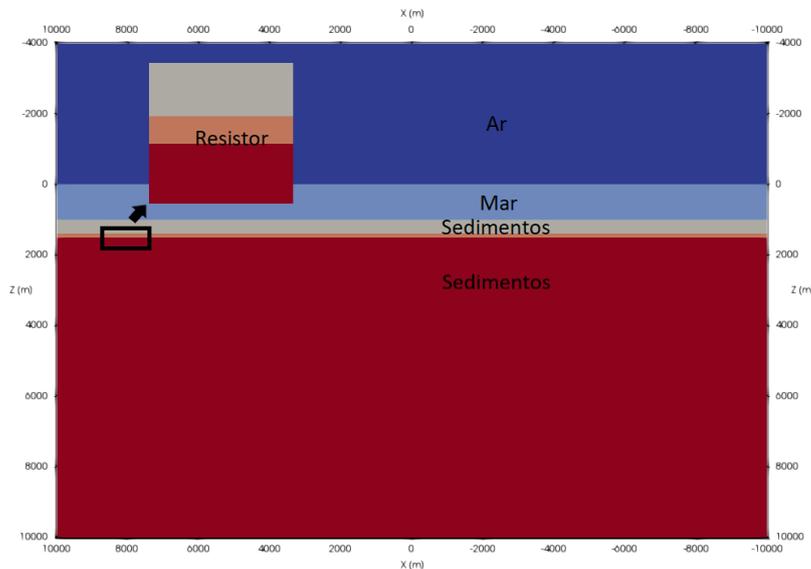


Figura 4.1: Modelo estratificado usado para validar o código em fortran do mCSEM 3D.

As componentes do campo eletromagnético 1D e 3D secundário, provenientes do modelo descrito pela Figura 4.1, são mostradas nas Figuras 4.2 e 4.3. A comparação entre as componentes dos campos secundários 1D e 3D na Figura 4.2 mostra que  $E_y$  e  $H_x$ , obtidas por meio da modelagem 3D, apresentaram uma leve oscilação nos picos superiores e a componente  $H_z$  apresentou oscilações em relação a solução semi-analítica 1D, enquanto que as componentes  $E_x$ ,  $E_z$  e  $H_y$  apresentaram uma boa concordância associada a resposta de referência 1D.

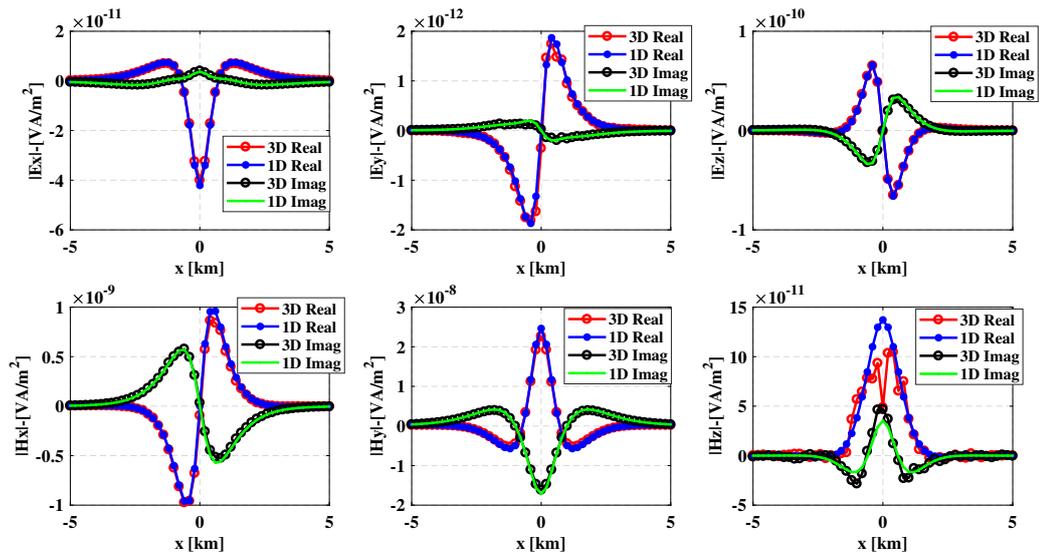


Figura 4.2: Respostas dos campos secundários associados a camada resistiva. Os receptores estão alinhados de  $-10000$  a  $10000$   $m$  ao longo do eixo  $x$ , ou seja,  $y = 0$   $m$ .

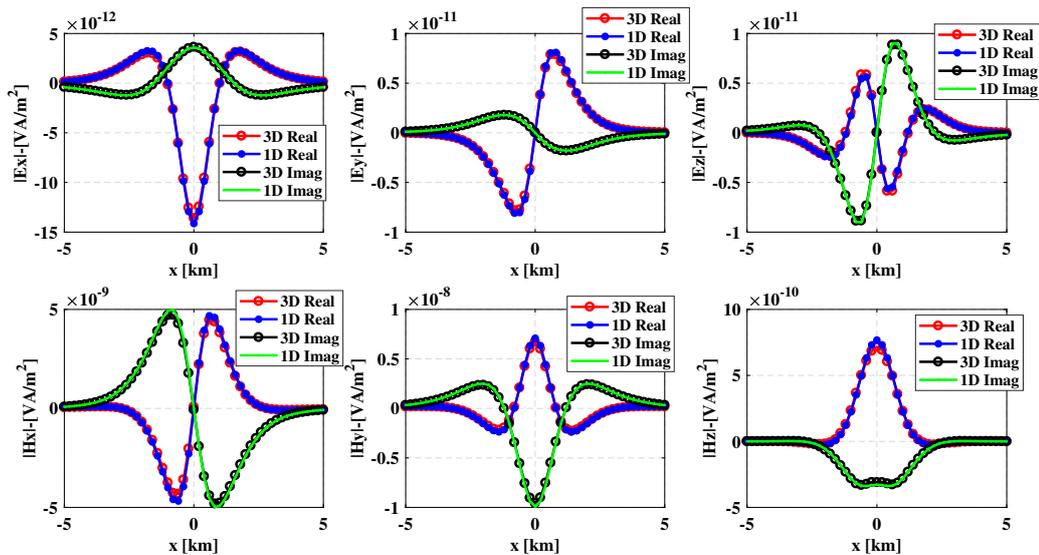


Figura 4.3: Respostas dos campos secundários associados a camada resistiva. Os receptores estão alinhados de  $-10000$  a  $10000$   $m$  paralelo ao eixo  $x$  passando por  $y = 1000$   $m$ .

Ao observarmos as componentes do campo eletromagnético 3D na Figura 4.3 constatamos uma boa correlação com a resposta 1D para todas as componentes. Desta forma, consideramos os resultados satisfatórios e com boa precisão.

## 4.2 BREVE RESUMO SOBRE A FÍSICA DO MCSEM

Nesta seção apresentaremos um breve resumo sobre a física envolvida no mCSEM que utilizaremos como base para a análise dos resultados apresentados nas seções seguintes.

De acordo com Um and Alumbaugh (2007) a interação entre correntes de baixa frequência e corpos de resistividade diferente do meio encaixante obedecem a duas condições de contorno, haja vista que, a primeira esta associada a continuidade da componente tangencial do campo elétrico e a segunda à continuidade da densidade de corrente normal a superfície descontínua. Segundo MacGregor and Sinha (2000) a atenuação dos campos eletromagnéticos é dada pela expressão

$$\delta = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu_0}}, \quad (4.1)$$

onde  $\delta$  é o *skin depth*, que representa a distância em que uma onda plana eletromagnética será atenuada por um fator de  $1/e^1$  do seu valor original e, embora este seja obtido para ondas planas pode ser aplicado a fontes dipolares.

O DEH utilizado no mCSEM excita dois modos de propagação de corrente, intitulados de indutivo e galvânico. Para o modo indutivo, as correntes estão destinadas a circular dentro e ao redor de um corpo anômalo sem que ocorra a transferência de carga entre o interior e exterior da anomalia e, a sofrer atenuação na resposta observada de acordo com o *skin depth*. Para o modo galvânico temos a presença de correntes normais em relação a fronteira entre regiões de resistividades diferentes que, por sua vez, gera um acúmulo de carga na superfície capaz de produzir anomalias eletromagnéticas detectáveis no leito oceânico (Um and Alumbaugh, 2007).

As aquisições *in line* e *broadside* são afetadas de modos diferentes pelos efeitos galvânico e indutivo. Segundo MacGregor and Sinha (2000) para geometria *in line* o efeito galvânico é o predominante, enquanto que o indutivo prevalece sobre a geometria *broadside*.

De acordo com Um and Alumbaugh (2007) a detecção de corpos resistivos finos esta associado a incidência de correntes normais a superfície do corpo resistivo onde ocorre a continuidade da componente normal do fluxo de corrente na interface entre os meios resultando em um acúmulo de carga na superfície entre o corpo resistivo e sedimentos condutivos (efeito galvânico), que por sua vez produz perturbações detectáveis nos campos eletromagnéticos medidos no fundo do mar.

Segundo MacGregor and Sinha (2000) o aumento na resistividade de um corpo diminui a atenuação, de acordo com equação 4.1, resultando no aumento da anomalia observada no leito oceânico.

---

<sup>1</sup>É denominado número de Euler e seu valor é aproximadamente  $e = 2.718282$ .

### 4.3 COMPARAÇÃO ENTRE AS RESPOSTA 3D PARA O DISCO E 1D CAMADA HORIZONTAL PLANA

Nesta seção apresentaremos a comparação entre as respostas do disco resistivo e da camada resistiva que correspondem, respectivamente, as soluções de elementos finitos 3D e semi-analítica estratificada 1D cujo, objetivo consiste em verificar sob que condições a componente  $E_x$  resultante de corpos finitos 3D tendem para a camada resistiva 1D. Desse modo, durante os testes realizados nesta seção utilizamos parâmetros distintos de frequências do DEH, profundidades do disco e da camada resistiva e raio do disco resistivo. Os valores de frequências empregados foram de  $0.1 Hz$ ,  $0.25 Hz$ ,  $0.5 Hz$  e  $0.75 Hz$ . Já para as profundidades do disco e camada empregamos  $3200 m$ ,  $3600 m$  e  $4000 m$ . Por fim utilizamos valores de raio iguais a  $5000 m$ ,  $7500 m$  e  $10000 m$ .

O modelo descrito pela Figura 4.4 consiste em um semi-espço superior onde a resistividade do ar é  $1 \times 10^9 \Omega \cdot m$ , junto com uma lâmina d'água com espessura de  $1500 m$  e resistividade de  $0.3 \Omega \cdot m$  onde o DEH está localizado na posição  $(0, 0, 1470) m$ , e um semi-espço inferior que corresponde ao pacote sedimentar com  $1 \Omega \cdot m$  que contém um disco resistivo de  $100 \Omega \cdot m$  com espessura de  $100 m$ , sendo estes, portanto os parâmetros fixos do experimento. O modelo na Figura 4.5 onde encontramos a camada resistiva apresenta os mesmos parâmetros (ar, mar e sedimentos) descritos para o disco 3D e camada resistiva possui a mesma espessura e resistividade do disco 3D. Para os resultados apresentados o maior *offset* empregado foi de  $10000 m$ .

Nas figuras 4.6(a), 4.6(b), 4.6(c) e 4.6(d) apresentamos os resultados para comparação entre o modelo do disco resistivo 3D e camada resistiva 1D. Nestes resultados a profundidade dos alvos resistivos encontra-se a  $3.200 m$  e a frequência do DEH igual a  $0.1 Hz$ . Já os resultados mostrados nas curvas azul, vermelha e amarela estão associados aos respectivos valores de raio  $10000 m$ ,  $7500 m$  e  $5000 m$  enquanto que as curvas verde e preta são, respectivamente, as respostas do modelo na ausência do resistor (disco e camada) e na presença da camada resistiva.

Na Figura 4.6(a) constatamos que a curva azul apresentou amplitudes praticamente coincidentes com a curva preta enquanto que as curvas vermelha e amarela coincidem, respectivamente, até os *offsets* de  $7500 m$  e  $5000 m$  com a curva preta e a partir desse ponto passam a divergir. Na Figura 4.6(b) percebemos que a resposta foi análoga ao resultado mostrado na Figura 4.6(a), ou seja, a curva azul apresentou fase praticamente coincidentes com a curva preta, já as curvas vermelha e amarela aproximam-se da curva preta à medida que aumentamos o raio do disco e passam a divergir a partir dos respectivos *offsets*  $7500 m$  e  $5000 m$ . Desse modo, a similaridade nos resultados conforme mostrados nas figuras 4.6(a) e 4.6(b) podem esta associados ao predomínio do efeito galvânico conforme visto na seção anterior.

No resultado mostrado na Figura 4.6(c) podemos notar que as curvas vermelha e

amarela tendem para curva preta conforme o raio do disco aumenta e encontram-se em discordância a partir dos *offsets* 7500 m e 5000 m, porém a curva azul apresentou valores levemente superiores a curva preta para *offsets* maiores que 7500 m. Para a Figura 4.6(d) observamos que as curvas azul, vermelha e amarela apresentam comportamento similar ao apresentado na Figura 4.6(c), em outras palavras, as curvas vermelha e amarela encontram-se em discordância a partir dos *offsets* 7500 m e 5000 m de acordo com o crescimento do raio, entretanto a variação de fase na curva azul foi superior para *offsets* superiores a 7500 m. Dessa forma, a similaridade das respostas de acordo com as figuras 4.6(c) e 4.6(d) podem estar relacionadas a predominância do efeito galvânico e o comportamento diferenciado na curva azul ao acúmulo de cargas nas bordas do disco. Ressaltamos que para *offsets* menores que 5000 m as respostas das curvas azul, vermelha e amarela estão em concordância com a curva preta, e que a anomalia associada ao corpo resistivo só foi identificada para *offsets* maiores que 2500 m.

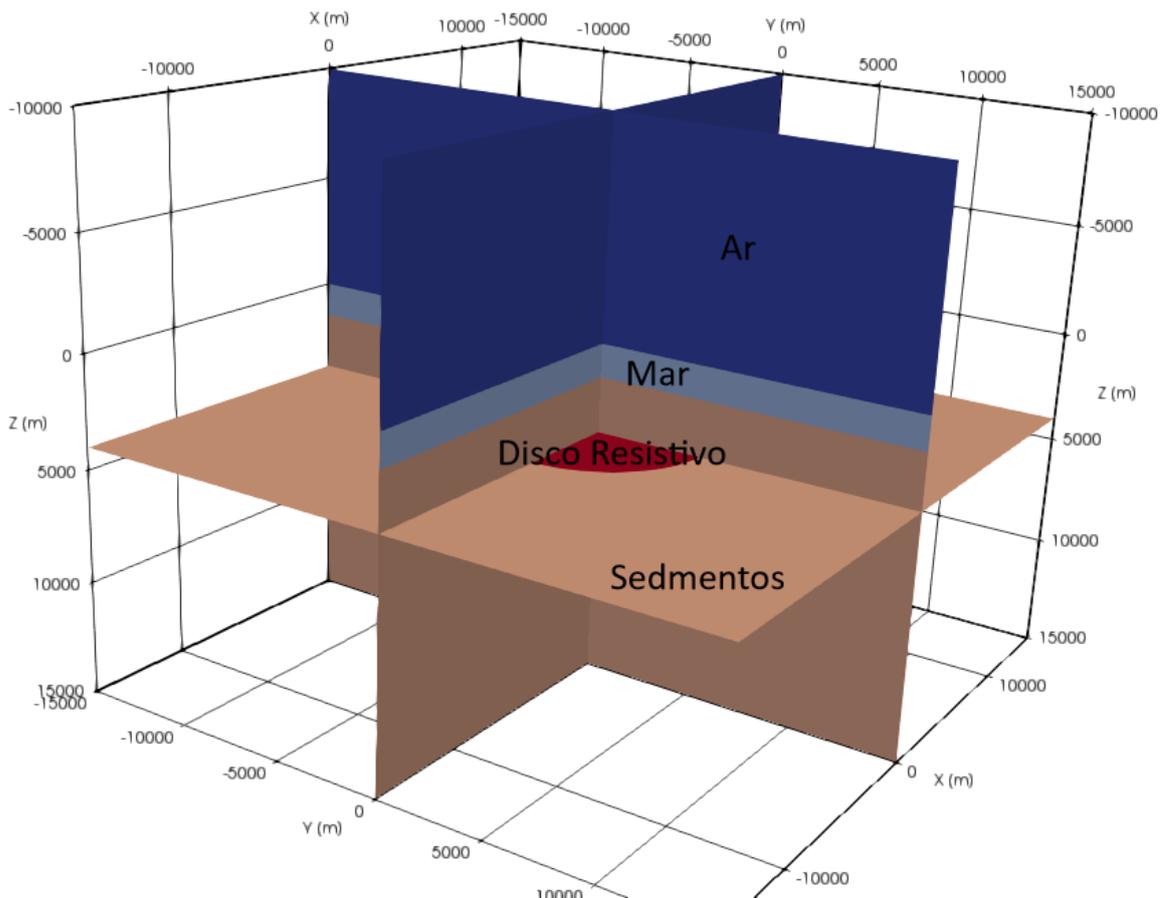


Figura 4.4: Modelo geo-elétrico para o disco resistivo 3D. A região azul corresponde ao ar, a cinza representa o mar, a marrom está associada ao pacote sedimentar e a vermelha simboliza o disco resistivo.

Nas figuras 4.7(a), 4.7(b), 4.7(c) e 4.7(d) apresentamos os resultados da comparação entre o modelo do disco resistivo 3D e camada resistiva 1D. Nestes resultados a profun-

didade dos corpos 3D e 1D encontra-se a  $3.200\text{ m}$  e a frequência do DEH igual a  $0.25\text{ Hz}$ . Os resultados mostrados nas curvas azul, vermelha e preta estão relacionados aos valores de raios do disco utilizados que são de  $10000\text{ m}$ ,  $7500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$ , respectivamente. Já as curvas verde e preta são, respectivamente, as respostas do modelo na ausência do resistor (disco e camada) e na presença da camada resistiva.

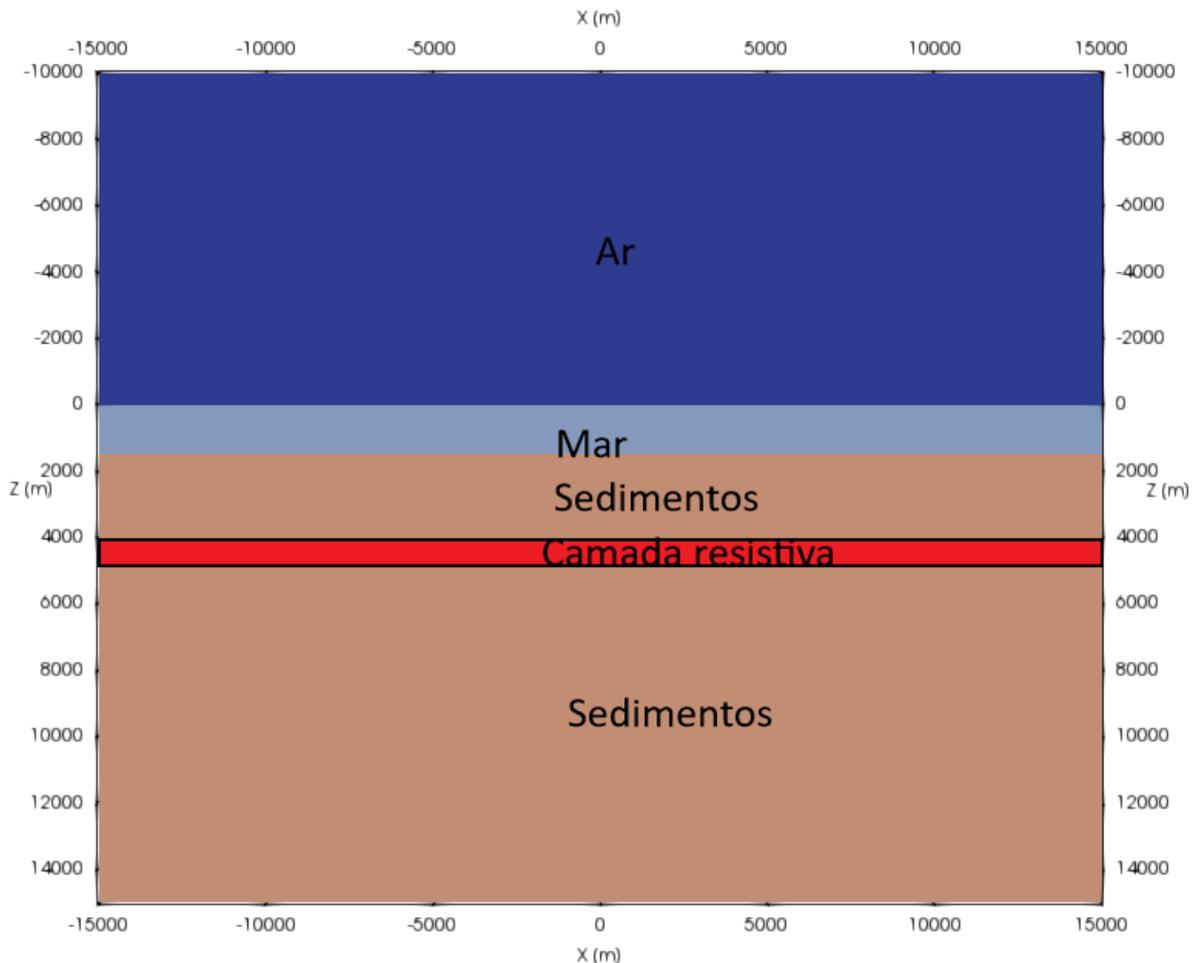


Figura 4.5: Modelo geo-elétrico com uma camada resistiva. A região azul corresponde ao ar, a cinza representa o mar, a marrom está associada ao pacote sedimentar e a vermelha simboliza a camada resistiva.

Na Figura 4.7(a) observamos que a curva azul apresentou amplitudes idêntica a curva preta enquanto que as curvas vermelha e amarela coincidem, respectivamente, até os *offsets* de  $8000\text{ m}$  e  $5500\text{ m}$  com a curva preta e a partir desse ponto passam a divergir. Na Figura 4.7(b) percebemos que a curva azul apresentou fase praticamente coincidentes com a curva preta, já as curvas vermelha e amarela aproximam-se da curva preta à medida que aumentamos o raio do disco, em outras palavras, passam a divergir a partir dos respectivos *offsets*  $8000\text{ m}$  e  $5500\text{ m}$ . Assim, a proximidade no comportamento dos resultados mostrados nas figuras 4.7(a) e 4.7(b) podem esta associados ao predomínio do

efeito galvânico.

No resultado mostrado na Figura 4.7(c) podemos constatar que as curvas vermelha e amarela tendem para curva curva preta a medida que o raio do disco aumenta e encontram-se em discordância a partir dos *offsets* 8000 *m* e 5500 *m*, porém a curva azul apresentou valores levemente superiores a curva preta para *offsets* maiores que 8000 *m*. Já para a Figura 4.7(d) observamos que as curvas vermelha e amarela apresentam comportamento similar ao apresentado na Figura 4.7(c), em outras palavras, encontram-se em discordância a partir dos *offsets* 8000 *m* e 5500 *m* de acordo com o crescimento do raio, entretanto a variação de fase na curva azul coincidiu com a preta. Dessa forma, a similaridade das respostas, conforme vemos nas figuras 4.7(c) e 4.7(d), podem estar relacionadas a predominância do efeito galvânico e o comportamento diferenciado da curva azul ao acúmulo de cargas nas bordas do disco. Evidenciamos que para *offsets* menores que 5500 *m* as respostas das curvas azul, vermelha e amarela estão em concordância com a curva preta, e que a anomalia associada ao corpo resistivo só foi identificada para *offsets* maiores que 3000 *m*.

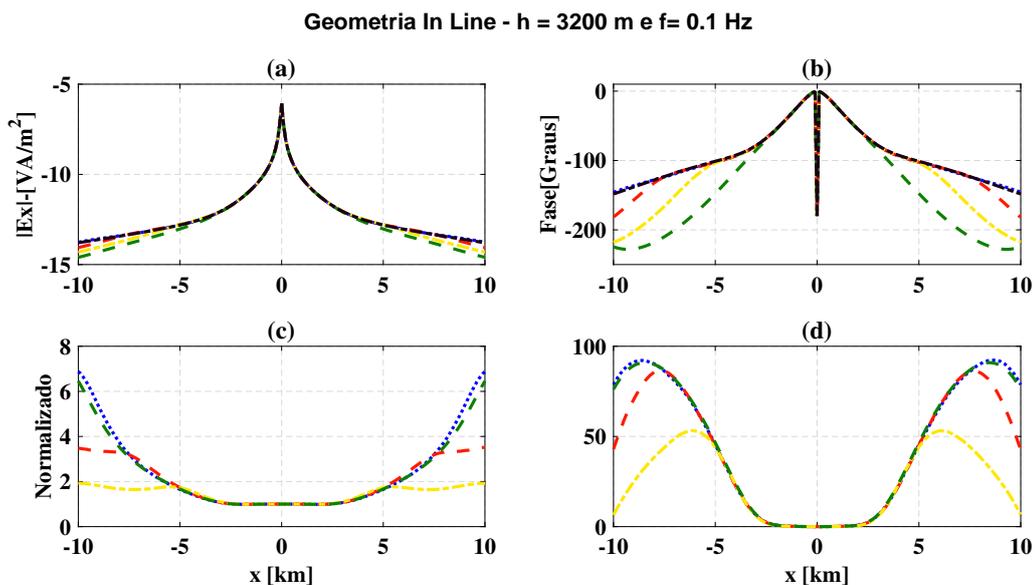


Figura 4.6: Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada.

Nas figuras 4.8(a), 4.8(b), 4.8(c) e 4.8(d) apresentamos os resultados da comparação entre o modelo do disco resistivo 3D e camada resistiva 1D. Nestes resultados, a profundidade dos corpos 3D e 1D encontram-se a 3.200 *m* e a frequência do DEH igual a 0.5 *Hz*. Os resultados mostrados nas curvas azul, vermelha e amarela estão relacionados aos valores de raios do disco que são de 10000 *m*, 7500 *m* e 5000 *m*, respectivamente. Já as curvas verde e preta são, respectivamente, as respostas do modelo na ausência do resistor (disco e camada) e na presença da camada resistiva.

Na Figura 4.8(a) constatamos que a curva azul apresentou amplitudes praticamente

coincidentes com a curva preta, enquanto que a curva vermelha concorda até o *offset* 8000 *m* com a curva preta, já a amarela aproximando-se da curva preta e condiz com esta até o *offset* de 5500 *m*. As respostas de fase na Figura 4.8(b) apresentam comportamento semelhante ao observado na figura 4.8(a), onde a curva azul apresentou fase coincidente com a curva preta e as curvas vermelha e amarela concordam, respectivamente, até os *offsets* de 8000 *m* e 5500 *m* com a curva preta.

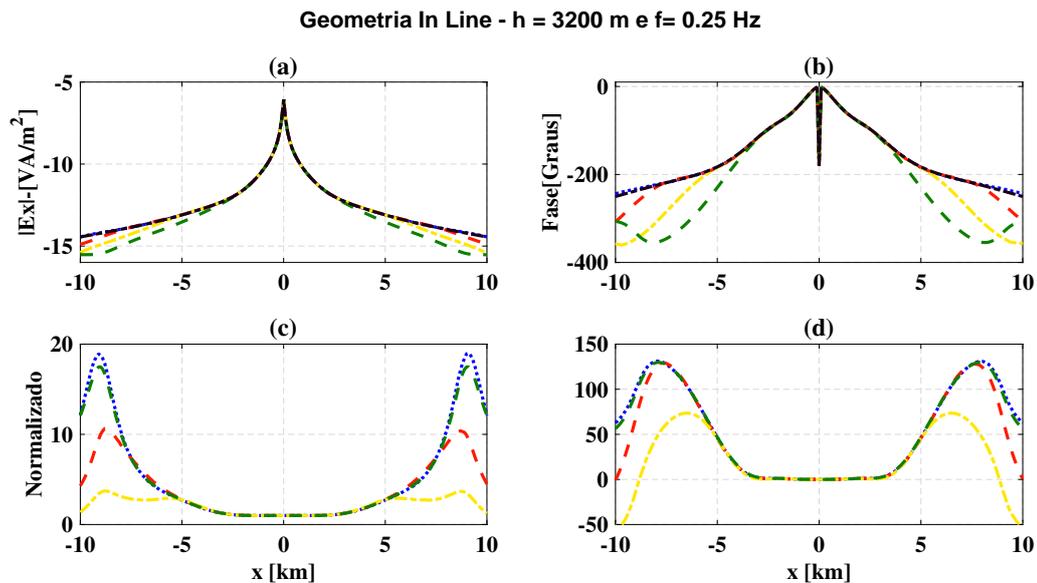


Figura 4.7: Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada.

No resultado mostrado na Figura 4.8(c) podemos constatar que as curvas vermelha e amarela tendem para curva preta a medida que o raio do disco aumenta e encontram-se em discordância a partir dos *offsets* 8000 *m* e 5500 *m*, porém a curva azul apresentou-se equivalente a curva preta. Já para a Figura 4.8(d) observamos que as curvas vermelha e amarela apresentam comportamento similar ao apresentado na Figura 4.8(c), ou seja, encontram-se em discordância a partir dos *offsets* 8000 *m* e 5500 *m* de acordo com o crescimento do raio, entretanto a variação de fase na curva azul coincidiu com a curva preta. Dessa forma, a similaridade das respostas, conforme vemos nas figuras 4.8(c) e 4.8(d), podem estar relacionadas a predominância do efeito galvânico e o aumento da atenuação devido a redução no *skin depth*, ou melhor, a incidência de correntes normais a superfície próximas a borda foram reduzidas proporcionando a equivalência entre as respostas do disco de raio 10000 *m* e a camada resistiva 1D. Evidenciamos que para *offsets* menores que 5500 *m* as respostas das curvas associadas a diferentes raios estão em concordância com a proveniente da camada 1D, e que a anomalia associada ao corpo resistivo só foram identificadas para *offsets* maiores que 4000 *m*.

Nas figuras 4.9(a), 4.9(b), 4.9(c) e 4.9(d) apresentamos os resultados da comparação entre o modelo do disco resistivo 3D e camada resistiva 1D. Nestes resultados a profundi-

dade dos corpos 3D e 1D encontra-se a  $3.200\text{ m}$  e a frequência do DEH igual a  $0.75\text{ Hz}$ . Os resultados mostrados nas curvas azul, vermelha e amarela estão relacionados aos valores de raios do disco que são de  $10000\text{ m}$ ,  $7500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$ , respectivamente. Já as curvas verde e preta são, nesta ordem, as respostas do modelo na ausência do resistor (disco e camada) e na presença da camada resistiva.

Na Figura 4.9(a) observamos que a curva azul apresentou amplitude idêntica a curva preta enquanto que as curvas vermelha e amarela coincidem, respectivamente, até os *offsets* de  $8000\text{ m}$  e  $5500\text{ m}$  com a curva preta e a partir desse ponto passam a divergir. Na Figura 4.9(b) percebemos que a curva azul apresentou fase praticamente coincidentes com a curva preta, já as curvas provenientes dos discos resistivos de raio  $7500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$  aproximam-se da curva preta à medida que aumentamos o raio do disco, em outras palavras, passam a divergir a partir dos respectivos *offsets*  $8000\text{ m}$  e  $5500\text{ m}$ . Assim, a proximidade no comportamento dos resultados mostrados nas figuras 4.9(a) e 4.9(b) podem esta associados ao predomínio do efeito galvânico.

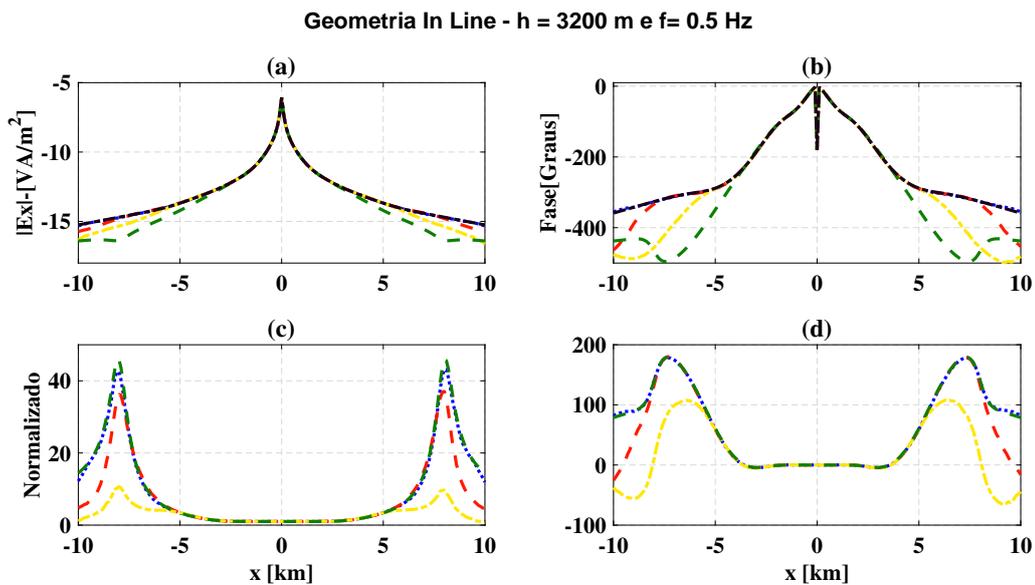


Figura 4.8: Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada.

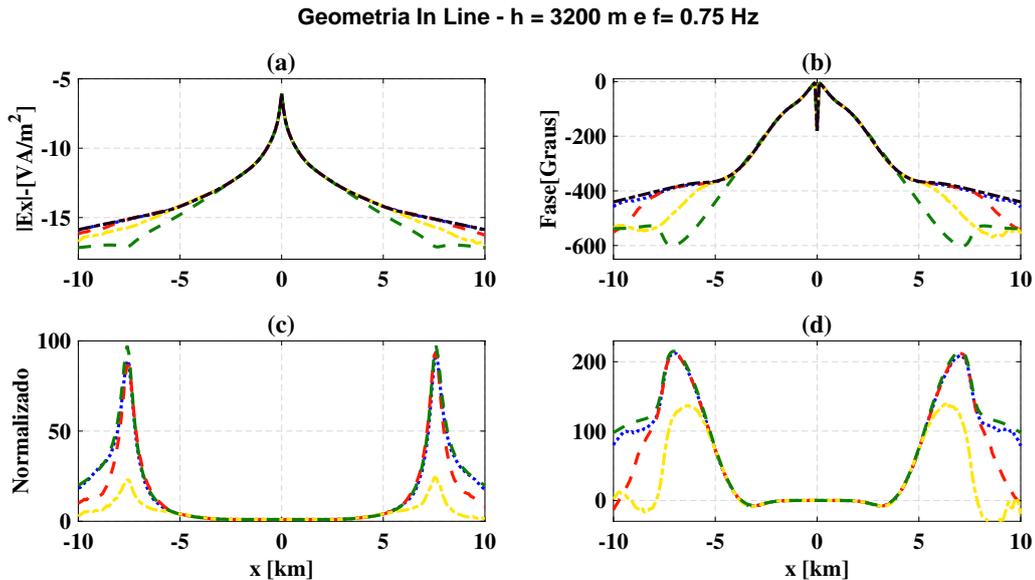


Figura 4.9: Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada.

No resultado mostrado na Figura 4.9(c) podemos constatar que as curvas vermelha e amarela tendem para curva preta a medida que o raio do disco aumenta e encontram-se em discordância a partir dos *offsets* 8000 m e 5500 m, porém a curva azul apresentou-se equivalente a curva preta. Já para a Figura 4.9(d) observamos que as curvas vermelha e amarela apresentam comportamento similar ao apresentado na Figura 4.9(c), ou seja, encontram-se em discordância a partir dos *offsets* 8000 m e 5500 m de acordo com o crescimento do raio, entretanto a variação de fase na curva azul coincidiu com a curva preta. Dessa forma, a similaridade das respostas, conforme vemos nas figuras 4.9(c) e 4.9(d), podem estar relacionadas a predominância do efeito galvânico e o aumento da atenuação devido a redução no *skin depth*, ou melhor, a incidência de correntes normais a superfície próximas a borda foram reduzidas proporcionando a equivalência entre as respostas do disco de raio 10000 m e a camada resistiva 1D. Evidenciamos que para *offsets* menores que 5500 m as respostas das curvas associadas a diferentes raios estão em concordância com a proveniente da camada 1D, e que a anomalia associada ao corpo resistivo só foram identificadas para *offsets* maiores que 4000 m.

Nas figuras 4.10(a), 4.10(b), 4.10(c) e 4.10(d) apresentamos os resultados da comparação entre o modelo do disco resistivo 3D e camada resistiva 1D. Nestes resultados a profundidade dos corpos 3D e 1D encontra-se a 3600 m e a frequência do DEH igual a 0.1 Hz. Os resultados mostrados nas curvas azul, vermelha e amarela estão relacionados aos valores de raios do disco utilizados que são de 10000 m, 7500 m e 5000 m, respectivamente. Já as curvas verde e preta são, nesta ordem, as respostas do modelo na ausência do resistor (disco e camada) e na presença da camada resistiva.

Na Figura 4.10(a) constatamos que a curva azul praticamente coincidentes com a curva preta, enquanto que, as curvas vermelha e amarela coincidem, respectivamente,

até os *offsets* de  $8000\text{ m}$  e  $5500\text{ m}$  com a curva preta e a partir desse ponto passam a divergir. As respostas de fase na Figura 4.10(b) apresentam comportamento semelhante ao observado na figura 4.10(a), em outras palavras, a anomalia observada para o disco de  $10000\text{ m}$  é equivalente a gerada pela camada resistiva e os discos de raio iguais a  $7500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$  passam a divergir a partir dos respectivos *offsets*  $8000\text{ m}$  e  $5500\text{ m}$ . Assim, a proximidade no comportamento dos resultados mostrados nas figuras 4.10(a) e 4.10(b) podem esta associados ao predomínio do efeito galvânico.

No resultado mostrado na Figura 4.10(c) podemos notar que as curvas vermelha e amarela tendem para curva preta conforme o raio do disco aumenta e encontram-se em discordância a partir dos *offsets*  $8000\text{ m}$  e  $5500\text{ m}$ , porém a curva azul apresentou valores levemente superiores a curva preta para *offsets* maiores que  $7500\text{ m}$ . Para a Figura 4.10(d) observamos que as curvas geradas pelos discos de raio iguais a  $10000\text{ m}$ ,  $7500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$ , apresentam comportamento similar ao da Figura 4.10(c), em outras palavras, as curvas vermelha e amarela encontram-se em discordância a partir dos *offsets*  $8000\text{ m}$  e  $5500\text{ m}$  de acordo com o crescimento do raio, entretanto a variação de fase na curva azul foi superior para *offsets* superiores a  $7500\text{ m}$ . Dessa forma, a similaridade das respostas de acordo com as figuras 4.10(c) e 4.10(d) podem estar relacionadas a predominância do efeito galvânico e o comportamento diferenciado em **A** ao acúmulo de cargas nas bordas do disco. Ressaltamos que para *offsets* menores que  $5000\text{ m}$  as respostas dos discos resistivos estão em concordância com a resposta da camada (curva preta), e que a anomalia associada ao corpo resistivo só foi identificada para *offsets* maiores que  $3000\text{ m}$ .

Nas figuras 4.11(a), 4.11(b), 4.11(c) e 4.11(d) apresentamos os resultados da comparação entre o modelo do disco resistivo 3D e camada resistiva 1D. Nestes resultados a profundidade dos corpos 3D e 1D encontra-se a  $3600\text{ m}$  e a frequência do DEH igual a  $0.25\text{ Hz}$ . Os resultados mostrados nas curvas azul, vermelha e amarela estão relacionados aos valores de raios do disco utilizados que são de  $10000\text{ m}$ ,  $7500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$ , respectivamente. Já as curvas verde e preta são, nesta ordem, as respostas do modelo na ausência do resistor (disco e camada) e na presença da camada resistiva.

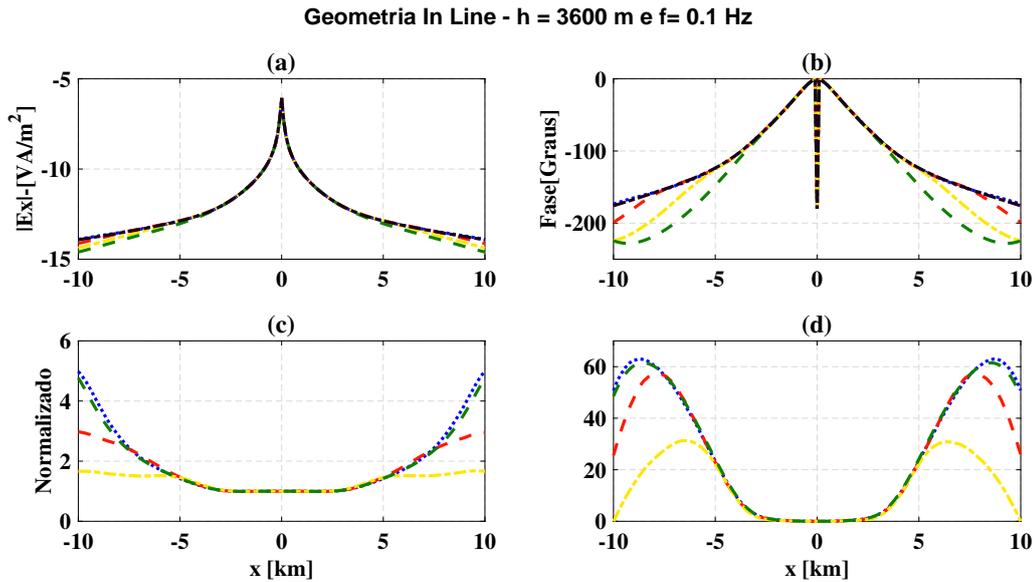


Figura 4.10: Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada.

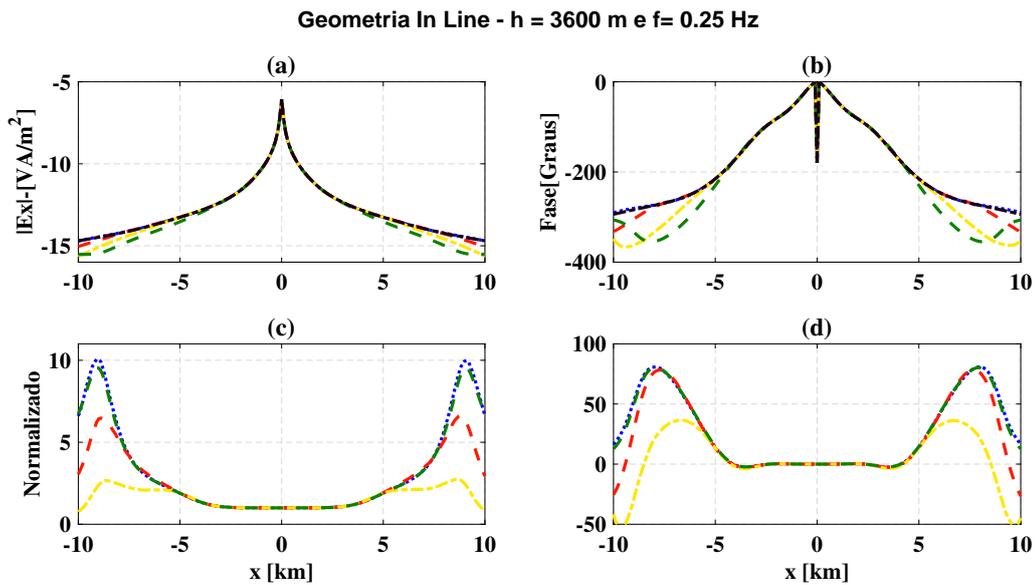


Figura 4.11: Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada.

Na Figura 4.11(a) constatamos que a curva azul praticamente coincidentes com a curva preta, enquanto que, as curvas vermelha e amarela coincidem, nesta ordem, até os *offsets* de 8000 m e 5500 m com a curva preta e a partir desse ponto passam a divergir. As respostas de fase na Figura 4.11(b) apresentam comportamento semelhante ao observado na figura 4.11(a), ou seja, a anomalia observada para o disco de 10000 m é equivalente a gerada pela camada resistiva e os discos de raio iguais a 7500 m e 5000 m passam a divergir a partir dos respectivos *offsets* 8000 m e 5500 m. Assim, a proximidade no comportamento dos resultados mostrados nas figuras 4.11(a) e 4.11(b) podem esta associados

ao predomínio do efeito galvânico.

No resultado mostrado na Figura 4.11(c) podemos notar que as respostas associadas aos discos de raio  $7500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$  tendem para curva preta e encontram-se em discordância a partir dos *offsets*  $8000\text{ m}$  e  $5500\text{ m}$ , porém a resposta do disco de raio  $10000\text{ m}$  apresentou valores levemente superiores a curva preta para *offsets* maiores que  $7500\text{ m}$ . Para a Figura 4.11(d) observamos que as curvas apresentam comportamento similar ao da Figura 4.11(c), em outras palavras, as curvas vermelha e amarela encontram-se em discordância a partir dos *offsets*  $8000\text{ m}$  e  $5500\text{ m}$  de acordo com o crescimento do raio, entretanto a variação de fase na curva azul foi coincidente com a curva preta. Dessa forma, a similaridade das respostas de acordo com as figuras 4.11(c) e 4.11(d) podem estar relacionadas a predominância do efeito galvânico e o comportamento diferenciado na curva azul ao acúmulo de cargas nas bordas do disco.

Nas figuras 4.12(a), 4.12(b), 4.12(c) e 4.12(d) apresentamos os resultados da comparação entre o modelo do disco resistivo 3D e camada resistiva 1D. Nestes resultados a profundidade dos corpos 3D e 1D encontra-se a  $3600\text{ m}$  e a frequência do DEH igual a  $0.5\text{ Hz}$ . Os resultados mostrados nas curvas azul, vermelha e amarela estão relacionados aos valores de raios do disco utilizados que são de  $10000\text{ m}$ ,  $7500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$ , respectivamente. Já as curvas verde e preta são, nesta ordem, as respostas do modelo na ausência do resistor (disco e camada) e na presença da camada resistiva.

Na Figura 4.12(a) constatamos que a curva azul praticamente coincidentes com a curva preta, enquanto que, as amplitudes provenientes dos discos de raio  $7500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$  coincidem, nesta ordem, até os *offsets* de  $9000\text{ m}$  e  $6000\text{ m}$  com a curva preta (camada resistiva 1D) e a partir desse ponto passam a divergir. As respostas de fase na Figura 4.12(b) apresentam comportamento semelhante ao observado na figura 4.12(a), ou seja, a anomalia observada para o disco de  $10000\text{ m}$  é equivalente a gerada pela camada resistiva e a fase associada aos discos de raio iguais a  $7500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$  passam a divergir a partir dos respectivos *offsets*  $8000\text{ m}$  e  $6000\text{ m}$ . Assim, a proximidade no comportamento dos resultados mostrados nas figuras 4.12(a) e 4.12(b) podem estar associados ao predomínio do efeito galvânico.

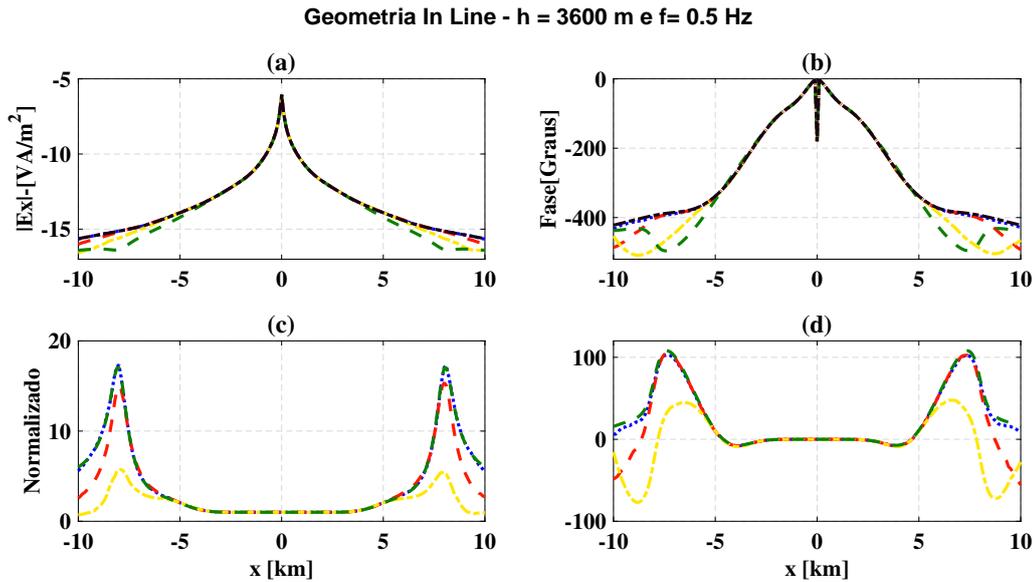


Figura 4.12: Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada.

No resultado mostrado na Figura 4.12(c) podemos notar que as respostas associadas aos discos de raio  $7500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$  tendem para curva preta e encontram-se em discordância a partir dos *offsets*  $8000\text{ m}$  e  $6000\text{ m}$ , porém a resposta do disco de raio  $10000\text{ m}$  apresentou valores coincidentes a curva preta. Para a Figura 4.12(d) observamos que as curvas vermelha e amarela apresentam comportamento similar ao da Figura 4.12(c), em outras palavras, a fase normalizada para discos de raio  $7500\text{ m}$   $5000\text{ m}$  encontram-se em discordância a partir dos *offsets*  $8000\text{ m}$  e  $6000\text{ m}$ , entretanto a variação de fase na curva azul foi levemente inferior para *offsets* superiores a  $8000\text{ m}$ . Dessa forma, a similaridade das respostas de acordo com as figuras 4.12(c) e 4.12(d) podem estar relacionadas a predominância do efeito galvânico e o comportamento diferenciado em azul para a fase normalizada ao acúmulo de carga nas bordas do disco.

Nas figuras 4.13(a), 4.13(b), 4.13(c) e 4.13(d) apresentamos os resultados da comparação entre o modelo do disco resistivo 3D e camada resistiva 1D. Nestes resultados a profundidade dos corpos 3D e 1D encontra-se a  $3600\text{ m}$  e a frequência do DEH igual a  $0.75\text{ Hz}$ . Os resultados mostrados nas curvas azul, vermelha e amarela estão relacionados aos valores de raios do disco utilizados que são de  $10000\text{ m}$ ,  $7500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$ , respectivamente. Já as curvas verde e preta são, nesta ordem, as respostas do modelo na ausência do resistor (disco e camada) e na presença da camada resistiva.

Na Figura 4.13(a) constatamos que a curva azul está em concordância com a curva preta até o *offset*  $8000\text{ m}$ , já a partir deste apresentou amplitudes superiores, enquanto que, as curvas vermelha e amarela coincidem, nesta ordem, até os *offsets* de  $9000\text{ m}$  e  $7000\text{ m}$  com a curva preta e a partir desse ponto passam a divergir. As respostas de fase na Figura 4.13(b) apresentam comportamento semelhante ao observado na figura 4.13(a) para os discos de raio  $7500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$ , ou seja, passam a divergir a partir dos

respectivos *offsets* 9000 m e 6000 m, já para o disco de raio 10000 m a variação na fase foi para *offset* 8000 m. Assim, a proximidade no comportamento dos resultados mostrados nas figuras 4.13(a) e 4.13(b) podem estar associados ao predomínio do efeito galvânico e o comportamento diferenciado associado ao acúmulo de carga na borda do disco.

No resultado mostrado na Figura 4.13(c) podemos notar que as respostas associadas aos discos de raio 7500 m e 5000 m tendem para curva preta e encontram-se em discordância a partir dos *offsets* 8000 m e 5500 m, porém a resposta do disco de raio 10000 m apresentou valores levemente superiores a curva preta para *offsets* maiores que 7500 m. Para a Figura 4.13(d) observamos que as curvas apresentam comportamento similar ao da Figura 4.13(c), em outras palavras, as curvas vermelha e amarela encontram-se em discordância a partir dos *offsets* 8000 m e 5500 m de acordo com o crescimento do raio, entretanto a variação de fase na curva azul foi coincidente com a curva preta. Dessa forma, a similaridade das respostas de acordo com as figuras 4.13(c) e 4.13(d) podem estar relacionadas a predominância do efeito galvânico e o comportamento diferenciado em azul ao acúmulo de carga nas bordas do disco e aumento da atenuação.

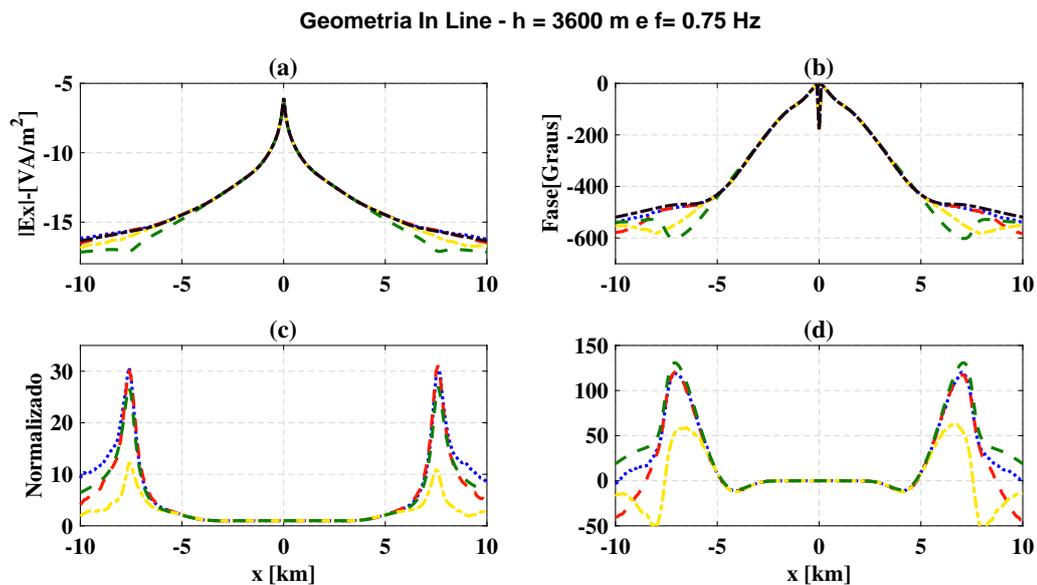


Figura 4.13: Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada.

Nas figuras 4.14(a), 4.14(b), 4.14(c) e 4.14(d) apresentamos os resultados da comparação entre o modelo do disco resistivo 3D e camada resistiva 1D. Nestes resultados a profundidade dos corpos 3D e 1D encontra-se a 4000 m e a frequência do DEH igual a 0.1 Hz. Os resultados mostrados nas curvas azul, vermelha e amarela estão relacionados aos valores de raios do disco utilizados que são de 10000 m, 7500 m e 5000 m, respectivamente. Já as curvas verde e preta são, nesta ordem, as respostas do modelo na ausência do resistor (disco e camada) e na presença da camada resistiva.

Na Figura 4.14(a) constatamos que a amplitude da resposta do disco resistivo de raio

10000  $m$  está em concordância com a amplitude da camada resistiva 1D, enquanto que, as curvas vermelha e amarela coincidem, nesta ordem, até os *offsets* de 8000  $m$  e 5500  $m$  com a curva **D** e a partir desse ponto passam a divergir. As respostas de fase na Figura 4.14(b) apresentam comportamento semelhante ao observado na figura 4.14(a), ou seja, a fase normalizada para os discos de 7500  $m$  e 5000  $m$  passam a divergir a partir dos respectivos *offsets* 9000  $m$  e 6000  $m$ , já para o disco de raio 10000  $m$  a variação na fase foi equivalente a observada para a camada resistiva 1D. Assim, a proximidade no comportamento dos resultados mostrados nas figuras 4.14(a) e 4.14(b) podem estar associados ao predomínio do efeito galvânico.

No resultado mostrado na Figura 4.14(c) podemos notar que as respostas associadas aos discos de raio 7500  $m$  e 5000  $m$  tendem para curva preta e encontram-se em discordância a partir dos *offsets* 8000  $m$  e 5500  $m$ , porém a resposta do disco de raio 10000  $m$  apresentou valores levemente superiores a curva preta para *offsets* maiores que 7500  $m$ . Para a Figura 4.14(d) observamos que as curvas apresentam comportamento similar ao da Figura 4.14(c), em outras palavras, a variação na fase para os discos de raio 7500  $m$  e 5000  $m$  encontram-se em discordância a partir dos *offsets* 8000  $m$  e 5500  $m$ , entretanto a variação de fase na curva azul passou a discordar da curva preta a partir do *offset* 7500  $m$ . Dessa forma, a similaridade das respostas de acordo com as figuras 4.14(c) e 4.14(d) podem estar relacionadas a predominância do efeito galvânico e ao acúmulo de carga nas bordas do disco.

Nas figuras 4.15(a), 4.15(b), 4.15(c) e 4.15(d) apresentamos os resultados da comparação entre o modelo do disco resistivo 3D e camada resistiva 1D. Nestes resultados a profundidade dos corpos 3D e 1D encontra-se a 4000  $m$  e a frequência do DEH igual a 0.25  $Hz$ . Os resultados mostrados nas curvas azul, vermelha e amarela estão relacionados aos valores de raios do disco utilizados que são de 10000  $m$ , 7500  $m$  e 5000  $m$ , respectivamente. Já as curvas verde e preta são, nesta ordem, as respostas do modelo na ausência do resistor (disco e camada) e na presença da camada resistiva.

Na Figura 4.15(a) constatamos que a amplitude da resposta do disco resistivo de raio 10000  $m$  está em concordância com a amplitude da camada resistiva 1D, enquanto que, as curvas vermelha e amarela coincidem, nesta ordem, até os *offsets* de 8000  $m$  e 5500  $m$  com a curva preta e a partir desse ponto passam a divergir. As respostas de fase na Figura 4.15(b) apresentam comportamento semelhante ao observado na figura 4.15(a), ou seja, a fase para os discos de 7500  $m$  e 5000  $m$  passam a divergir a partir dos respectivos *offsets* 8000  $m$  e 5500  $m$ , já para o disco de raio 10000  $m$  a variação na fase foi equivalente a observada para a camada resistiva 1D. Assim, a proximidade no comportamento dos resultados mostrados nas figuras 4.15(a) e 4.15(b) podem estar associados ao predomínio do efeito galvânico.

No resultado mostrado na Figura 4.15(c) podemos notar que as respostas associadas aos discos de raio 7500  $m$  e 5000  $m$  tendem para curva preta e encontram-se em discor-

dância a partir dos *offsets* 8000 m e 5500 m, porém a resposta do disco de raio 10000 m apresentou equivalentes a curva preta. Para a Figura 4.15(d) observamos que as curvas apresentam comportamento similar ao da Figura 4.15(c), ou melhor, a variação na fase para os discos de raio 7500 m e 5000 m encontram-se em discordância a partir dos *offsets* 8000 m e 5500 m, entretanto a variação de fase na curva azul mostrou-se equivalente a resposta da camada resistiva 1D. Dessa forma, a similaridade das respostas de acordo com as figuras 4.15(c) e 4.15(d) podem estar relacionadas a predominância do efeito galvânico e ao acúmulo de carga nas bordas do disco.

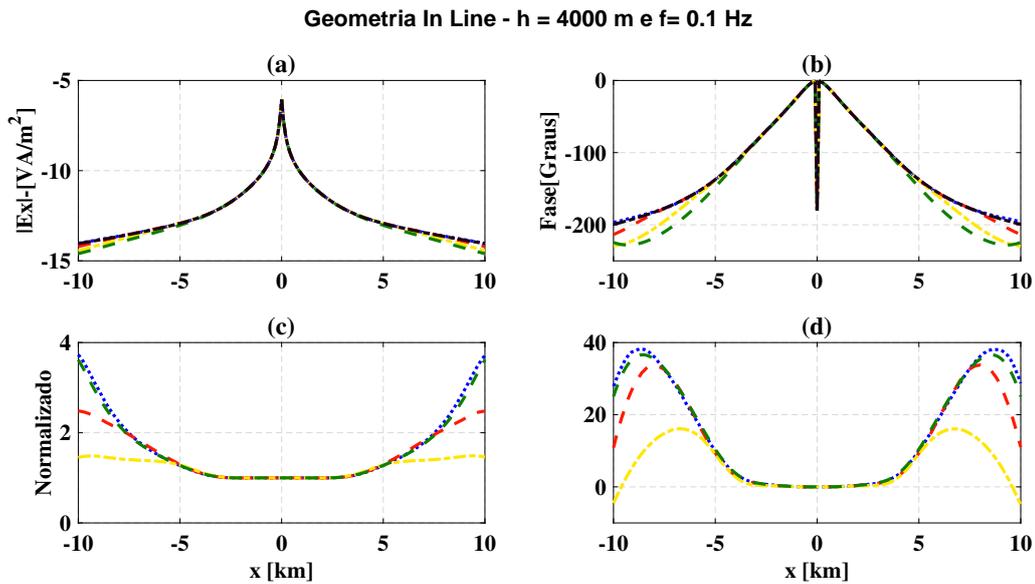


Figura 4.14: Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada.

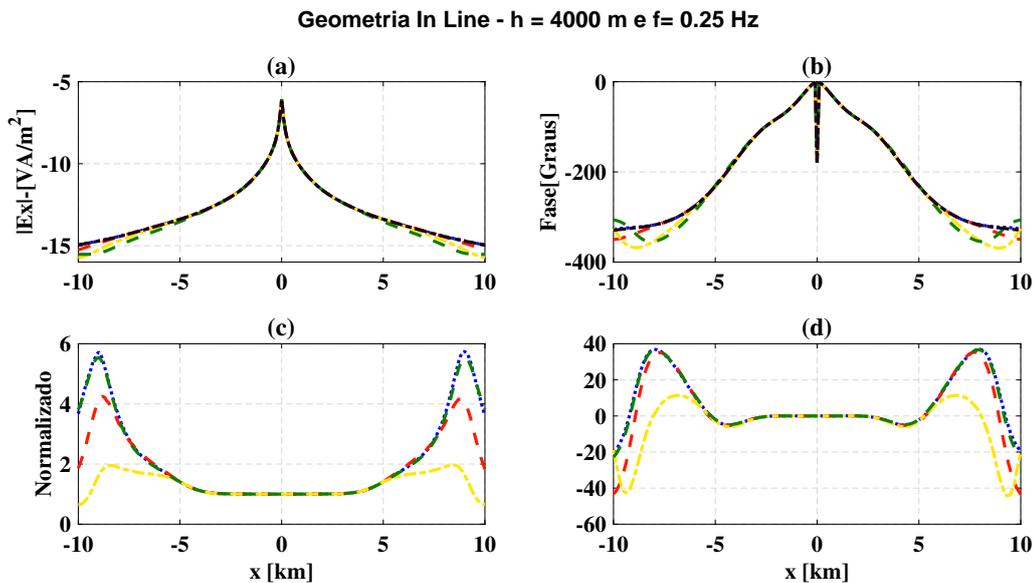


Figura 4.15: Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada.

Nas figuras 4.16(a), 4.16(b), 4.16(c) e 4.16(d) apresentamos os resultados da comparação entre o modelo do disco resistivo 3D e camada resistiva 1D. Nestes resultados a profundidade dos corpos 3D e 1D encontra-se a  $4000\text{ m}$  e a frequência do DEH igual a  $0.5\text{ Hz}$ . Os resultados mostrados nas curvas azul, vermelha e amarela estão relacionados aos valores de raios do disco utilizados que são de  $10000\text{ m}$ ,  $7500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$ , respectivamente. Já as curvas verde e preta são, nesta ordem, as respostas do modelo na ausência do resistor (disco e camada) e na presença da camada resistiva.

Na Figura 4.16(a) constatamos que a amplitude da resposta do disco resistivo de raio  $10000\text{ m}$  está em concordância com a amplitude da camada resistiva 1D, enquanto que, as curvas vermelha e amarela coincidem, nesta ordem, até os *offsets* de  $8000\text{ m}$  e  $5500\text{ m}$  com a curva preta e a partir desse ponto passam a divergir. As respostas de fase na Figura 4.16(b) apresentam comportamento similar ao observado na figura 4.16(a), ou seja, a fase para os discos de  $7500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$  passam a divergir a partir dos respectivos *offsets*  $8000\text{ m}$  e  $5500\text{ m}$ , já para o disco de raio  $10000\text{ m}$  a fase foi equivalente a observada para a camada resistiva 1D. Assim, a proximidade no comportamento dos resultados mostrados nas figuras 4.16(a) e 4.16(b) podem estar associados ao predomínio do efeito galvânico.

No resultado mostrado na Figura 4.16(c) podemos notar que as respostas associadas aos discos de raio  $7500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$  tendem para curva preta e encontram-se em discordância a partir dos *offsets*  $8000\text{ m}$  e  $5500\text{ m}$ , porém a resposta do disco de raio  $10000\text{ m}$  apresentou equivalentes a curva preta. Para a Figura 4.16(d) observamos que as curvas apresentam comportamento análogo ao da Figura 4.16(c), ou melhor, a variação na fase para os discos de raio  $7500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$  encontram-se em discordância a partir dos *offsets*  $8000\text{ m}$  e  $5500\text{ m}$ , entretanto a variação de fase na curva azul mostrou-se equivalente a resposta da camada resistiva 1D. Dessa forma, a similaridade das respostas de acordo com as figuras 4.16(c) e 4.16(d) podem estar relacionadas a predominância do efeito galvânico e ao acúmulo de carga nas bordas do disco.

Na Figura 4.17 só foram observadas variações para *offsets* em que a fase está praticamente constante, que corresponde a zona de domínio da onda aérea.

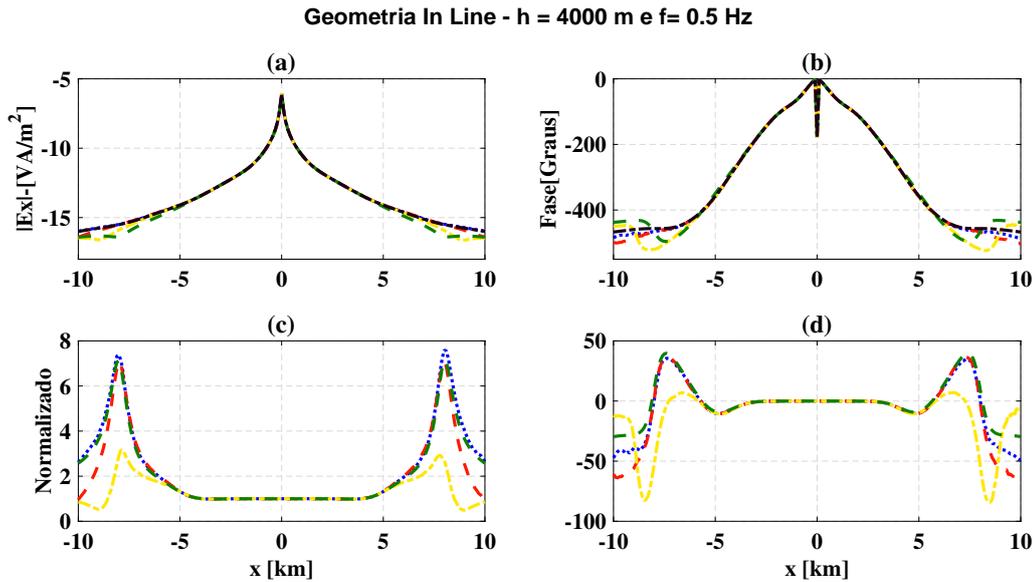


Figura 4.16: Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada.

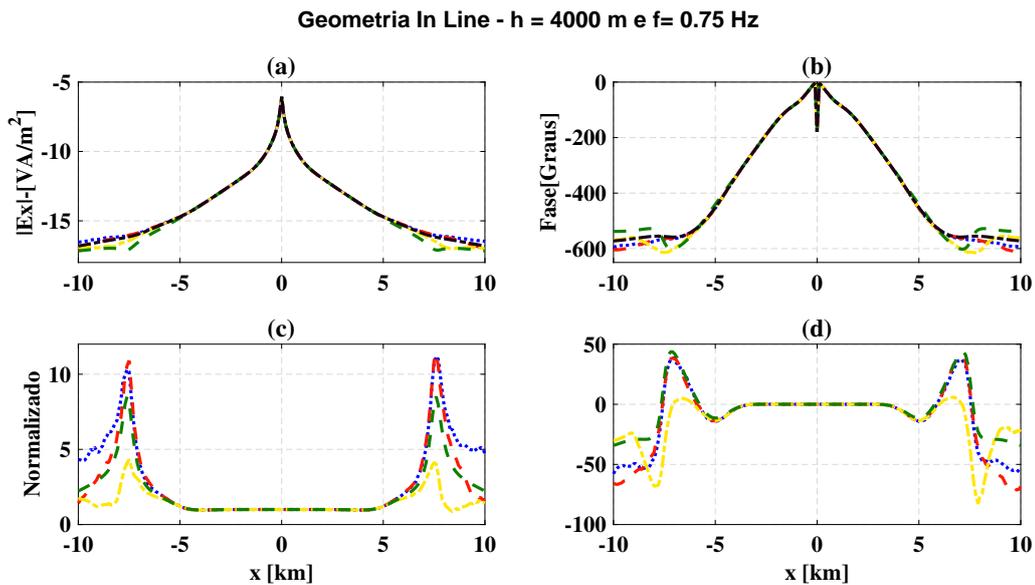


Figura 4.17: Resposta para um disco resistivo. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada e (d) Fase normalizada.

#### 4.4 EFEITO DA ANISOTROPIA

Para analisarmos o efeito da anisotropia utilizamos um modelo geo-elétrico que consiste em um sistema constituído não apenas pelo ar, mar e sedimentos, mas também por um alvo resistivo conforme a Figura 4.18. A resistividade do ar foi considerada como  $1 \times 10^9 \Omega \cdot m$  e a do mar  $0.3 \Omega \cdot m$  com profundidade de  $1500 m$ . O DEH emite sinal de frequência igual a  $0.25 Hz$  que difundisse por todo o espaço e encontra-se na posição  $(0, 0, 1470) m$ .

Ressaltamos que as regiões correspondentes ao ar e mar são consideradas isotrópicas

enquanto que os sedimentos e o resistor, eventualmente, são considerados anisotrópicos. Por conseguinte, podemos considerar três tipos de variações deste cenário, sendo a primeira, sedimento anisotrópico e resistor isotrópico, a segunda, sedimento isotrópico e resistor anisotrópico e por ultimo temos ambos anisotrópicos. A Figura 4.19 mostra a extensão lateral do resistor que é  $10000\text{ m}$  nas direções  $x$  e  $y$ , e apresenta resistividade de  $100\ \Omega \cdot m$  quando isotrópico, enquanto que, para o caso anisotrópico, os valores de resistividade nos eixos principais de anisotropia são  $200\ \Omega \cdot m$  e  $500\ \Omega \cdot m$ . Para os sedimentos a resistividade é de  $1\ \Omega \cdot m$  para o caso isotrópico, enquanto que, para o anisotrópico temos os valores  $2\ \Omega \cdot m$ ,  $5\ \Omega \cdot m$  e  $10\ \Omega \cdot m$ . E o máximo *offset* empregado nos resultados a seguir é de  $10000\text{ m}$ .

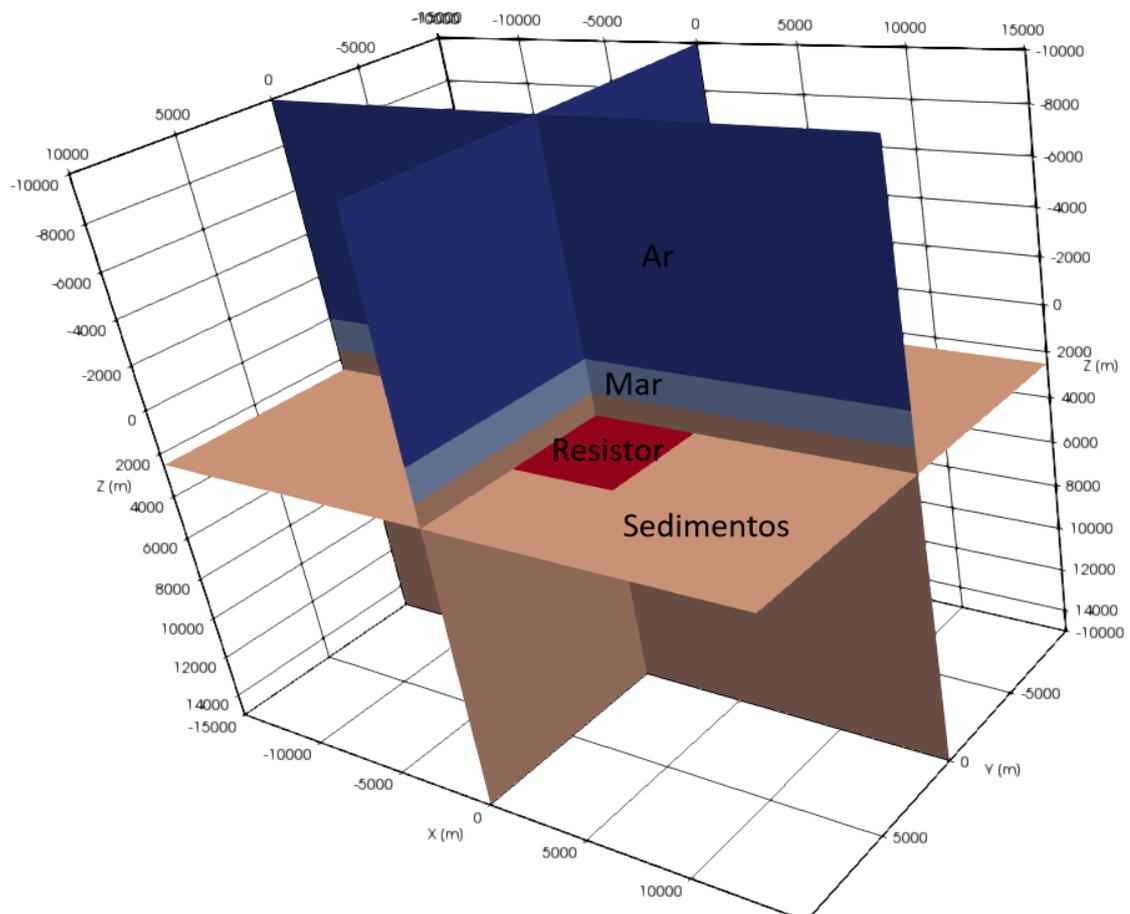


Figura 4.18: Modelo geo-elétrico utilizado para análise da anisotropia.

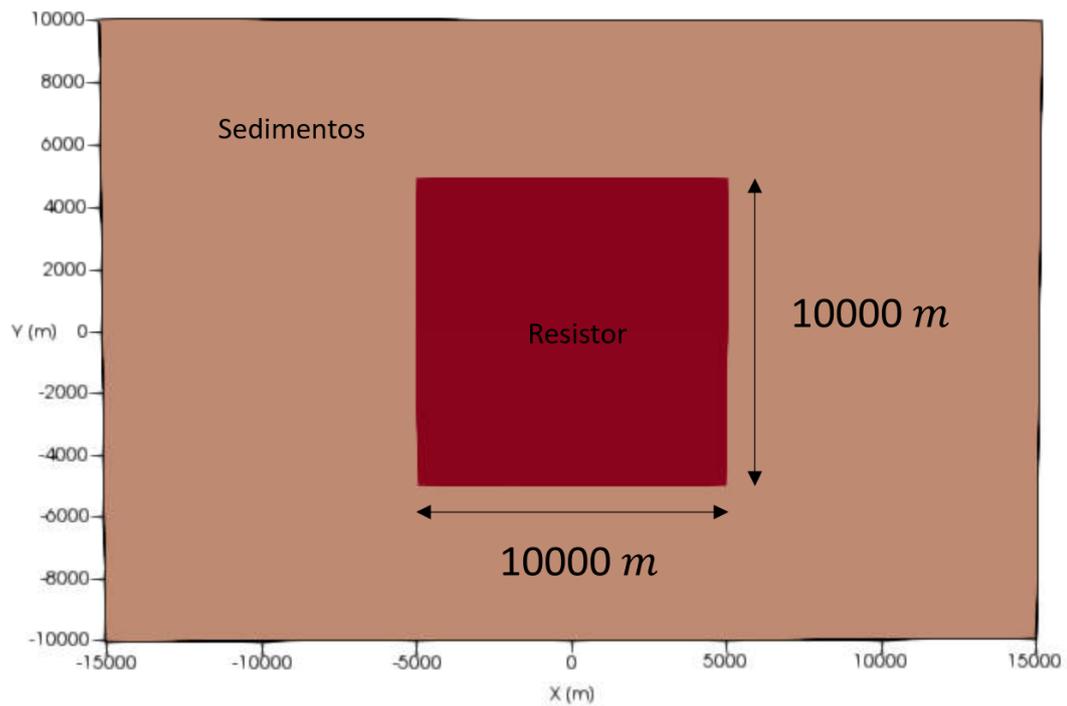


Figura 4.19: Plano  $xy$  que mostra a extensão lateral do alvo resistivo.

A partir de agora vamos analisar o caso da isotropia transversal com eixo de simetria nas direções  $x$ ,  $y$  e  $z$ . Onde para cada caso estaremos modelando duas situações, na primeira, teremos variação na resistividade anisotrópica para a direção do eixo de simetria, já para a segunda, variamos a resistividade no plano transversal, ou seja, teremos seis diferentes casos de anisotropia ver figura 4.20. Quanto à simetria, estas situações são classificadas como tetragonal, onde dois dos eixos principais de anisotropia são iguais e ortogonais entre si (Feynman et al., 2008).

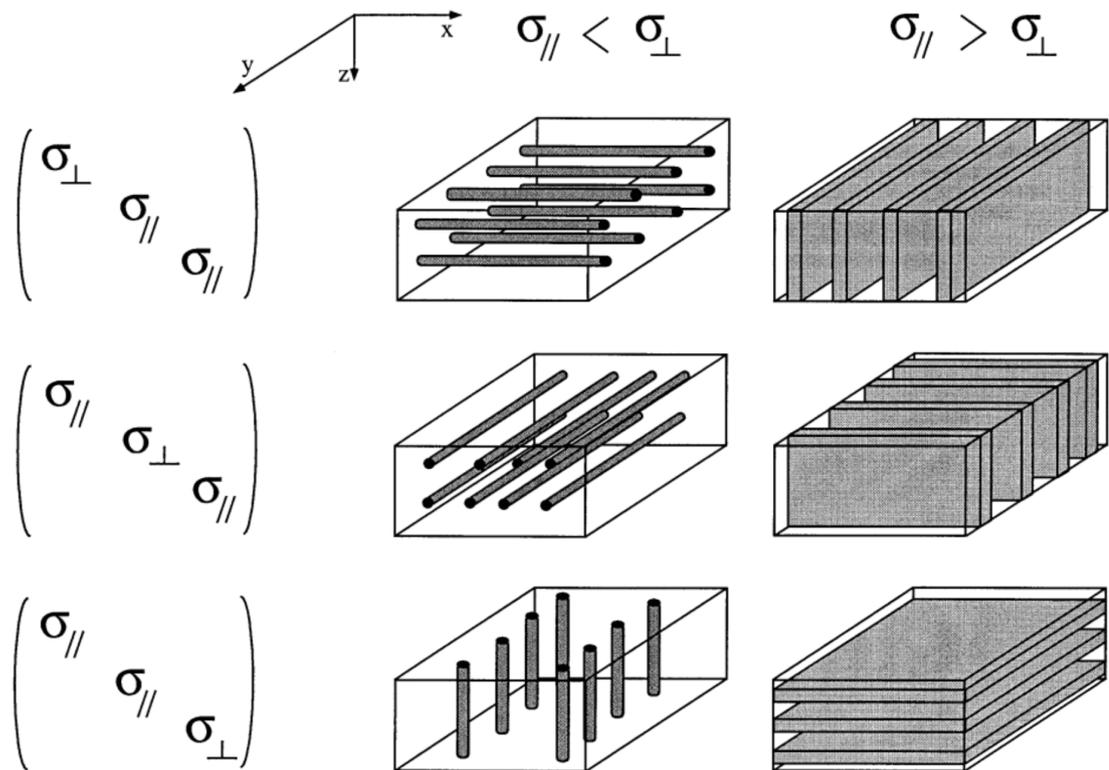


Figura 4.20: Ilustração dos casos de anisotropia tratados e o respectivo tensor de condutividade. Fonte: (Everett and Constable, 1999).

Para fins didáticos, decidimos apresentar a aplicação das anisotropias, relatadas acima, agrupadas em três casos:

- Anisotropia somente no sedimento;
- Anisotropia somente no alvo resistivo;
- Anisotropia aplicada tanto no sedimento quanto ao resistor.

#### 4.4.1 Anisotropia no pacote sedimentar

Nesta seção aplicamos a anisotropia no pacote sedimentar com intuito de compreender seu efeito sobre as aquisições *in line* e *broadside*. Para isso, analisamos a resposta da componente  $E_x$  para três situações de anisotropia onde mostramos a amplitude e fase da referida componente. Buscamos realçar o efeito da anisotropia na modelagem, para isso, apresentamos três normalizações. Na primeira, normalizamos a resposta do pacote sedimentar anisotrópico com resistor isotrópico pela resposta isotrópica no sedimento e, na segunda pela isotrópica no conjunto sedimento/resistor e por fim pelo pacote sedimentar anisotrópico na ausência do resistor. Este último tipo de normalização foi aplicado somente para o caso de isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$ . Para

uma abordagem mais quantitativa na análise dos resultados que serão apresentados focalizamos a discussão em dois *offsets*. O primeiro corresponde ao  $-5000\text{ m}$  situado sobre a borda do resistor enquanto que o segundo é  $-9000\text{ m}$ .

Nas Figuras 4.21 e 4.22, cuja resposta da componente  $E_x$  está associada ao caso isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$ , temos que a curva azul corresponde aos seguintes valores de resistividade quanto ao sedimento  $\rho_x = 2\ \Omega \cdot m$ ,  $\rho_y = \rho_z = 1\ \Omega \cdot m$  e, quanto ao resistor,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100\ \Omega \cdot m$ , ao passo que, a curva vermelha apresenta os seguintes valores de resistividade quanto ao sedimento  $\rho_x = 5\ \Omega \cdot m$ ,  $\rho_y = \rho_z = 1\ \Omega \cdot m$  e, quanto ao resistor,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100\ \Omega \cdot m$  e, em relação à curva amarela, possuímos  $\rho_x = 10\ \Omega \cdot m$ ,  $\rho_y = \rho_z = 1\ \Omega \cdot m$  quanto ao sedimento e,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100\ \Omega \cdot m$  quanto à resistividade do resistor. A curva verde está associada ao caso isotrópico onde o pacote sedimentar possui resistividade igual a  $\rho = 1\ \Omega \cdot m$  e o alvo resistivo igual a  $\rho = 100\ \Omega \cdot m$ , enquanto que, para a curva preta, temos resistividade igual a  $\rho = 1\ \Omega \cdot m$  na ausência do resistor. As Figuras 4.21(a), 4.22(a), 4.21(b) e 4.22(b) exibem, nesta ordem, a amplitude e fase da componente  $E_x$  do campo, ao passo que, nas figuras 4.21(c), 4.22(c), 4.21(d) e 4.22(d) temos a resposta normalizada pela curva preta e, nas figuras 4.21(e), 4.22(e), 4.21(f) e 4.22(f) apresentamos a resposta normalizada pela curva verde.

Observamos na Figura 4.21(a) que as amplitudes das curvas azul, vermelha e amarela quando comparadas com a curva verde apresentam valores muito próximos de amplitude apesar da variação de  $\rho_x$ ; já na Figura 4.21(b) constatamos que alteração na fase concentrou-se, aproximadamente, entre os *offsets* de  $1500\text{ m}$  e  $5000\text{ m}$  e superiores a  $9000\text{ m}$ . A Figura 4.21(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\ \Omega \cdot m$ ,  $5\ \Omega \cdot m$  e  $10\ \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000\text{ m}$  obtemos valores 9.2, 7.9 e 6.7 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000\text{ m}$  valores 7.8, 11 e 14.6 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de  $5000\text{ m}$  e  $9000\text{ m}$ , respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma redução na amplitude para *offsets* próximos e sobre o resistor, enquanto que, para *offsets* superiores a  $7500\text{ m}$  houve um aumento da amplitude associado a crescente resistividade na direção do eixo de simetria. A Figura 4.21(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\ \Omega \cdot m$ ,  $5\ \Omega \cdot m$  e  $10\ \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000\text{ m}$  obtemos as seguintes variações na fase 149.6, 158 e 150 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000\text{ m}$  os valores de 30, 32.6 e 49 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de  $5000\text{ m}$  e  $9000\text{ m}$ . Logo, o aumento

## Geometria In Line - Anisotropia Sedimento

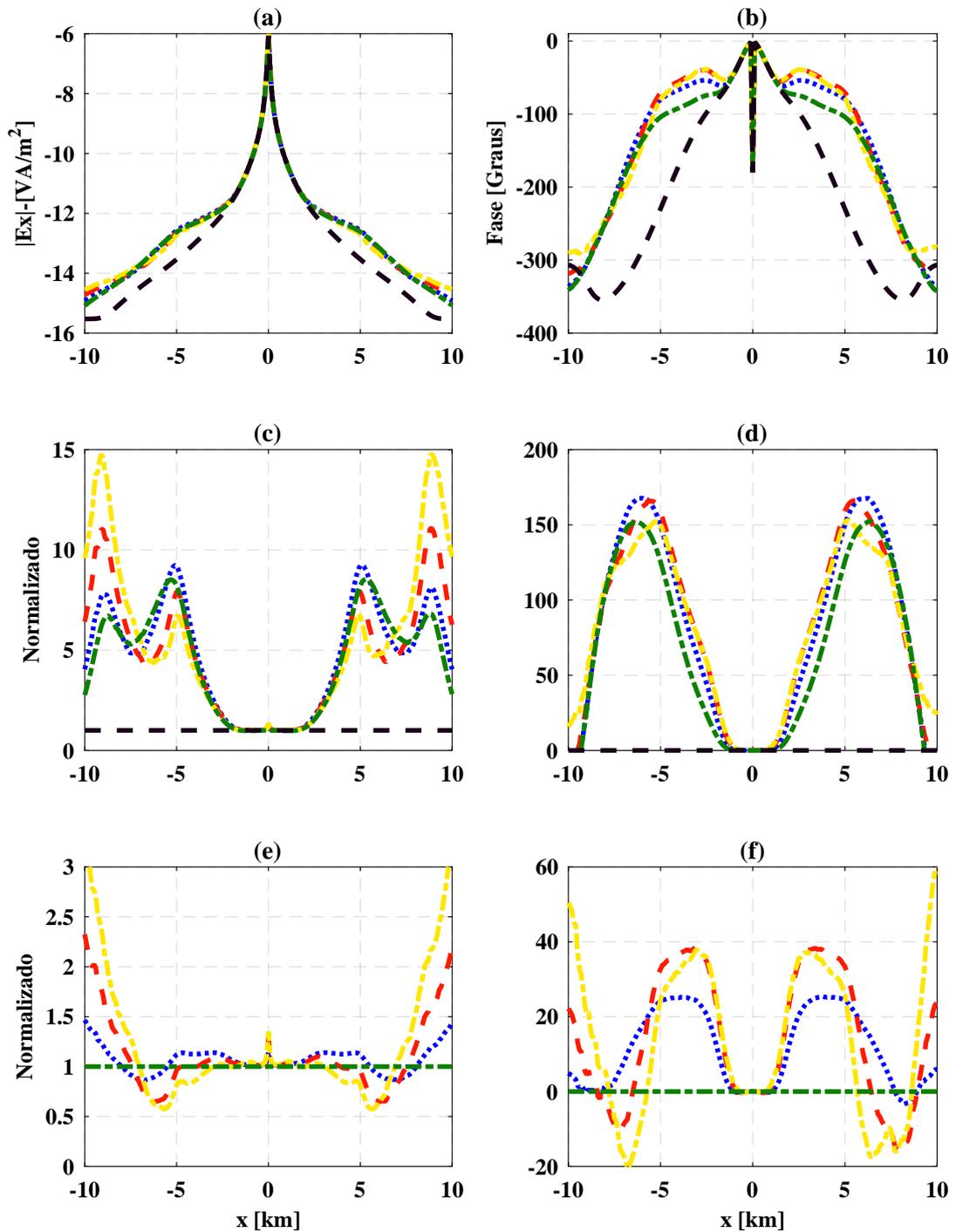


Figura 4.21: Isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$  para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma variação média de 154 e 37.2 para os respectivos *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m* e superiores ao caso isotrópico para *offsets* entre 1500 *m* e 8000 *m*, enquanto que, para *offsets* superiores a 8000 *m* houve variações na fase superiores ao caso isotrópico associado a crescente resistividade na direção do eixo de simetria. A Figura 4.21(e) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 1.1, 1 e 0.8 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* valores 1.2, 1.7 e 2.3 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma redução na amplitude para *offsets* próximos ao resistor e sobre ele, enquanto que, para *offsets* superiores a 7500 *m* houve um aumento da amplitude associado a crescente resistividade na direção do eixo de simetria. Ressaltamos que a anisotropia no pacote sedimentar reduziu a amplitude da anomalia proveniente de um alvo resistivo. A Figura 4.21(f) exibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 24, 32.7 e 24.5 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de  $-0.1$ , 4.5 e 20.8 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma variação média na fase de 27 e 25.2 para os respectivos *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m* que é inferior a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos para *offsets* entre 1500 *m* e 5000 *m* e para superiores a 7500 *m* houve variações na fase inferiores ao caso isotrópico associado a crescente resistividade na direção do eixo de simetria. Desta maneira, devido ao aumento da amplitude do campo para grandes *offsets* é admissível dizer que a atenuação diminuiu em decorrência da amplificação do *skin depth* na direção do eixo de anisotropia, ou melhor, houve um aumento do efeito indutivo. É razoável dizer que a isotropia transversal com eixo de simetria na direção *x* atenuou a resposta para *offsets* sobre o resistor pois, afetou o fluxo de corrente que incide normal ao resistor e por isso afetou o acúmulo de carga sobre o mesmo reduzindo o efeito galvânico na aquisição *in line*.

A Figura 4.22(a) apresenta valores de amplitude que são crescentes à medida que a resistividade aumenta e, superiores a curva verde. Já na Figura 4.22(b) constatamos que as alterações na fase ocorreram de forma significativa para *offsets* maiores que 1500 *m* de modo análogo ao ocorrido com a amplitude. A figura 4.22(c) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 3.2, 8.7 e 13.8 vezes maior

## Geometria Broadside - Anisotropia Sedimento

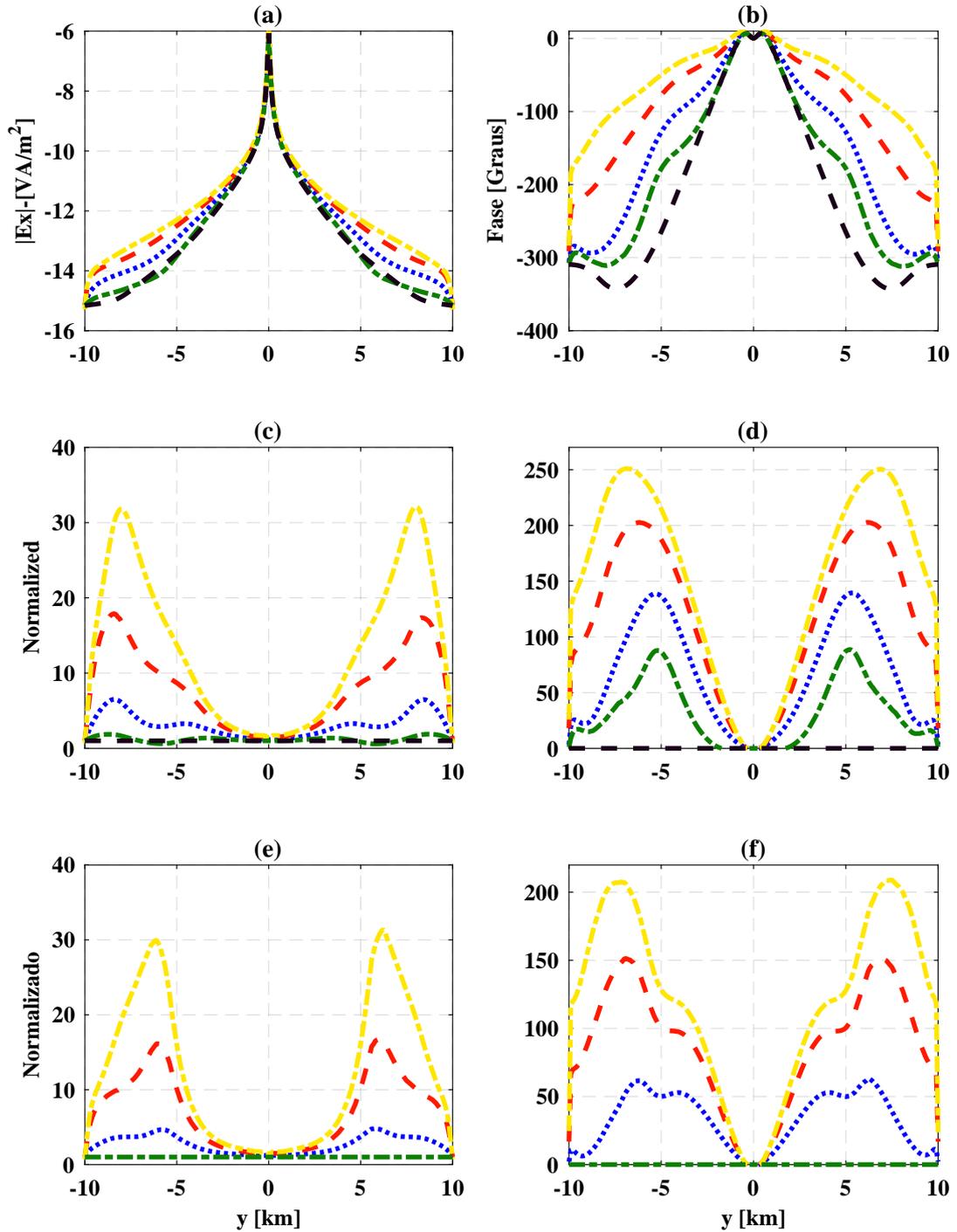


Figura 4.22: Isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$  para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 m valores 5.6, 15.9 e 22 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 0.9 e 1.8 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de 5000 m e 9000 m, respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu amplitudes crescentes com a resistividade anisotrópica e maiores que o caso isotrópico. A figura 4.22(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 m obtemos as seguintes variações na fase 136, 187 e 214.9 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 m os valores de 22, 5, 103 e 170.6 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 86.3 e 15, respectivamente, para os *offsets* de 5000 m e 9000 m. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior ao caso isotrópico. A Figura 4.22(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de 5000 m obtemos valores 3.7, 10 e 15.9 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 m valores 3, 8.7 e 12 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria aumentou a amplitude para todos *offsets*. Ressaltamos que a anisotropia no pacote sedimentar amplificou a amplitude da anomalia proveniente de um alvo resistivo isotrópico quando comparado com o resistor/sedimento isotrópico. A Figura 4.22(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 m obtemos as seguintes variações na fase 50, 100.9 e 128.6 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 m os valores de 22.5, 103 e 170.6 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Desta maneira, devido ao aumento da amplitude do campo para grandes *offsets* é admissível dizer que a atenuação diminuiu em decorrência da amplificação do *skin depth* na direção do eixo de anisotropia, ou melhor, houve um aumento do efeito indutivo. É razoável dizer que a isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$  amplificou a resposta para *offsets* sobre o resistor pois, afetou o fluxo de corrente que incide normal ao resistor e com isso afetou o acúmulo de carga sobre o mesmo aumento o efeito galvânico na aquisição *broadside*.

Nas Figuras 4.23 e 4.24, cuja resposta está associada ao caso da isotropia transversal

## Geometria In Line - Anisotropia Sedimento

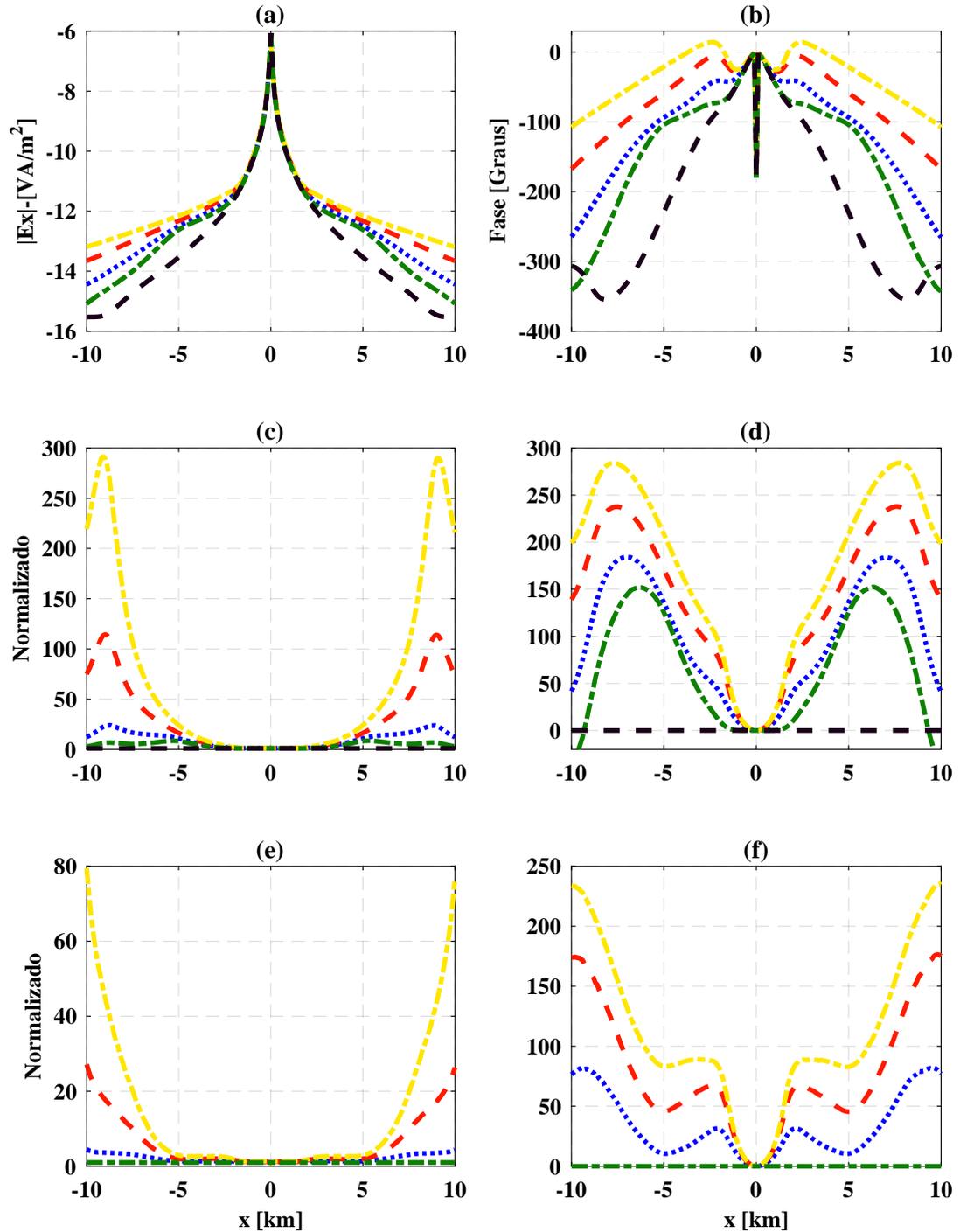


Figura 4.23: Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$  para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

## Geometria Broadside - Anisotropia Sedimento

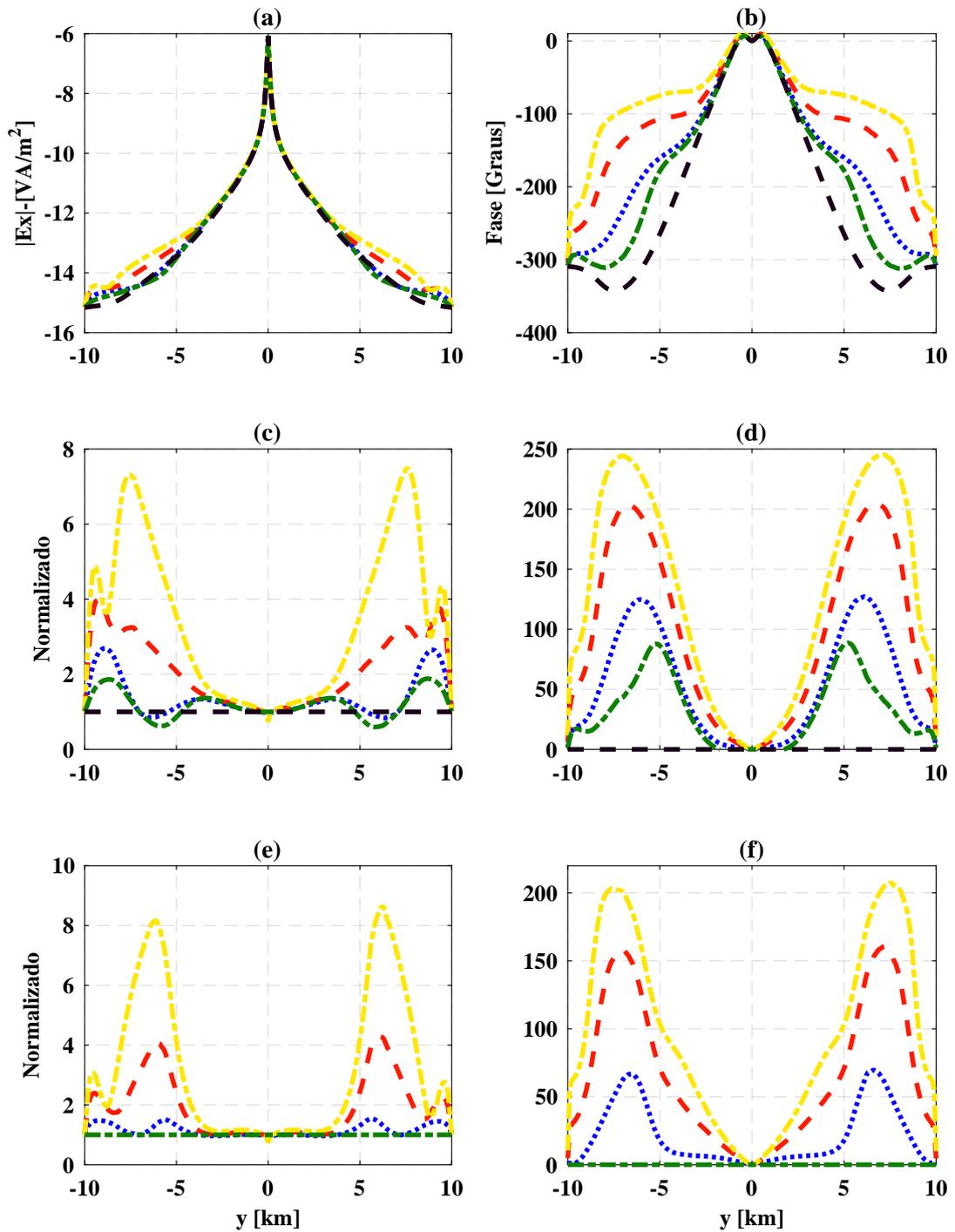


Figura 4.24: Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$  para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

com eixo de simetria na direção  $x$  onde variamos a resistividade no plano transversal, temos que a curva azul está associada aos seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_x = 1 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_y = \rho_z = 2 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100 \Omega \cdot m$ , ao passo que, a curva vermelha apresenta os seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_x = 1 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_y = \rho_z = 5 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100 \Omega \cdot m$  e, em relação à curva amarela, utilizamos valores de resistividade  $\rho_x = 1 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_y = \rho_z = 10 \Omega \cdot m$  quanto ao sedimento e,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100 \Omega \cdot m$  quanto à resistividade do resistor. A curva verde está associada ao caso isotrópico onde o pacote sedimentar possui resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  e o alvo resistivo igual a  $\rho = 100 \Omega \cdot m$ , enquanto que, para a curva preta, temos resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  e representa a resposta na ausência do alvo resistivo. As Figuras 4.23(a), 4.24(a), 4.23(b) e 4.24(b) exibem, nesta ordem, a amplitude e fase da componente  $E_x$  do campo, ao passo que, nas figuras 4.23(c), 4.24(c), 4.23(d) e 4.24(d) temos a resposta normalizada pela curva preta e, nas figuras 4.23(e), 4.24(e), 4.23(f) e 4.24(f) apresentamos a resposta normalizada pela curva verde.

A Figura 4.23(a) apresenta valores de amplitude superiores em relação ao caso isotrópico (curva verde); já para a Figura 4.23(b) constatamos que as alterações na fase ocorreram de forma significativa para *offsets* maiores que  $1500 m$  e apresentou comportamento similar a amplitude. A Figura 4.23(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2 \Omega \cdot m$ ,  $5 \Omega \cdot m$  e  $10 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 10.9, 16.2 e 24 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 23.3, 114.4 e 289.7 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ , respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu amplitudes crescentes com a resistividade anisotrópica e maiores que o caso isotrópico. A Figura 4.23(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2 \Omega \cdot m$ ,  $5 \Omega \cdot m$  e  $10 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 136, 171 e 208.7 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de 107, 9, 190.2 e 244.2 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ . Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior ao caso isotrópico. A Figura 4.23(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2 \Omega \cdot m$ ,  $5 \Omega \cdot m$  e  $10 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 1.3, 2 e 2.9

vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 m valores 3.6, 17.7 e 44.9 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria aumentou a amplitude para todos *offsets*. Ressaltamos que a anisotropia no pacote sedimentar amplificou a amplitude da anomalia proveniente de um alvo resistivo isotrópico quando comparado com o resistor/sedimento isotrópico. A Figura 4.23(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 m obtemos as seguintes variações na fase 10.5, 45.5 e 83 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 m os valores de 79.7, 162 e 216 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Desta maneira, devido ao aumento da amplitude do campo, para *offsets* além do resistor, é admissível dizer que a atenuação diminuiu em decorrência da amplificação do *skin depth* no plano transversal ao eixo de simetria, ou melhor, houve um aumento do efeito indutivo. É razoável dizer que a anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$  amplificou a resposta para *offsets* sobre o resistor pois, afetou o fluxo de corrente que incide normal ao resistor e com isso alterou o acúmulo de carga sobre o mesmo aumento o efeito galvânico na aquisição *in line*.

A Figura 4.24(a) apresenta valores de amplitude superiores a da curva verde; já para a Figura 4.24(b) constatamos que a alteração na fase ao longo de todos os *offsets* de forma significativa. A Figura 4.24(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de 5000 m obtemos valores 1.1, 2.1 e 3.6 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 m valores 2.7, 3.8 e 3.9 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 0.9 e 1.8 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de 5000 m e 9000 m, respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu amplitudes crescentes com a resistividade anisotrópica e maiores que o caso isotrópico. A Figura 4.24(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 m obtemos as seguintes variações na fase 104, 157 e 190 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 m os valores de 24, 9, 69.8 e 115 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na

fase de 86.3 e 15, respectivamente, para os *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m*. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior ao caso isotrópico. A Figura 4.24(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 1.3, 2.4 e 4.1 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* valores 1.5, 2.1 e 2.1 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria aumentou a amplitude do campo. Ressaltamos que a anisotropia no pacote sedimentar amplificou a amplitude da anomalia proveniente de um alvo resistivo isotrópico quando comparado com o resistor/sedimento isotrópico. A Figura 4.24(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 17.8, 71 e 103.6 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de 9.9, 54.8 e 100 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Desta maneira, diante do aumento considerável da amplitude do campo para as curvas azul, vermelho e amarela é admissível dizer que a atenuação diminuiu em decorrência da amplificação do *skin depth* no plano transversal ao eixo de simetria. É razoável dizer que a anisotropia transversal ao eixo de simetria na direção *x* teve efeito muito expressivo sobre a aquisição *broadside* pois, houve o predomínio do efeito indutivo.

Nas Figuras 4.25 e 4.26, cuja resposta está associada ao caso isotropia transversal com eixo de simetria na direção *y*, temos que a curva azul está associada aos seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_y = 2\Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_z = 1\Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100\Omega \cdot m$ , ao passo que, a curva vermelha apresenta os seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_y = 5\Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_z = 1\Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100\Omega \cdot m$  e, em relação à curva amarela, possuímos  $\rho_y = 10\Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_z = 1\Omega \cdot m$  quanto ao sedimento e,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100\Omega \cdot m$  quanto à resistividade do resistor. A curva verde está associada ao caso isotrópico onde o pacote sedimentar possui resistividade igual a  $\rho = 1\Omega \cdot m$  e o alvo resistivo igual a  $\rho = 100\Omega \cdot m$ , enquanto que, para a curva preta, temos resistividade igual a  $\rho = 1\Omega \cdot m$  para o pacote sedimentar na ausência do resistor. As Figuras 4.25(a), 4.26(a), 4.25(b) e 4.26(b) exibem, nesta ordem, a amplitude e fase da componente  $E_x$  do campo, ao passo que, nas figuras 4.25(c), 4.26(c), 4.25(d) e 4.26(d) temos a resposta normalizada pela curva preta e, nas figuras 4.25(e), 4.26(e), 4.25(f) e 4.26(f) apresentamos a resposta normalizada pela curva verde.

## Geometria In Line - Anisotropia Sedimento

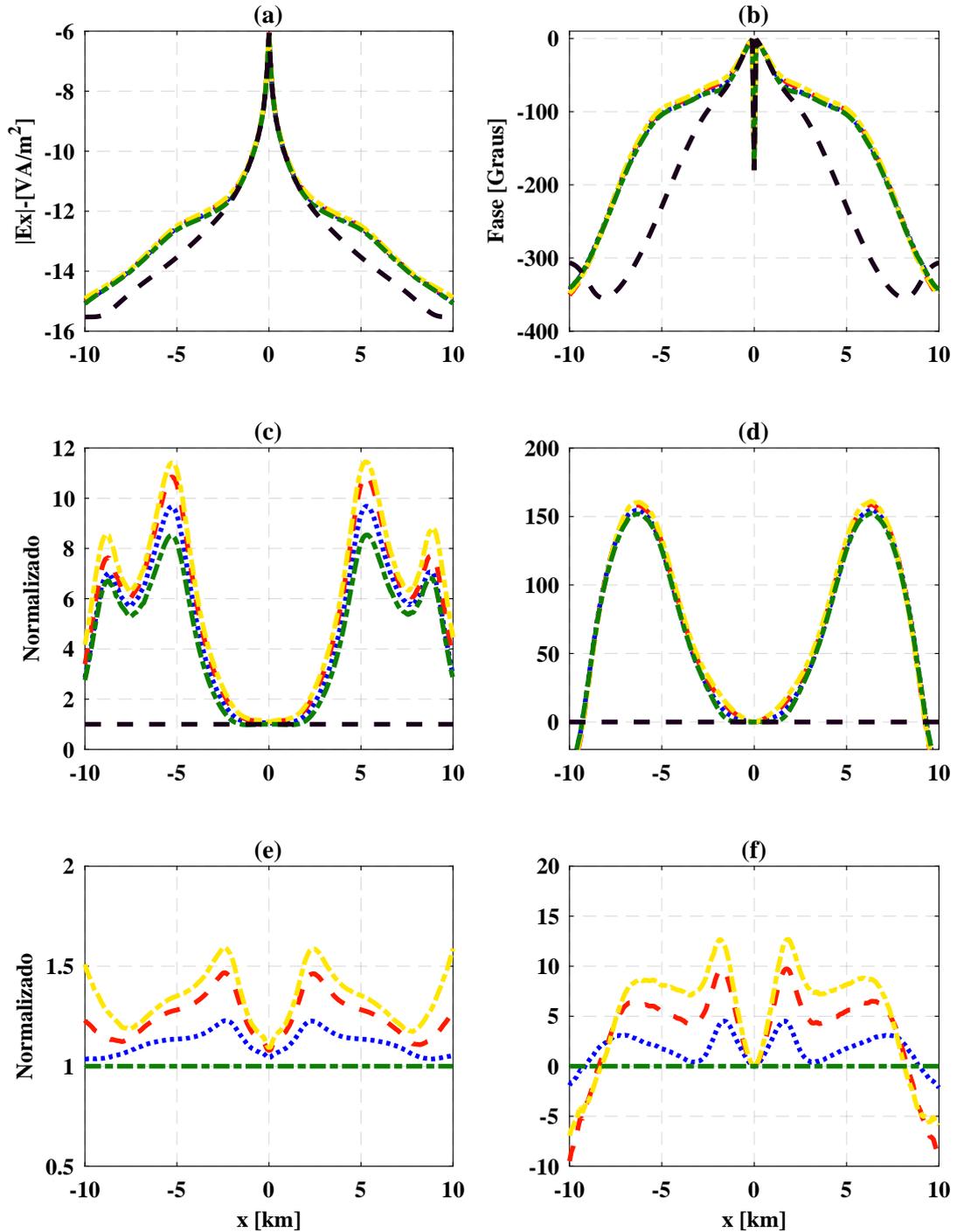


Figura 4.25: Isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$  para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

A Figura 4.25(a) apresenta valores de amplitude próximos e superiores a resposta da curva verde; já para a Figura 4.25(b) constatamos que as alterações na fase concentram-se, aproximadamente, entre os *offsets* de 1500 *m* e 5000 *m*. A Figura 4.25(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 9.3, 10.5 e 11 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* valores 6.7, 7.4 e 8.4 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m*, respectivamente. Portanto, o aumento da isotropia transversal ao eixo de simetria na direção *y* produziu amplitudes crescentes com a resistividade anisotrópica e maiores que o caso isotrópico. A Figura 4.25(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 127.2, 131 e 133.6 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de 28,6, 24.6 e 24.5 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m*. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior ao caso isotrópico. A Figura 4.25(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 1.1, 1.3 e 1.4 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* valores 1, 1.2 e 1.3 vezes a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria aumentou a amplitude para todos *offsets*. Ressaltamos que a anisotropia no pacote sedimentar amplificou a amplitude da anomalia proveniente de um alvo resistivo isotrópico, mas reduziu a amplitude quando comparado com o resistor/sedimento isotrópico. A Figura 4.25(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 1.7, 5.4 e 8 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de 0.4,  $-3.5$  e  $-3.6$  em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e inferior a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos, enquanto que para *offsets* maiores que 8000 *m* a variação na fase decrescente e inferior ao sedimento/resistor isotrópicos. Desta maneira, diante dos valores de amplitude

é admissível dizer que a atenuação diminuiu em decorrência da amplificação do *skin depth* na direção do eixo de simetria. É razoável dizer que o isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$  teve um leve efeito sobre a aquisição *in line* pois, alterou de forma pouco significativa o acúmulo de carga sobre o resistor.

Na Figura 4.26(a) não observamos alterações significativas na amplitude; já para a Figura 4.26(b) constatamos que a alteração na fase foram inferiores a curva verde ocorrendo a partir do *offsets* de 3000  $m$ . A Figura 4.26(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000  $m$  obtemos valores 0.9, 1.1 e 1.1 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000  $m$  valores 1.8, 1.9 e 1.9 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 0.9 e 1.8 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de 5000  $m$  e 9000  $m$ , respectivamente. Portanto, o aumento da isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$  produziu reduções na amplitude para os *offsets* menores que 5000  $m$  e um pequeno crescimento quando maiores que 5000  $m$  em relação ao caso isotrópico. A Figura 4.26(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000  $m$  obtemos as seguintes variações na fase 63.7, 51.7 e 48.2 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000  $m$  os valores de 10.8, 8.9 e 9.9 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 86.3 e 15, respectivamente, para os *offsets* de 5000  $m$  e 9000  $m$ . Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma variação na fase decrescente e inferior ao caso isotrópico. A Figura 4.26(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000  $m$  obtemos valores 1, 1.2 e 1.3 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000  $m$  valores 1, 1 e 1 vezes a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria aumentou a amplitude para *offsets* maiores ou iguais a 5000  $m$ . A Figura 4.26(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000  $m$  obtemos as seguintes variações na fase  $-22.6$ ,  $-34.6$  e  $-39.8$  em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000  $m$  os valores de  $-4.3$ ,  $-6$  e  $-5$  em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma variação na fase decrescente

e inferior a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Desta maneira, apesar da redução de amplitude em relação ao caso isotrópico é admissível dizer que a atenuação diminuiu em relação ao caso isotrópico. É razoável dizer que a isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$  teve efeito não significativo sobre a aquisição *broadside*.

Nas Figuras 4.27 e 4.28, cuja resposta está associada ao caso isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$ , onde variamos a resistividade no plano transversal, temos que a curva azul está associada aos seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_y = 1 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_z = 2 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100 \Omega \cdot m$ , ao passo que, a curva vermelha apresenta os seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_y = 1 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_z = 5 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100 \Omega \cdot m$  e, em relação à curva amarela, temos os seguintes valores de resistividade  $\rho_y = 1 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_z = 10 \Omega \cdot m$  quanto ao sedimento e,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100 \Omega \cdot m$  quanto à resistividade do resistor. A curva verde está associada ao caso isotrópico onde o pacote sedimentar possui resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  e o alvo resistivo igual a  $\rho = 100 \Omega \cdot m$ , enquanto que, para a curva preta, temos resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  associada a resposta do meio na ausência do resistor. As Figuras 4.27(a), 4.28(a), 4.27(b) e 4.28(b) exibem, nesta ordem, a amplitude e fase da componente  $E_x$  do campo, ao passo que, nas figuras 4.27(c), 4.28(c), 4.27(d) e 4.28(d) temos a resposta normalizada pela curva preta e, nas figuras 4.27(e), 4.28(e), 4.27(f) e 4.28(f) apresentamos a resposta normalizada pela curva verde.

A Figura 4.27(a) apresenta valores de amplitude superiores em relação a resposta do corpo resistivo; para a Figura 4.27(b) constatamos que a alteração na fase ocorreu para todos os *offsets*. A Figura 4.27(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2 \Omega \cdot m$ ,  $5 \Omega \cdot m$  e  $10 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 10.9, 13 e 13.6 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 20, 69.5 e 129 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ , respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$  produziu amplitudes crescentes com a resistividade anisotrópica e maiores que o caso isotrópico. A Figura 4.27(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2 \Omega \cdot m$ ,  $5 \Omega \cdot m$  e  $10 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 158, 190 e 207.7 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de 111, 202 e 251 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ . Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior

ao caso isotrópico. A Figura 4.27(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 1.3, 1.6 e 1.6 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 3, 10.9 e 20 vezes a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria aumentou a amplitude para todos *offsets*. A Figura 4.27(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 32.9, 64.8 e 82 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de 83, 173.9 e 223 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Desta maneira, diante dos valores de amplitude é admissível dizer que a atenuação diminuiu em decorrência da amplificação do *skin depth* na direção do eixo de simetria. É razoável dizer que o isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$  teve um leve efeito sobre a aquisição *in line* pois, alterou de forma pouco significativa o acumulo de carga sobre o resistor. Desta maneira, diante do aumento considerável da amplitude do campo para as curvas azul, vermelho e amarelo é admissível dizer que a atenuação diminuiu em decorrência da amplificação do *skin depth* no plano transversal ao eixo de simetria. É razoável dizer que a anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$  teve efeito muito expressivo sobre a aquisição *in line*.

A Figura 4.28(a) apresentam valores de amplitude superiores; para a Figura 4.28(b) constatamos que a alteração na fase ocorreu para *offsets* crescentes. A Figura 4.28(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 3.5, 9.5 e 14.4 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 6, 16.8 e 23.3 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 0.9 e 1.8 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ , respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$  produziu amplificações na amplitude para todos os *offsets*. A Figura 4.28(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 144, 189.6 e 214 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o

*offsets* de 9000 m os valores de 33.8, 111 e 173 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 86.3 e 15, respectivamente, para os *offsets* de 5000 m e 9000 m. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior ao caso isotrópico. A Figura 4.28(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de 5000 m obtemos valores 4, 11 e 16.7 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 m valores 3.3, 9.2 e 12.7 vezes a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria aumentou a amplitude para todos os *offsets*. A Figura 4.28(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 m obtemos as seguintes variações na fase 87.7, 103 e 127.9 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 m os valores de 18.7, 96.4 e 158 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Desta maneira, diante do aumento considerável da amplitude do campo para as curvas azul, vermelha e amarela é admissível dizer que a atenuação diminuiu em decorrência da amplificação do *skin depth* no plano transversal ao eixo de simetria. É razoável dizer que a anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$  teve efeito muito expressivo sobre a aquisição *broadside*.

Nas Figuras 4.29 e 4.30, cuja resposta está associada ao caso isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$ , temos que a curva azul está associada aos seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_z = 2\Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 1\Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100\Omega \cdot m$ , ao passo que, a curva vermelha apresenta os seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_z = 5\Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 1\Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100\Omega \cdot m$  e, em relação à curva amarela, utilizamos os seguintes valores de resistividade  $\rho_z = 10\Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 1\Omega \cdot m$  quanto ao sedimento e,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100\Omega \cdot m$  quanto à resistividade do resistor. A curva verde está associada ao caso isotrópico onde o pacote sedimentar possui resistividade igual a  $\rho = 1\Omega \cdot m$  e o alvo resistivo igual a  $\rho = 100\Omega \cdot m$ , enquanto que, para a curva preta, temos resistividade igual a  $\rho = 1\Omega \cdot m$ . As Figuras 4.29(a), 4.30(a), 4.29(b) e 4.30(b) exibem, nesta ordem, a amplitude e fase da componente  $E_x$  do campo, ao passo que, nas figuras 4.29(c), 4.30(c), 4.29(d) e 4.30(d) temos a resposta normalizada pela curva preta, ao mesmo tempo que, nas figuras 4.29(g), 4.30(g), 4.29(h) e 4.30(h) apresentamos a resposta normalizada pela componente  $E_x^p$  anisotrópica do campo e, por último, nas Figuras 4.29(i) e 4.30(i) exibimos

## Geometria Broadside - Anisotropia Sedimento

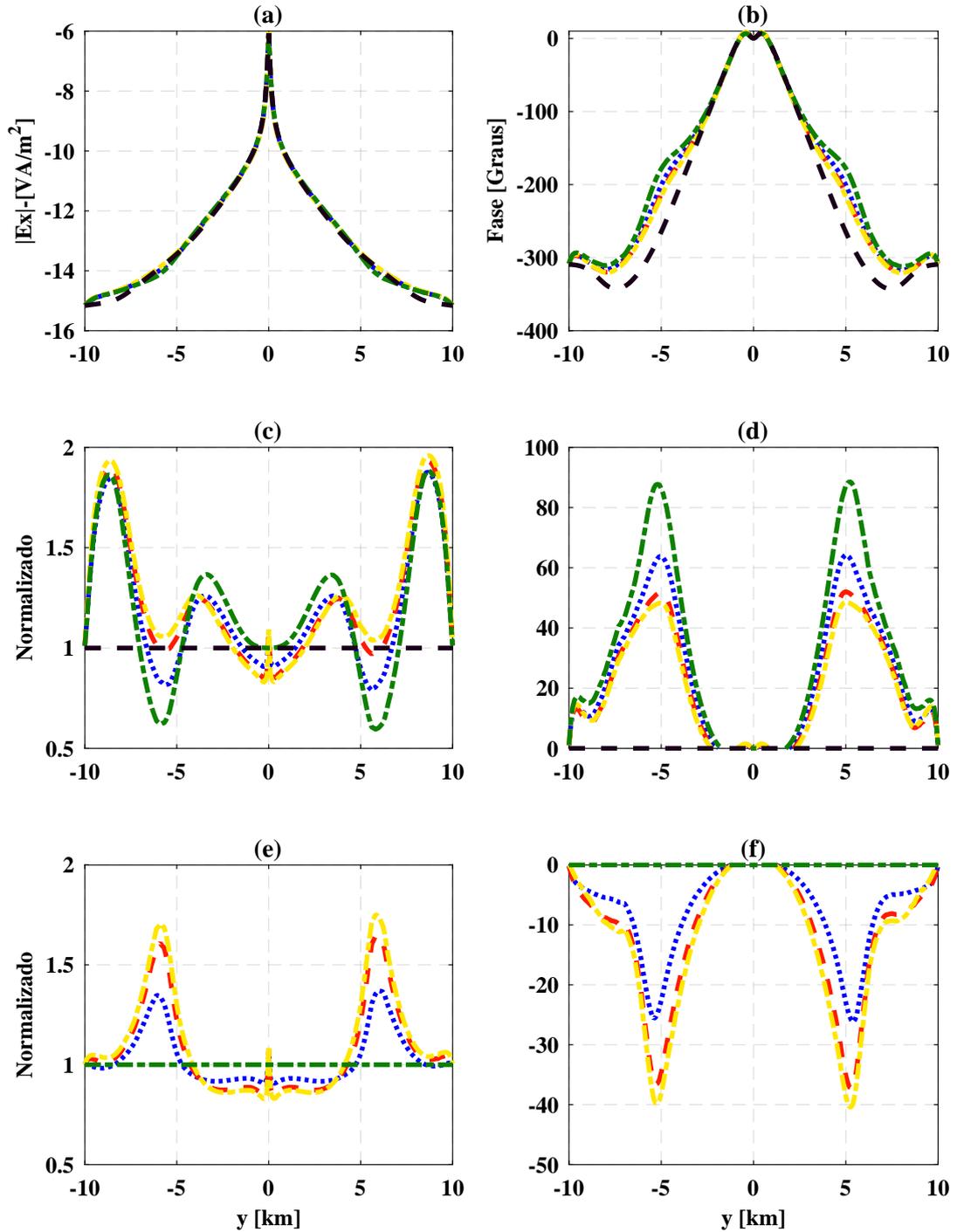


Figura 4.26: Isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$  para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

a resposta da componente  $E_x^p$  anisotrópica normalizada pela curva preta.

A Figura 4.29(a) apresenta valores de amplitude superiores para as curvas azul, vermelha e amarela em relação a resposta da curva verde; já para a Figura 4.29(b) constatamos que a alteração na fase ocorreu para *offsets* maiores que 1000 *m* de forma análoga ao comportamento da figura 4.29(a). A Figura 4.29(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 10.2, 16.2 e 23.7 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* valores 21.8, 100 e 236.3 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m*, respectivamente. Portanto, o aumento da isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  produziu amplitudes crescentes com a resistividade anisotrópica e maiores que o caso isotrópico. A Figura 4.29(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 134.1, 168.2 e 200.1 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de 103.3, 181.6 e 234 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m*. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior ao caso isotrópico. A Figura 4.29(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 1.2, 2 e 2.9 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* valores 3.4, 15.53 e 36.64 vezes a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria aumentou a amplitude principalmente para *offsets* situados após a borda do resistor. A Figura 4.29(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 74.6, 42.7 e 74.6 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de 205.9, 153.5 e 205.9 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma variação na fase inferior a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. A Figura 4.29(g) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade na direção

do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 2.6, 1.2 e 1 vezes maior que a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 2.3, 1.4 e 1 vezes a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Portanto, o aumento da resistividade na direção do eixo de simetria produz uma redução na amplitude em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. A Figura 4.29(h) exibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 74.9, 4.6 e 0.5 em relação a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de 43.8, 19.9 e 4.2 em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Logo, a variação na fase foi reduzida com o aumento da resistividade na direção do eixo de simetria em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. A Figura 4.29(i) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  do pacote sedimentar anisotrópico na ausência do resistor normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 4, 13.5 e 23.5 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 9.5, 73.9 e 216.2 vezes a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Portanto, o aumento da anisotropia produz amplificação da amplitude em relação a resposta do sedimento isotrópico, além de reduzir o efeito da anomalia proveniente do resistor. Desta maneira, devido ao aumento da amplitude do campo para grandes *offsets* é admissível dizer que a atenuação diminuiu em decorrência da amplificação do *skin depth* na direção do eixo de simetria. É razoável dizer que o isotropia transversal ao eixo de simetria na direção  $z$  teve efeito muito expressivo sobre a aquisição *in line* pois, afetou o fluxo de corrente que incide normal ao resistor e com isso alterou de forma significativa o acúmulo de carga sobre o mesmo.

A Figura 4.30(a) apresenta valores de amplitude superiores para as curvas azul, vermelha e amarela em relação a resposta da curva verde; já para a Figura 4.30(b) constatamos que a alteração na fase ocorreu para *offsets* maiores que  $1000 m$  de forma análoga ao comportamento da figura 4.30(a). A Figura 4.30(c) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 1.2, 2.6 e 5.1 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 2.5, 5.4 e 17.1 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 0.9 e 1.8 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ , respectivamente. Portanto, o aumento da isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  produziu amplitudes crescentes com a resistividade anisotrópica e maiores que o caso isotrópico. A Figura 4.30(d) exibe as

## Geometria In Line - Anisotropia Sedimento

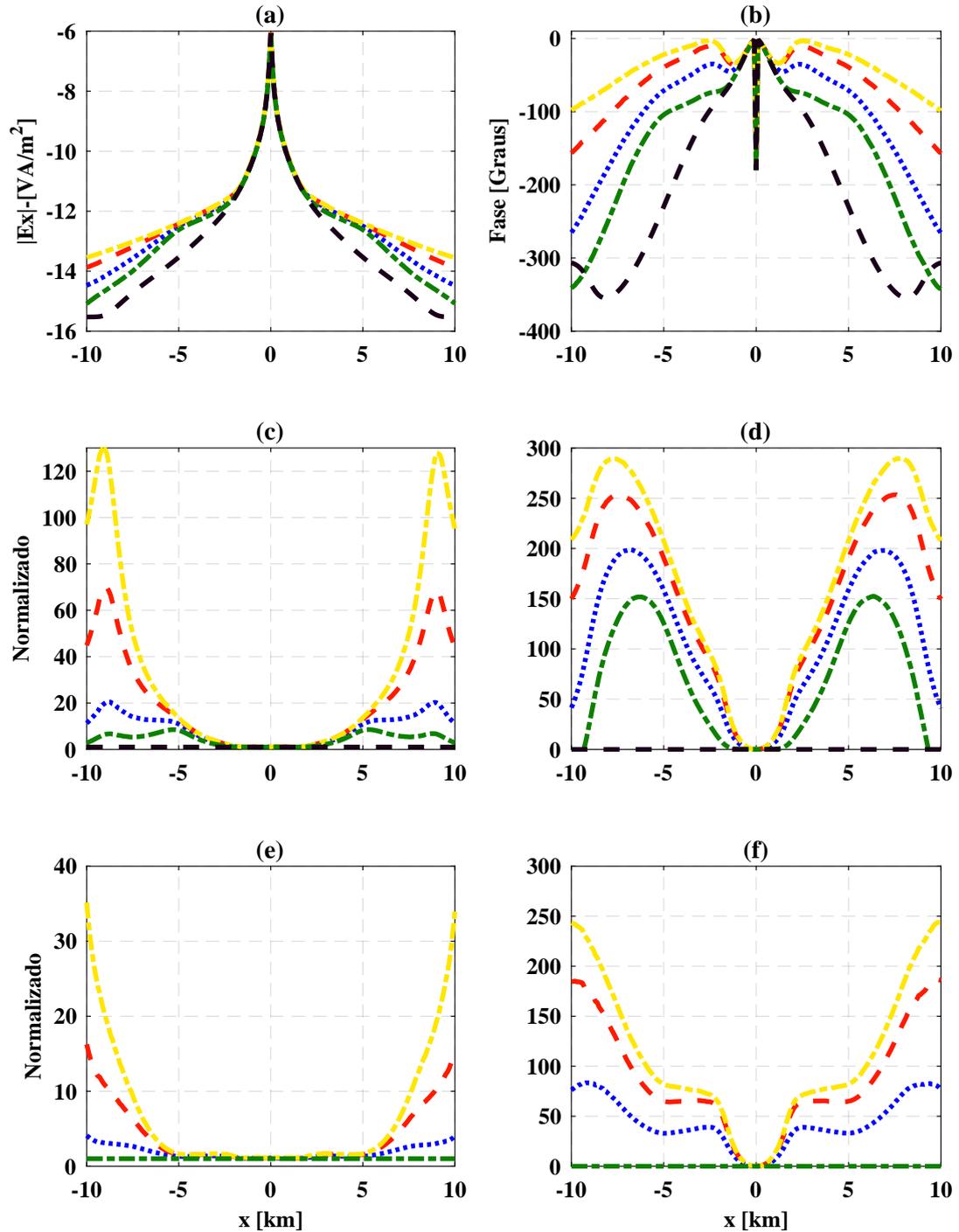


Figura 4.27: Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$  para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 m obtemos as seguintes variações na fase 117.8, 169.8 e 207.7 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 m os valores de 33.8, 111.2 e 179 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 86.3 e 15, respectivamente, para os *offsets* de 5000 m e 9000 m. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior ao caso isotrópico. A Figura 4.30(e) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 m obtemos valores 1.4, 3 e 5.9 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 m valores 1.4, 3 e 9.3 vezes a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria aumentou a amplitude principalmente para *offsets* situados após a borda do resistor. A Figura 4.30(f) exibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 m obtemos as seguintes variações na fase 31.5, 83.5 e 121.4 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 m os valores de 18.8, 96.2 e 164 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, anisotropia amplificou a inflexão na fase para *offsets* situados após a borda do corpo resistivo e entre os *offsets* 1000 m e 5000 m. A Figura 4.30(g) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 m obtemos valores 1.2, 1.6 e 1.1 vezes maior que a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de 9000 m valores 1.9, 1.3 e 1.1 vezes a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Portanto, o aumento da resistividade na direção do eixo de simetria produz uma redução na amplitude em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. A Figura 4.30(h) exibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 m obtemos as seguintes variações na fase 87.9, 13.8 e 0 em relação a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de 9000 m os valores de 40.5, 16.7 e 2.2 em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Logo, a variação na fase foi reduzida com o aumento da resistividade na direção do eixo de simetria em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. A Figura 4.30(i) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  do pacote sedimentar anisotrópico na ausência do resistor normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na di-

reção do eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 1.1, 1.7 e 4.8 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 1.3, 4.3 e 16.3 vezes a resposta do pacote sedimentar isotrópico. Portanto, o aumento da anisotropia no sedimento produz amplificação da amplitude em relação a resposta do sedimento isotrópico, além de reduzir o efeito da anomalia proveniente do resistor. Desta maneira, devido ao aumento da amplitude do campo para grandes *offsets* é admissível dizer que a atenuação diminuiu em decorrência da amplificação do *skin depth* na direção do eixo de simetria. É razoável dizer que o isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  teve efeito muito expressivo sobre a aquisição *broadside* pois, afetou o fluxo de corrente que incide normal ao resistor e com isso alterou de forma significativa o acúmulo de carga sobre o mesmo.

Nas Figuras 4.31 e 4.32, cuja resposta está associada ao caso isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$ , onde variamos a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria, temos que a curva azul está associada aos seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_z = 1\Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 2\Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100\Omega \cdot m$ , ao passo que, a curva vermelha apresenta os seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_z = 1\Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 5\Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100\Omega \cdot m$  e, em relação à curva amarela, utilizamos os seguintes valores de resistividade  $\rho_z = 1\Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 10\Omega \cdot m$  quanto ao sedimento e,  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 100\Omega \cdot m$  quanto à resistividade do resistor. A curva verde está associada ao caso isotrópico onde o pacote sedimentar possui resistividade igual a  $\rho = 1\Omega \cdot m$  e o alvo resistivo igual a  $\rho = 100\Omega \cdot m$ , enquanto que, para a curva preta, temos a resposta para resistividade igual a  $\rho = 1\Omega \cdot m$  no pacote sedimentar na ausência do resistor. As Figuras 4.31(a), 4.32(a), 4.31(b) e 4.32(b) exibem, nesta ordem, a amplitude e fase da componente  $E_x$  do campo, ao passo que, nas figuras 4.31(c), 4.32(c), 4.31(d) e 4.32(d) temos a resposta normalizada pela curva preta, ao mesmo tempo que, nas figuras 4.31(g), 4.32(g), 4.31(h) e 4.32(h) apresentamos a resposta normalizada pela componente  $E_x^p$  do campo anisotrópica e, por último, nas Figuras 4.31(i) e 4.32(i) exibimos a resposta da componente  $E_x^p$  normalizada pela curva preta.

A Figura 4.31(a) apresenta valores de amplitude extremamente próximos nas curvas azul, vermelha e amarela em relação a resposta da curva verde; já para a Figura 4.31(b) constatamos que a alteração na fase ocorreu entre *offsets* maiores que  $1000 m$  e menores que  $6000 m$ , ressaltando que, para a curva amarela, as mudanças na fase são maiores para *offsets* superiores a  $6000 m$ . A Figura 4.31(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 10.6, 11 e 10.6 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 7.4, 8.7 e 3.1 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no se-

## Geometria Broadside - Anisotropia Sedimento

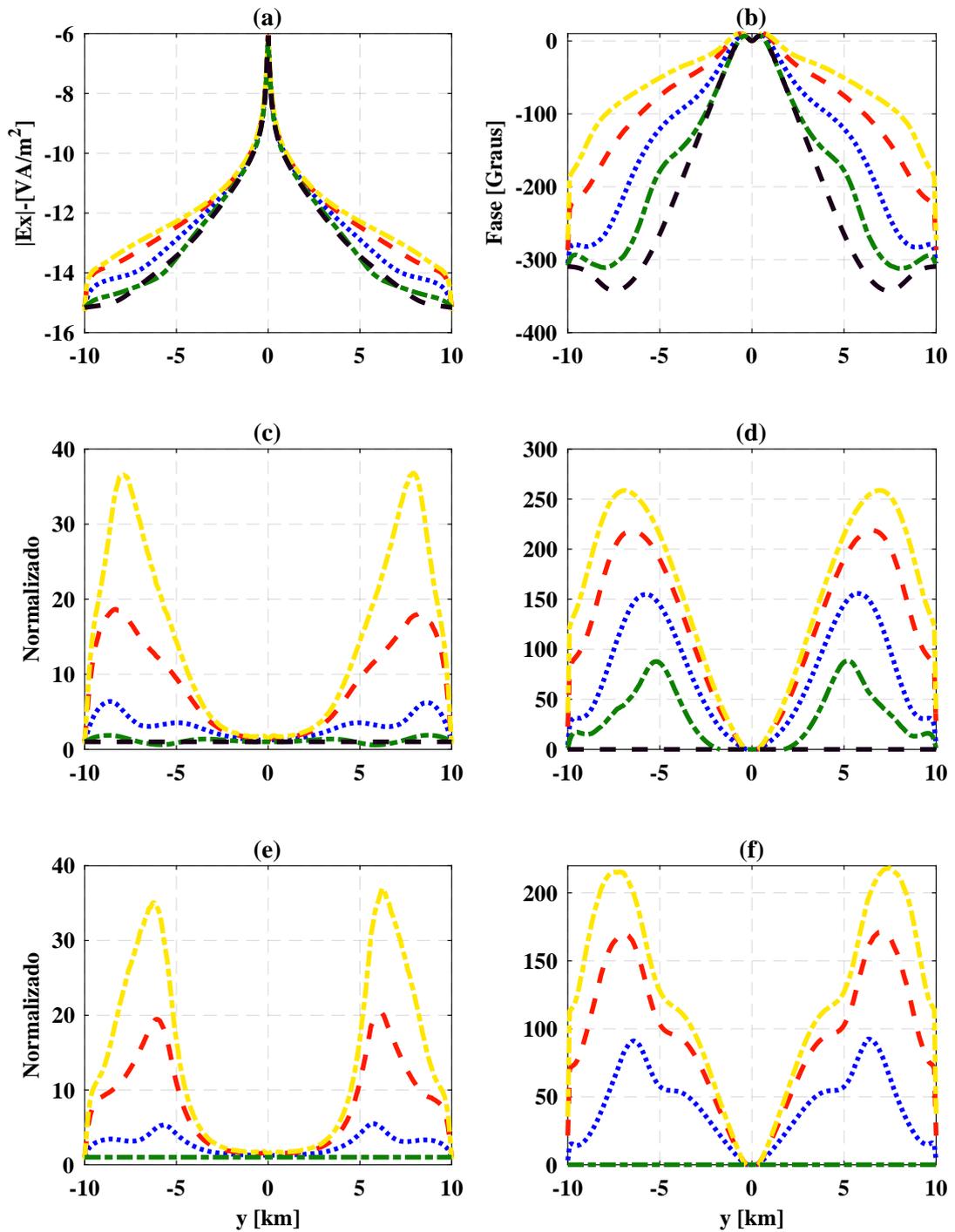


Figura 4.28: Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$  para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

## Geometria In Line - Anisotropia Sedimento

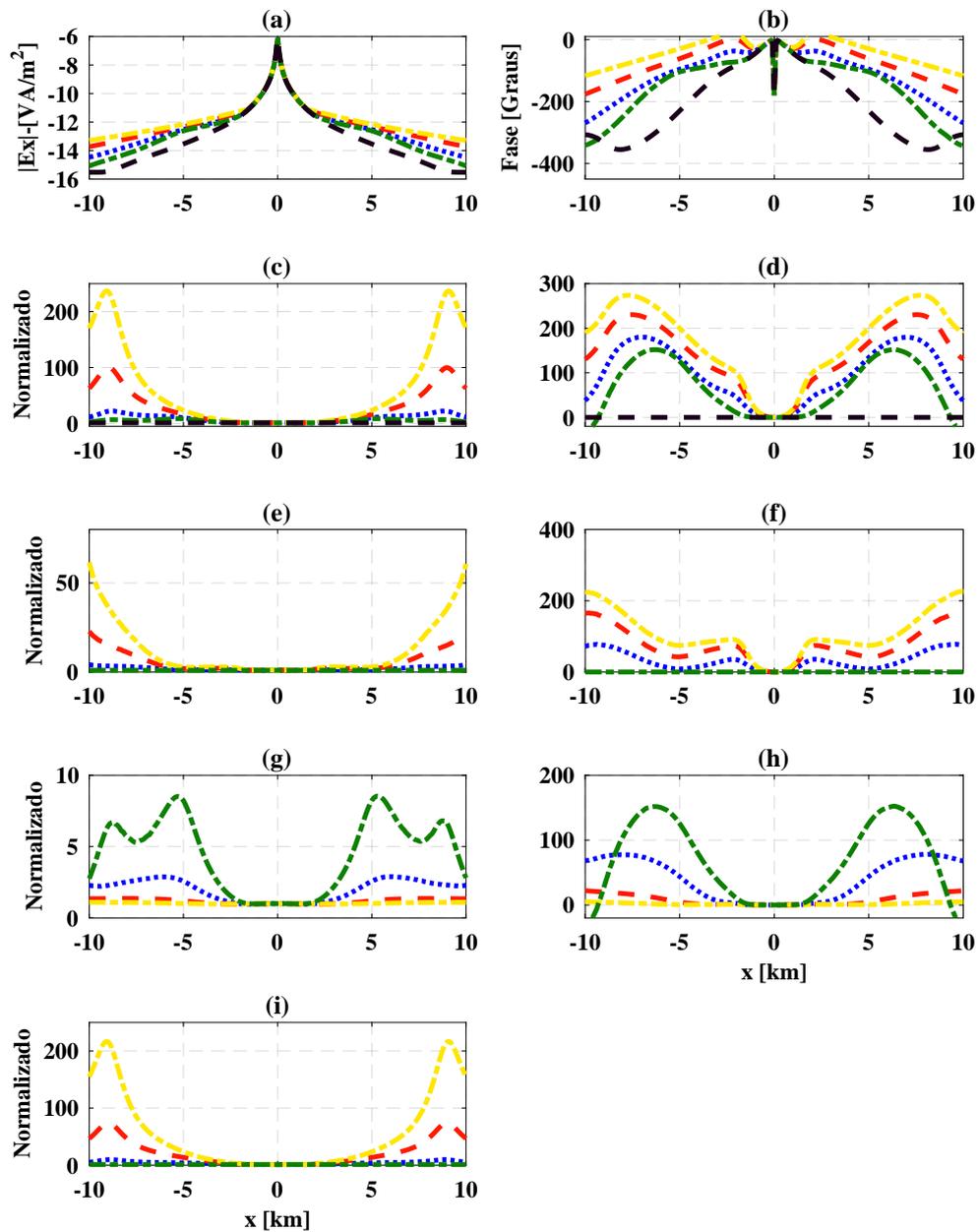


Figura 4.29: Isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (h) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre  $E_x^p$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico.

## Geometria Broadside - Anisotropia Sedimento

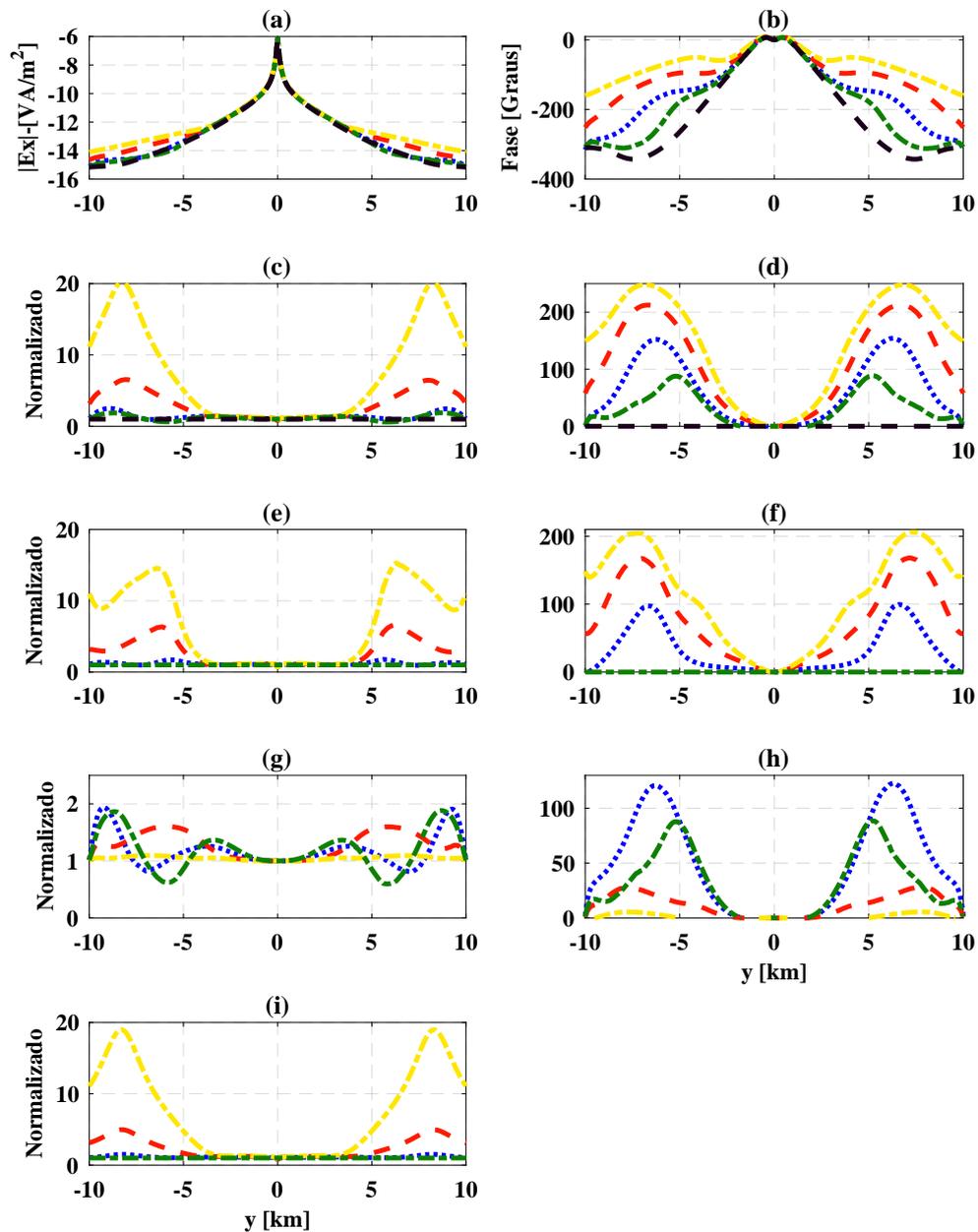


Figura 4.30: Isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (h) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre  $E_x^p$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico.

dimiento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m*, respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia transversal com eixo de simetria na direção *z* produziu amplitudes crescentes com a resistividade anisotrópica e maiores que o caso isotrópico entre os *offsets* de 2000 *m* e 5000 *m*, enquanto que para *offsets* além da borda do resistor o efeito da crescente anisotropia resultou em amplitudes crescentes nas curvas azul e vermelha, porém a curva amarela apresentou expressiva redução na amplitude. A Figura 4.31(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 151, 164 e 166.9 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de 27.6, 40 e 110.8 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m*. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior ao caso isotrópico até o *offsets* de 6000 *m* a partir daí as curvas azul e vermelha tenderam para a resposta do caso isotrópico (curva verde) enquanto que a curva amarela apresentou variações de fase crescentes. A Figura 4.31(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 1.2, 1.3 e 1.3 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* valores 1.1, 1.3 e 0.5 vezes a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria aumentou a amplitude principalmente para *offsets* situados sobre o resistor, no geral, apresentou comportamento semelhante ao observado na Figura 4.31(c). A Figura 4.31(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 25.4, 38.9 e 41.3 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de  $-0.6$ , 11.8 e 82.7 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente mas inferior a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. A Figura 4.31(g) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 8.2, 6.9 e 4.5 vezes maior que a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* valores 4.3, 2.3 e 0.3 vezes a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Portanto, o aumento da resis-

tividade no plano transversal ao eixo de simetria produz uma redução na amplitude em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. A Figura 4.31(h) exibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000m$  obtemos as seguintes variações na fase 135.9, 89.6 e 39 em relação a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de  $9000m$  os valores de 31.4,  $-33.7$  e  $-54.6$  em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Logo, a variação na fase foi reduzida com o aumento da resistividade no plano transversal ao eixo de simetria em relação a resposta do pacote sedimentar isotrópico. A Figura 4.31(i) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  do pacote sedimentar anisotrópico na ausência do resistor normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de  $5000m$  obtemos valores 1.3, 1.6 e 2.4 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000m$  valores 1.7, 3.8 e 9 vezes a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Portanto, o aumento da anisotropia no sedimento produz amplificação da amplitude em relação a resposta do sedimento isotrópico, além de reduzir o efeito da anomalia proveniente do resistor. Desta maneira, devido valores de amplitude supracitados é admissível dizer que a atenuação diminuiu em decorrência da amplificação do *skin depth* no plano transversal ao eixo de simetria. É razoável dizer que a anisotropia transversal com eixo de simetria teve efeito moderado sobre a aquisição *in line* pois, afetou o fluxo de corrente que incide normal ao resistor e com isso alterou com pouca intensidade o acúmulo de carga sobre o mesmo.

A Figura 4.32(a) apresenta valores de amplitude superiores para as curvas azul, vermelha e amarela em relação a resposta da curva verde; já para a Figura 4.32(b) constatamos que a alteração na fase ocorreu para *offsets* maiores que  $1000m$  de forma análoga ao comportamento da figura 4.32(a). A Figura 4.32(c) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de  $5000m$  obtemos valores 2.8, 6.3 e 9 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000m$  valores 3.9, 10.5 e 23.3 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 0.9 e 1.8 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de  $5000m$  e  $9000m$ , respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  produziu amplitudes crescentes com a resistividade anisotrópica e maiores que o caso isotrópico. A Figura 4.32(d) exibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000m$

## Geometria In Line - Anisotropia Sedimento

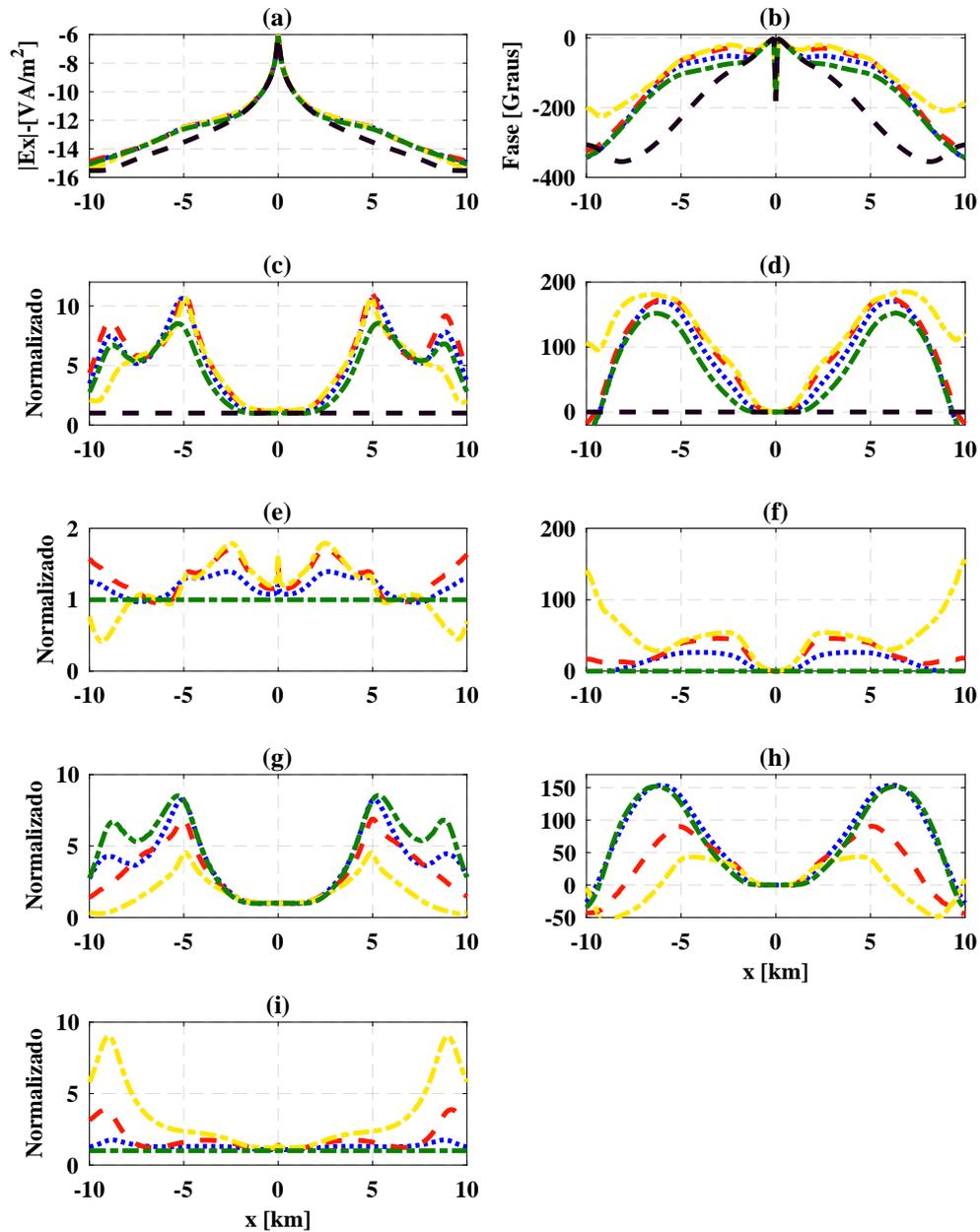


Figura 4.31: Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (h) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre  $E_x^p$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico.

## Geometria Broadside - Anisotropia Sedimento

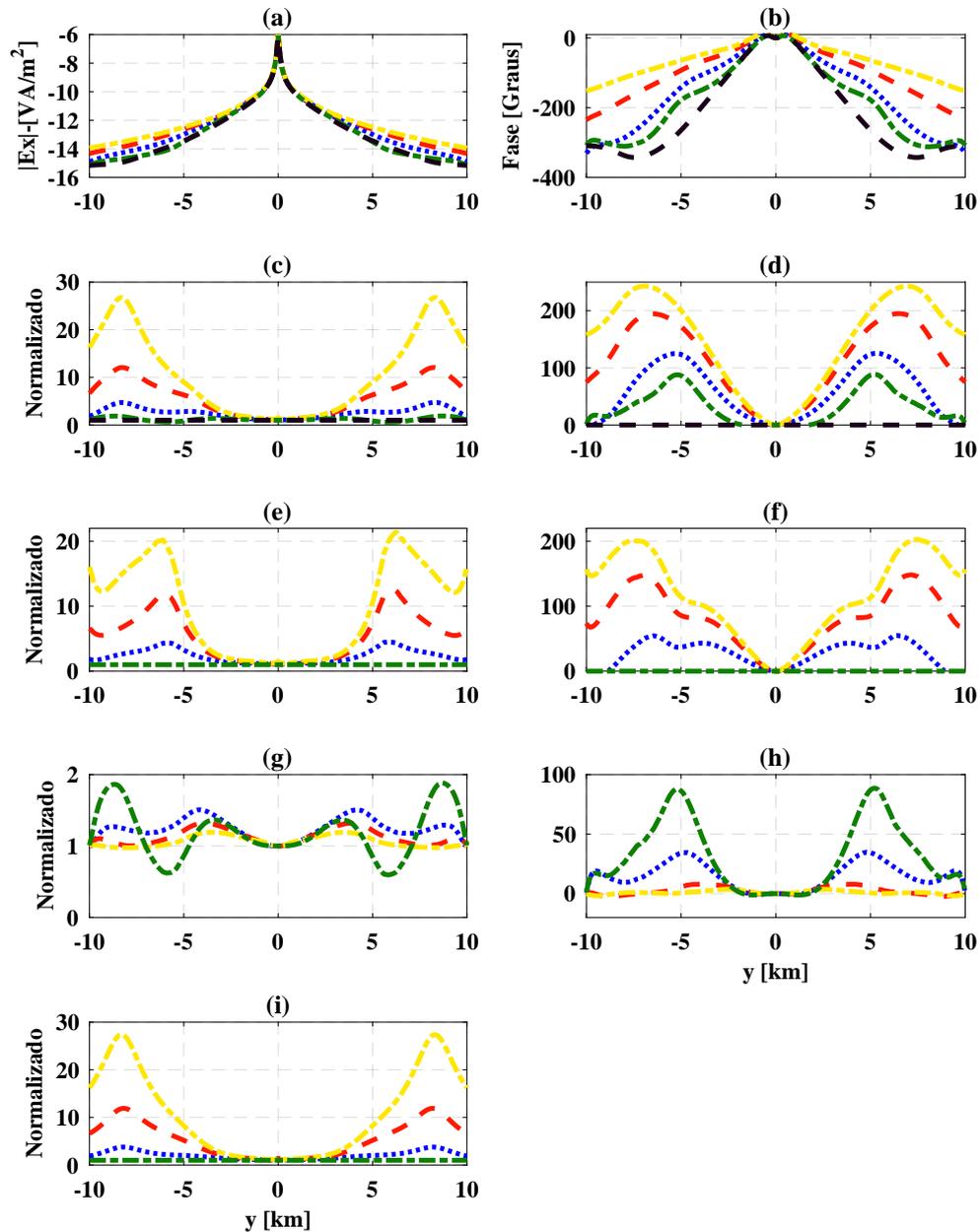


Figura 4.32: Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para pacote sedimentar. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (h) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre  $E_x^p$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico.

obtemos as seguintes variações na fase 123, 172 e 200.5 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 m os valores de 11, 107.8 e 181.9 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 86.3 e 15, respectivamente, para os *offsets* de 5000 m e 9000 m. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior ao caso isotrópico. A Figura 4.32(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 m obtemos valores 3.3, 7.3 e 10.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 m valores 2.1, 5.7 e 12.8 vezes a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria aumentou a amplitude principalmente para *offsets* situados após a borda do resistor. A Figura 4.32(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 m obtemos as seguintes variações na fase  $-3.9$ ,  $85.8$  e  $114$  em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 m os valores de  $18.7$ ,  $92.7$  e  $166.9$  em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, anisotropia amplificou a inflexão na fase para todos os *offsets*. A Figura 4.32(g) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 m obtemos valores 1.4, 1.2 e 1.1 vezes maior que a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de 9000 m valores 1.3, 1.1 e 1 vezes a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Portanto, o aumento da resistividade no plano transversal ao eixo de simetria produz uma redução na amplitude em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. A Figura 4.32(h) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 m obtemos as seguintes variações na fase  $34$ ,  $5.6$  e  $-0.5$  em relação a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de 9000 m os valores de  $15$ ,  $-2.3$  e  $-1.2$  em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Logo, a variação na fase foi reduzida com o aumento da resistividade no plano transversal ao eixo de simetria em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. A Figura 4.32(i) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  do pacote sedimentar anisotrópico na ausência do resistor normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $2\Omega \cdot m$ ,  $5\Omega \cdot m$  e  $10\Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 m obtemos valores 2, 5.2 e 8.3 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico

e para o *offsets* de 9000 m valores 3.1, 9.8 e 23.6 vezes a resposta do pacote sedimentar isotrópico. Portanto, o aumento da anisotropia no sedimento produz amplificação da amplitude em relação a resposta do sedimento isotrópico. Desta maneira, devido ao aumento da amplitude do campo é admissível dizer que a atenuação diminuiu em decorrência da amplificação do *skin depth* no plano transversal ao eixo de simetria. É razoável dizer que a anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  teve efeito muito expressivo sobre a aquisição *broadside* pois, afetou o fluxo de corrente que incide normal ao resistor e com isso alterou de forma significativa o acúmulo de carga sobre o mesmo.

#### 4.4.2 Anisotropia no resistor

Nesta seção, aplicamos a anisotropia no resistor e analisamos o efeito produzido em relação ao caso isotrópico para as aquisições *in line* e *broadside*.

Nesta seção aplicamos a anisotropia no resistor com intuito de compreender seu efeito sobre as aquisições *in line* e *broadside*. Para isso, analisamos a resposta da componente  $E_x$  para três situações de anisotropia onde mostramos a amplitude e fase da referida componente. Buscamos realçar o efeito da anisotropia na modelagem, para isso, apresentamos duas normalizações. Na primeira, normalizamos a resposta do pacote sedimentar isotrópico com resistor anisotrópico pela resposta isotrópica no sedimento e na segunda pela resposta isotrópica no conjunto sedimento/resistor.

Nas Figuras 4.33 e 4.34, cuja resposta está associada ao caso de isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$ , temos que a curva azul está associada aos seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 1 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_x = 200 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_y = \rho_z = 100 \Omega \cdot m$ , ao passo que, a curva vermelha apresenta os seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 1 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_x = 500 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_y = \rho_z = 100 \Omega \cdot m$ . A curva verde está associada ao caso isotrópico onde o pacote sedimentar possui resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  e o alvo resistivo igual a  $\rho = 100 \Omega \cdot m$ , enquanto que, para a curva preta, temos a resposta para resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  para o pacote sedimentar na ausência do resistor. As Figuras 4.33(a), 4.34(a), 4.33(b) e 4.34(b) exibem, nesta ordem, a amplitude e fase da componente  $E_x$  do campo, ao passo que, nas figuras 4.33(c), 4.34(c), 4.33(d) e 4.34(d) temos a resposta normalizada pela curva preta e, nas figuras 4.33(e), 4.34(e), 4.33(f) e 4.34(f) apresentamos a resposta normalizada pela curva verde.

Nas Figuras 4.33 e 4.34 observamos que a isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$  não apresentou efeito mensurável como podemos ver nas Figuras 4.33(e), 4.34(e), 4.33(f) e 4.34(f).

Nas Figuras 4.35 e 4.36, cuja resposta está associada ao caso de isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$ , onde variamos a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria, temos que a curva azul está associada aos seguintes valores quanto ao

## Geometria In Line - Anisotropia Resistor

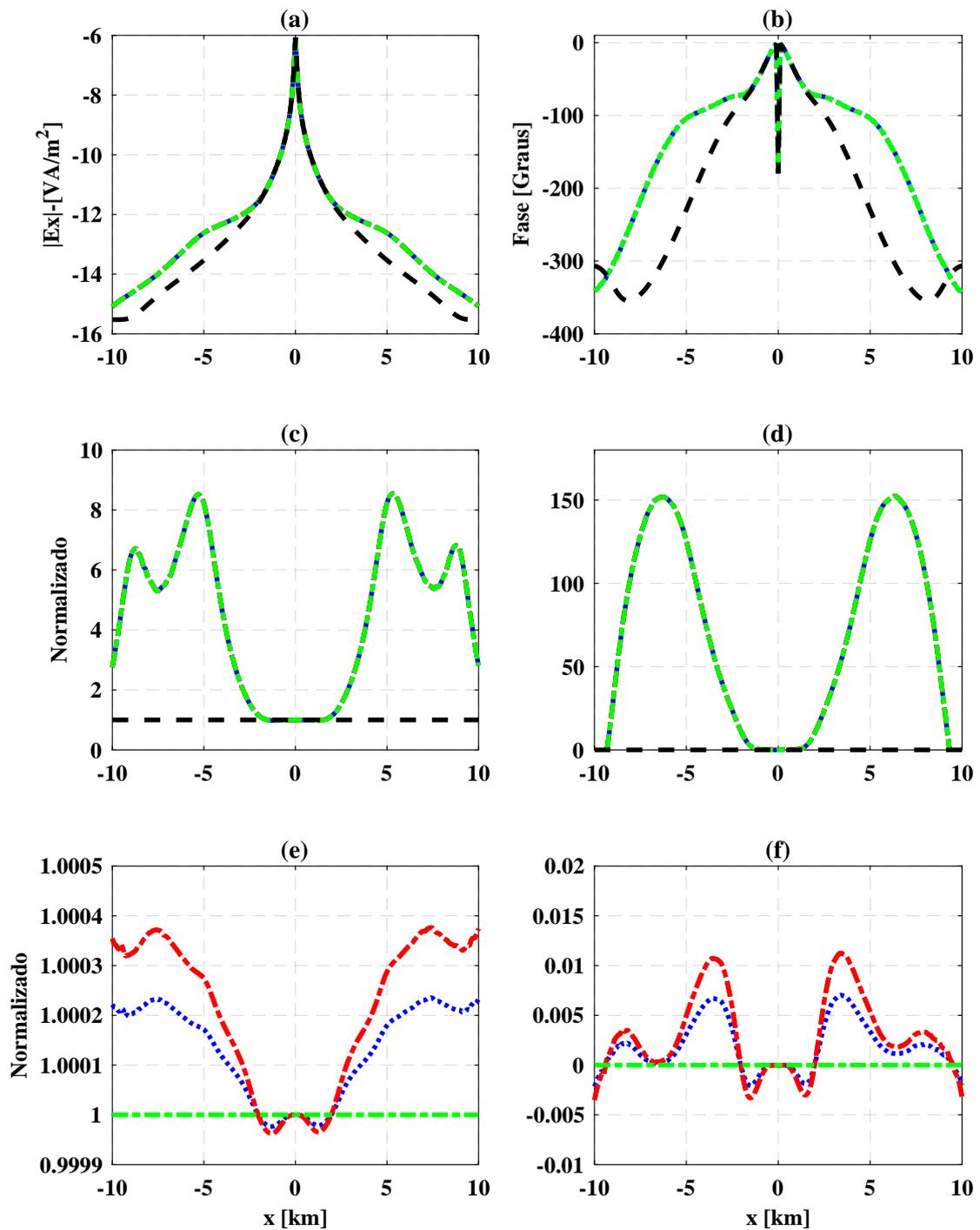


Figura 4.33: Isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$  para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

sedimento  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 1 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_x = 100 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_y = \rho_z = 200 \Omega \cdot m$ , ao passo que, a curva vermelha apresenta os seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 1 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_x = 100 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_y = \rho_z = 500 \Omega \cdot m$ . A curva verde está associada ao caso isotrópico onde o pacote sedimentar possui resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  e o alvo resistivo igual a  $\rho = 100 \Omega \cdot m$ , enquanto que, para a curva preta, temos resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$ . As Figuras 4.35(a), 4.36(a), 4.35(b) e 4.36(b) exibem, nesta ordem, a amplitude e fase da componente  $E_x$  do campo, ao passo que, nas figuras 4.35(c), 4.36(c), 4.21(d) e 4.36(d) temos a resposta normalizada pela curva preta e, nas figuras 4.35(e), 4.36(e), 4.35(f) e 4.36(f) apresentamos a resposta normalizada pela curva verde.

A Figura 4.35(a) apresenta valores de amplitude superiores em relação ao caso isotrópico (curva verde); já para a Figura 4.35(b) constatamos que as alterações na fase ocorreram de forma significativa para *offsets* maiores que  $2000 m$  e apresentou comportamento similar a amplitude na Figura 4.35(a). A Figura 4.35(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 10.5 e 12.3 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 7.8 e 9 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ , respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu amplitudes crescentes com a resistividade anisotrópica e maiores que o caso isotrópico. A Figura 4.35(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 138.3 e 147.6 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de 40, 9 e 50.8 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ . Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior ao caso isotrópico. A Figura 4.35(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 1.3 e 1.5 vezes maior que a resposta do sedimento/resistor isotrópicos e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 1.2 e 1.4 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria aumentou a amplitude para todos *offsets*. Ressaltamos que a anisotropia no resistor amplificou a amplitude da anomalia

proveniente de um alvo resistivo isotrópico quando comparado com o sedimento/resistor isotrópicos. A Figura 4.35(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 12.8 e 22.1 em relação a resposta do sedimento/resistor isotrópicos e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de 12.8 e 22.6 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e inferior a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Desta maneira, diante dos valores de amplitude supracitados é admissível dizer que a atenuação diminuiu em decorrência da amplificação do *skin depth* no plano transversal ao eixo de simetria. É razoável dizer que a anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$  teve um leve efeito sobre a aquisição *in line* pois, alterou de forma pouco significativa o acúmulo de carga sobre o resistor.

A Figura 4.36(a) apresenta valores de amplitude superiores em relação ao caso isotrópico (curva verde); já para a Figura 4.36(b) constatamos que as alterações na fase ocorreram de forma significativa para *offsets* maiores que  $2000 m$  e apresentou comportamento similar a amplitude na Figura 4.36(a). A Figura 4.36(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 0.9 e 1 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 2 e 2.2 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ , respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu amplitudes crescentes com a resistividade anisotrópica e maiores que o caso isotrópico para *offsets* menores que  $6000 m$  e maiores que  $7500 m$ . A Figura 4.36(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 117.7 e 142.2 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de 22, 2 e 28.5 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ . Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior ao caso isotrópico. A Figura 4.36(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets*

## Geometria Broadside - Anisotropia Resistor

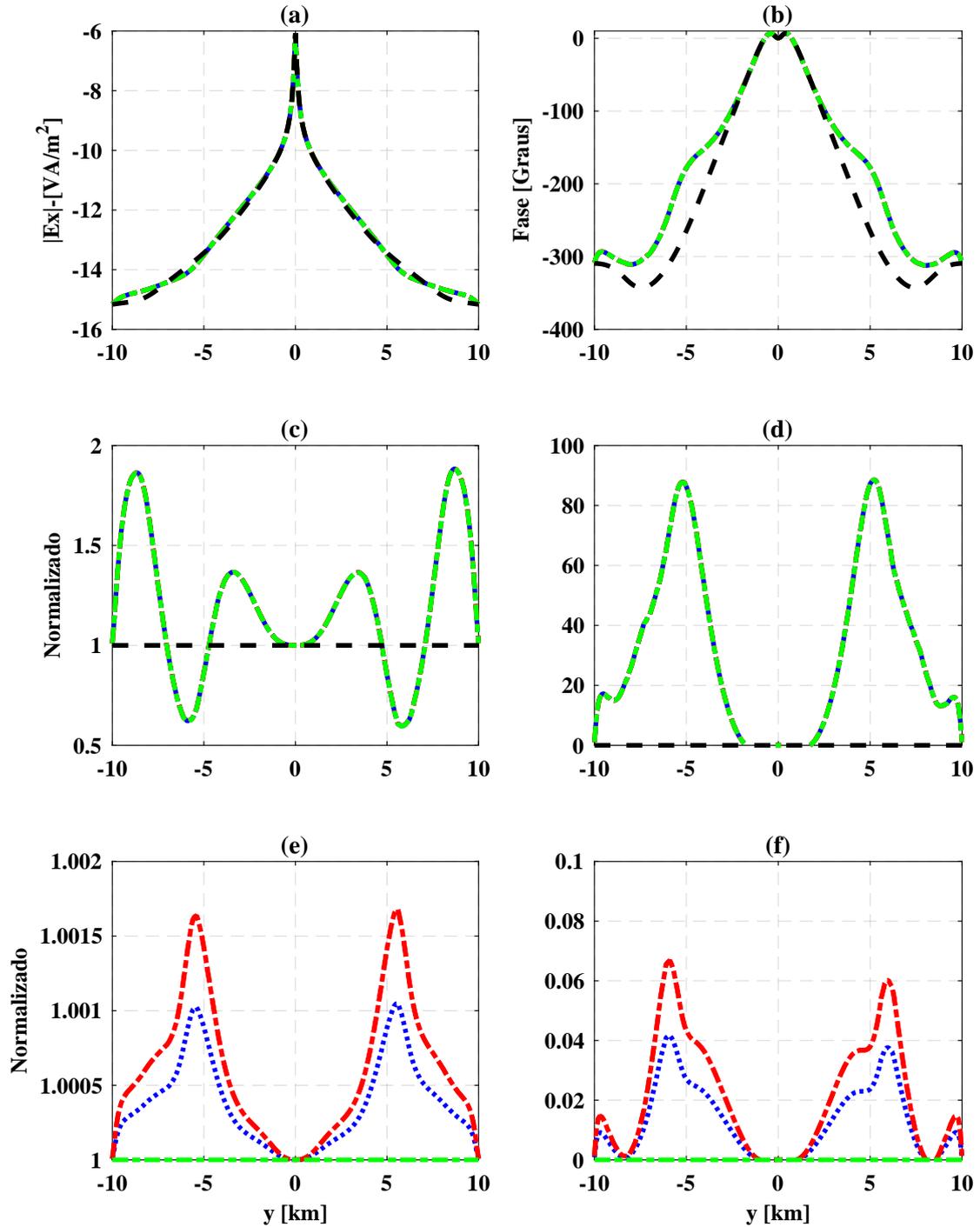


Figura 4.34: Isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$  para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico

## Geometria In Line - Anisotropia Resistor

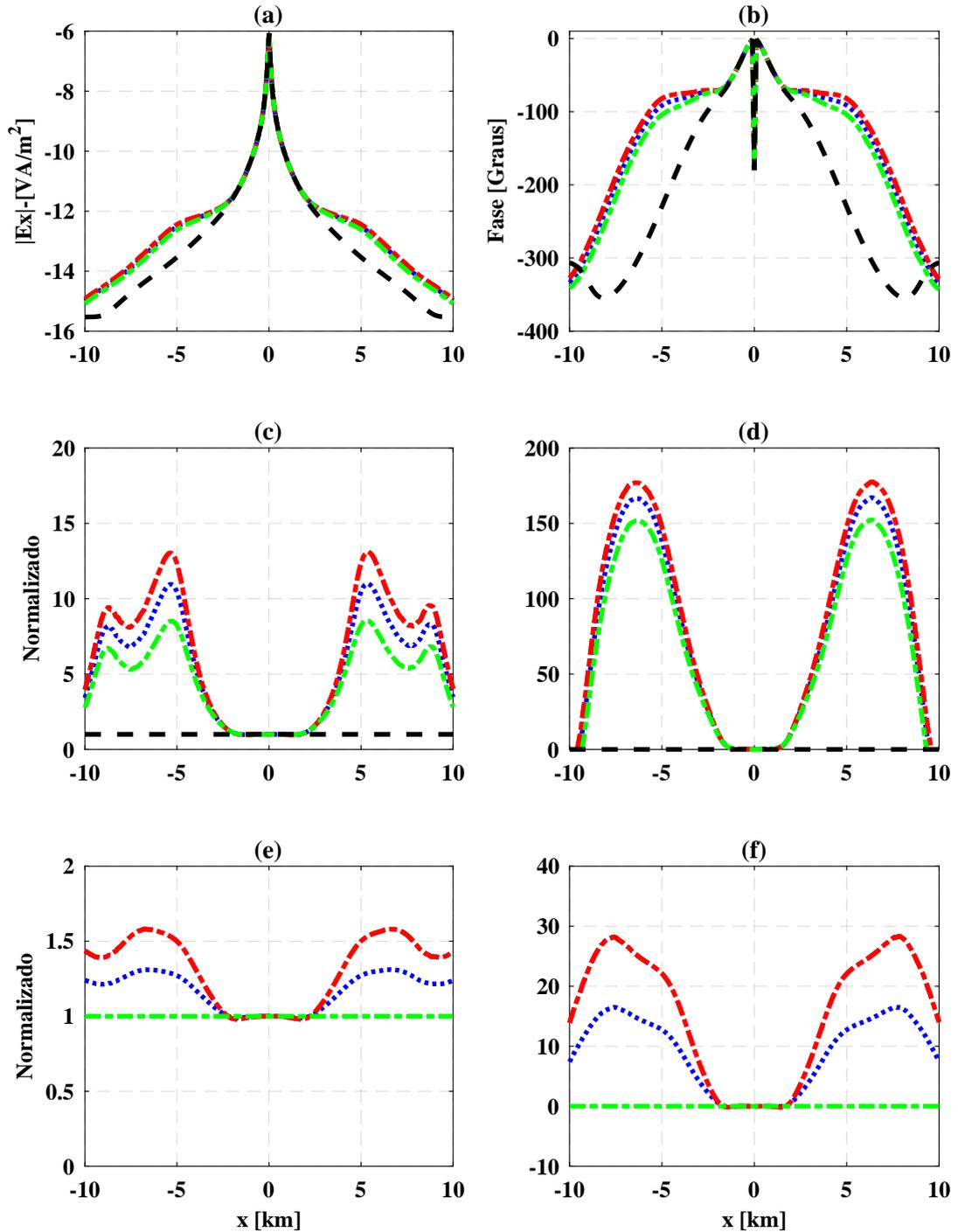


Figura 4.35: Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$  para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

de 5000  $m$  obtemos valores 1 e 1.2 vezes maior que a resposta do sedimento/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000  $m$  valores 1.1 e 1.2 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria aumentou a amplitude para *offsets* menores que 6000  $m$  e maiores que 7500  $m$ , ou seja, que a anisotropia no resistor amplificou a amplitude da anomalia proveniente de um alvo resistivo isotrópico quando comparado com o sedimento/resistor isotrópicos. A Figura 4.36(f) exibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000  $m$  obtemos as seguintes variações na fase 31.4 e 55.9 em relação a resposta do sedimento/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000  $m$  os valores de 7.1 e 13.5 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Desta maneira, diante dos valores de amplitude supracitados é admissível dizer que a atenuação diminuiu em decorrência da amplificação do *skin depth* no plano transversal ao eixo de simetria. É razoável dizer que a anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$  teve leve efeito sobre a aquisição *broadside*.

Nas Figuras 4.37 e 4.38, cuja resposta está associada ao caso da isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$ , temos que a curva azul está associada aos seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 1 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_y = 200 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_z = 100 \Omega \cdot m$ , ao passo que, a curva vermelha apresenta os seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 1 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_y = 500 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_z = 100 \Omega \cdot m$ . A curva verde está associada ao caso isotrópico onde o pacote sedimentar possui resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  e o alvo resistivo igual a  $\rho = 100 \Omega \cdot m$ , enquanto que, para a curva preta, temos a resposta do pacote sedimentar com resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  na ausência do resistor. As Figuras 4.37(a), 4.38(a), 4.37(b) e 4.38(b) exibem, nesta ordem, a amplitude e fase da componente  $E_x$  do campo, ao passo que, nas figuras 4.37(c), 4.38(c), 4.37(d) e 4.38(d) temos a resposta normalizada pela curva preta e, nas figuras 4.37(e), 4.38(e), 4.37(f) e 4.38(f) apresentamos a resposta normalizada pela curva verde.

Nas Figuras 4.37 4.38 não observamos alterações apreciáveis como corroboram as Figuras 4.37(e), 4.37(f), 4.38(e) e 4.38(f).

Nas Figuras 4.39 e 4.40, cuja resposta está associada ao caso isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$ , onde variamos a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria, temos que a curva azul está associada aos seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 1 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_y = 100 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_z = 200 \Omega \cdot m$ , ao passo que, a curva vermelha apresenta os seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 1 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_y = 100 \Omega \cdot m$ ,

## Geometria Broadside - Anisotropia Resistor

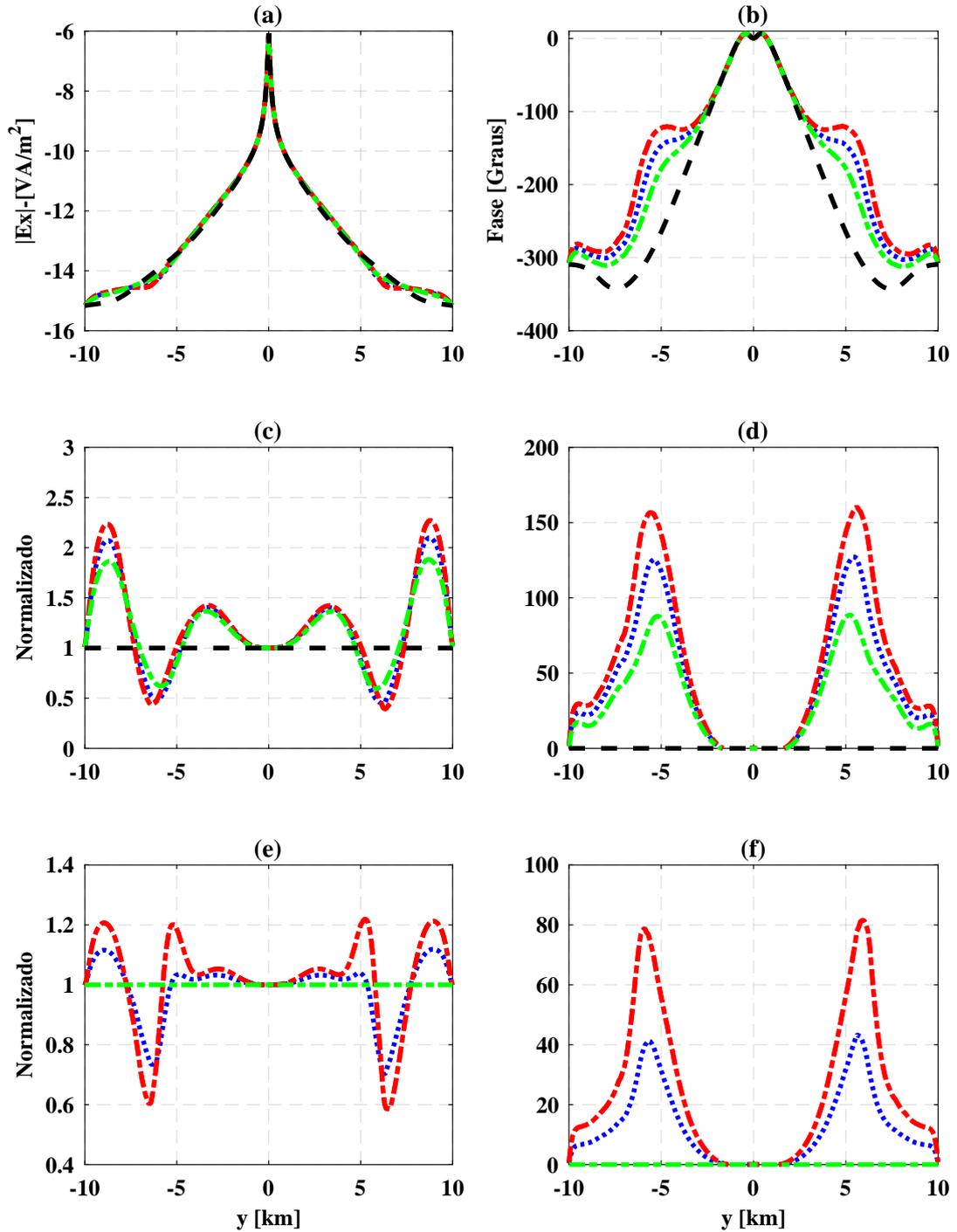


Figura 4.36: Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$  para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

$\rho_x = \rho_z = 500 \Omega \cdot m$ . A curva verde está associada ao caso isotrópico onde o pacote sedimentar possui resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  e o alvo resistivo igual a  $\rho = 100 \Omega \cdot m$ , enquanto que, para a curva preta, temos a resposta do pacote sedimentar com resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  na ausência do resistor. As Figuras 4.39(a), 4.40(a), 4.39(b) e 4.40(b) exibem, nesta ordem, a amplitude e fase da componente  $E_x$  do campo, ao passo que, nas figuras 4.39(c), 4.40(c), 4.39(d) e 4.40(d) temos a resposta normalizada pela curva preta e, nas figuras 4.39(e), 4.40(e), 4.39(f) e 4.40(f) apresentamos a resposta normalizada pela curva verde.

A Figura 4.39(a) apresenta valores de amplitude superiores em relação ao caso isotrópico (curva verde); já para a Figura 4.39(b) constatamos que as alterações na fase ocorreram de forma significativa para *offsets* maiores que 2000 m e apresentou comportamento similar a amplitude na Figura 4.39(a). A Figura 4.39(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 m obtemos valores 10.5 e 12.3 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 m valores 7.8 e 9 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de 5000 m e 9000 m, respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu amplitudes crescentes com a resistividade anisotrópica e maiores que o caso isotrópico. A Figura 4.39(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 m obtemos as seguintes variações na fase 138.3 e 147.6 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 m os valores de 40, 9 e 50.8 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de 5000 m e 9000 m. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior ao caso isotrópico. A Figura 4.39(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 m obtemos valores 1.3 e 1.5 vezes maior que a resposta do sedimento/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 m valores 1.2 e 1.4 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria aumentou a amplitude para todos *offsets*, ou melhor, a anisotropia no resistor amplificou a amplitude da anomalia proveniente de um alvo resistivo isotrópico quando comparado com o sedimento/resistor isotrópicos. A Figura 4.39(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do

## Geometria In Line - Anisotropia Resistor

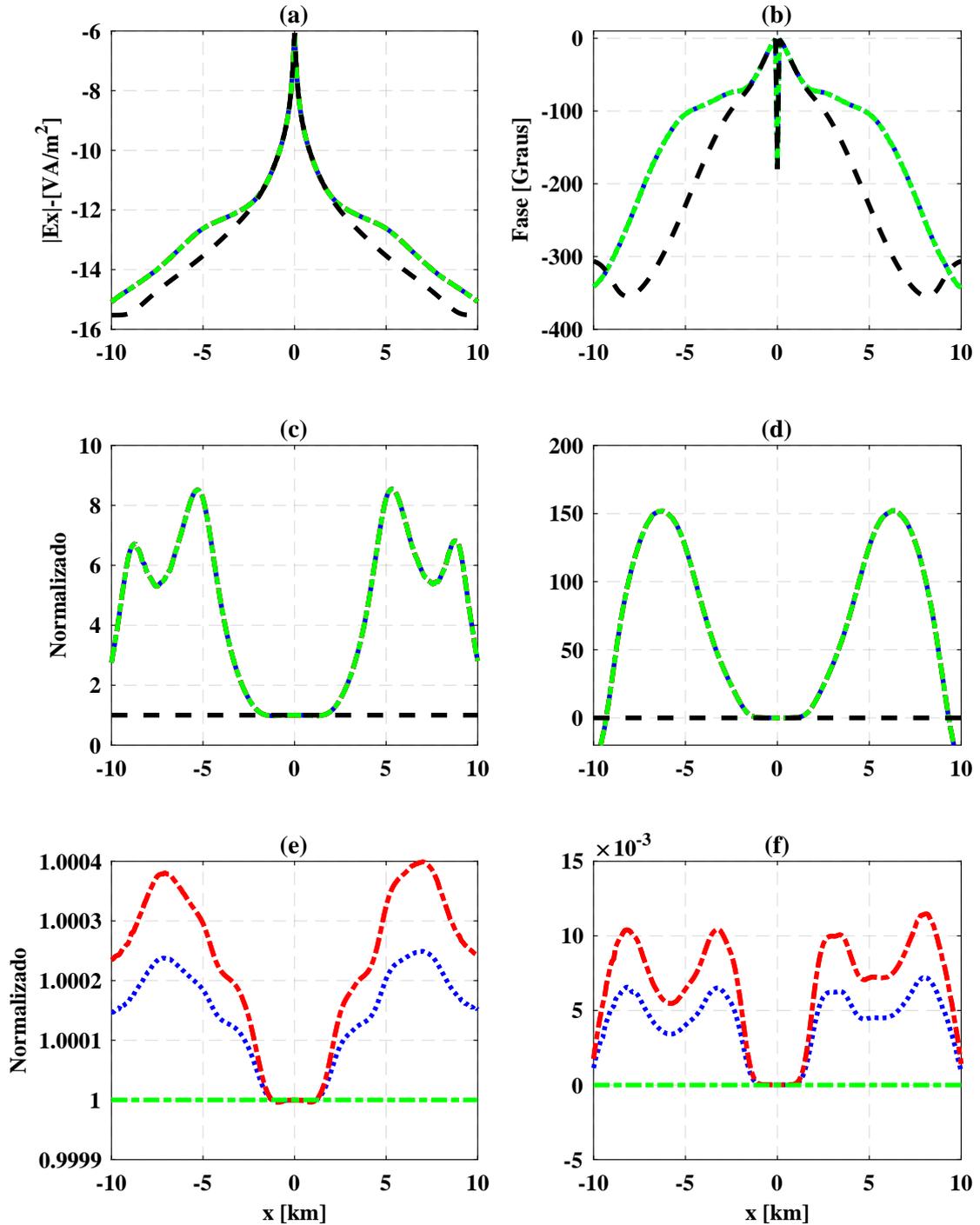


Figura 4.37: Isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$  para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 12.8 e 22.1 em relação a resposta do sedimento/resistor isotrópicos e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de 12.8 e 22.6 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e inferior a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Desta maneira, diante dos valores de amplitude e fase supracitados e ao compararmos as respostas sobre as anisotropias nos planos transversais aos eixos de simetria orientados nas direções  $x$  e  $y$ , ou seja, ao compararmos as Figuras 4.35 e 4.39 é admissível dizer que apresentaram comportamentos similares e ao verificarmos as respostas nos *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$  obtivemos valores iguais, logo, é razoável dizer as anisotropias referidas apresentam respostas equivalentes para resistores de pequena espessura na aquisição *in line*.

A Figura 4.40(a) apresenta valores de amplitude superiores em relação ao caso isotrópico (curva verde); já para a Figura 4.40(b) constatamos que as alterações na fase ocorreram de forma significativa para *offsets* maiores que  $2000 m$  e apresentou comportamento similar a amplitude na Figura 4.40(a). A Figura 4.40(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 0.9 e 1 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 2 e 2.2 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ , respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu amplitudes crescentes com a resistividade anisotrópica e maiores que o caso isotrópico para *offsets* menores que  $6000 m$  e maiores que  $7500 m$ . A Figura 4.40(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 117.7 e 142.2 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de 22,2 e 28.5 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ . Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior ao caso isotrópico. A Figura 4.40(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 1 e 1.2 vezes maior que a resposta do sedimento/resistor iso-

## Geometria Broadside - Anisotropia Resistor

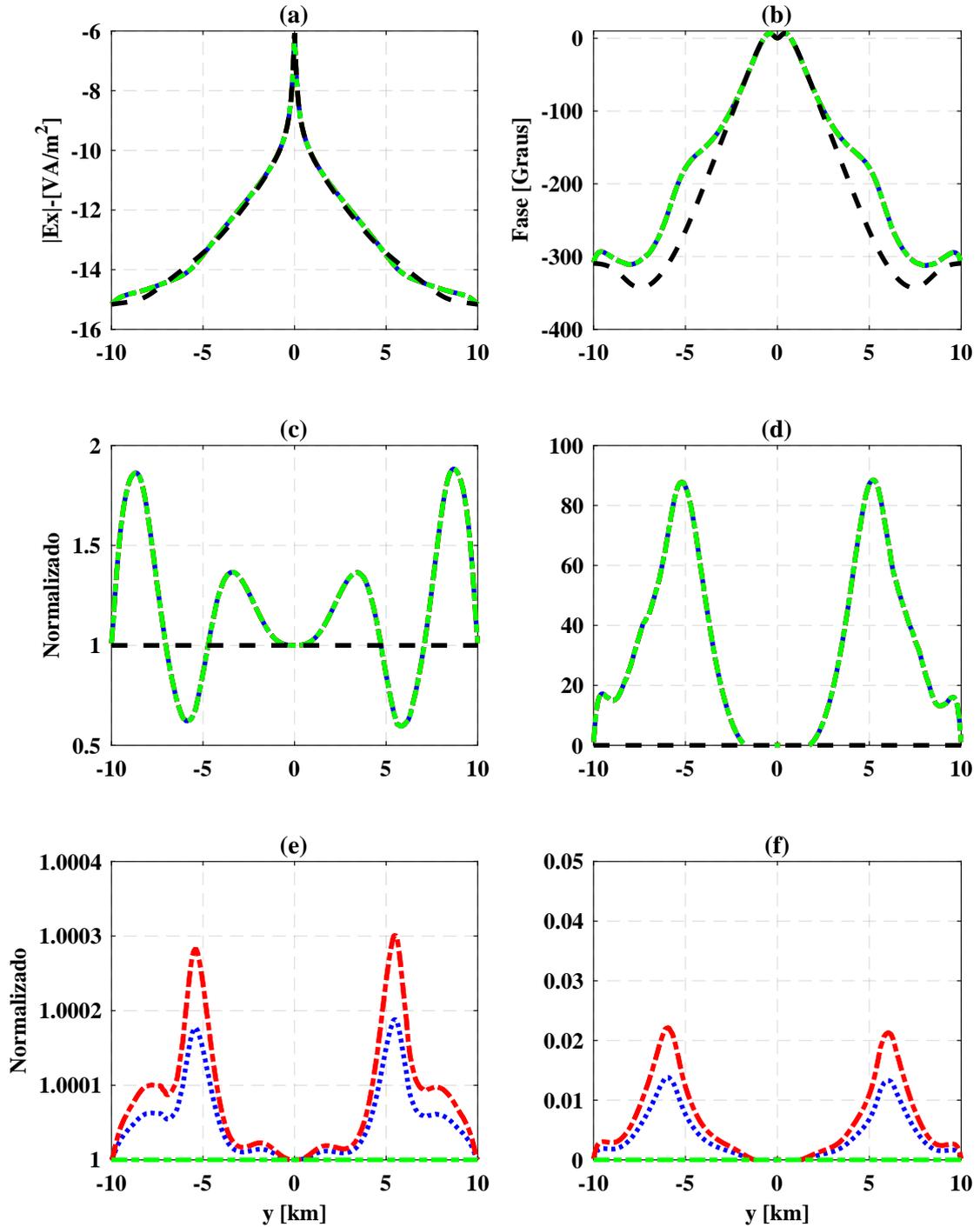


Figura 4.38: Isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$  para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

## Geometria In Line - Anisotropia Resistor

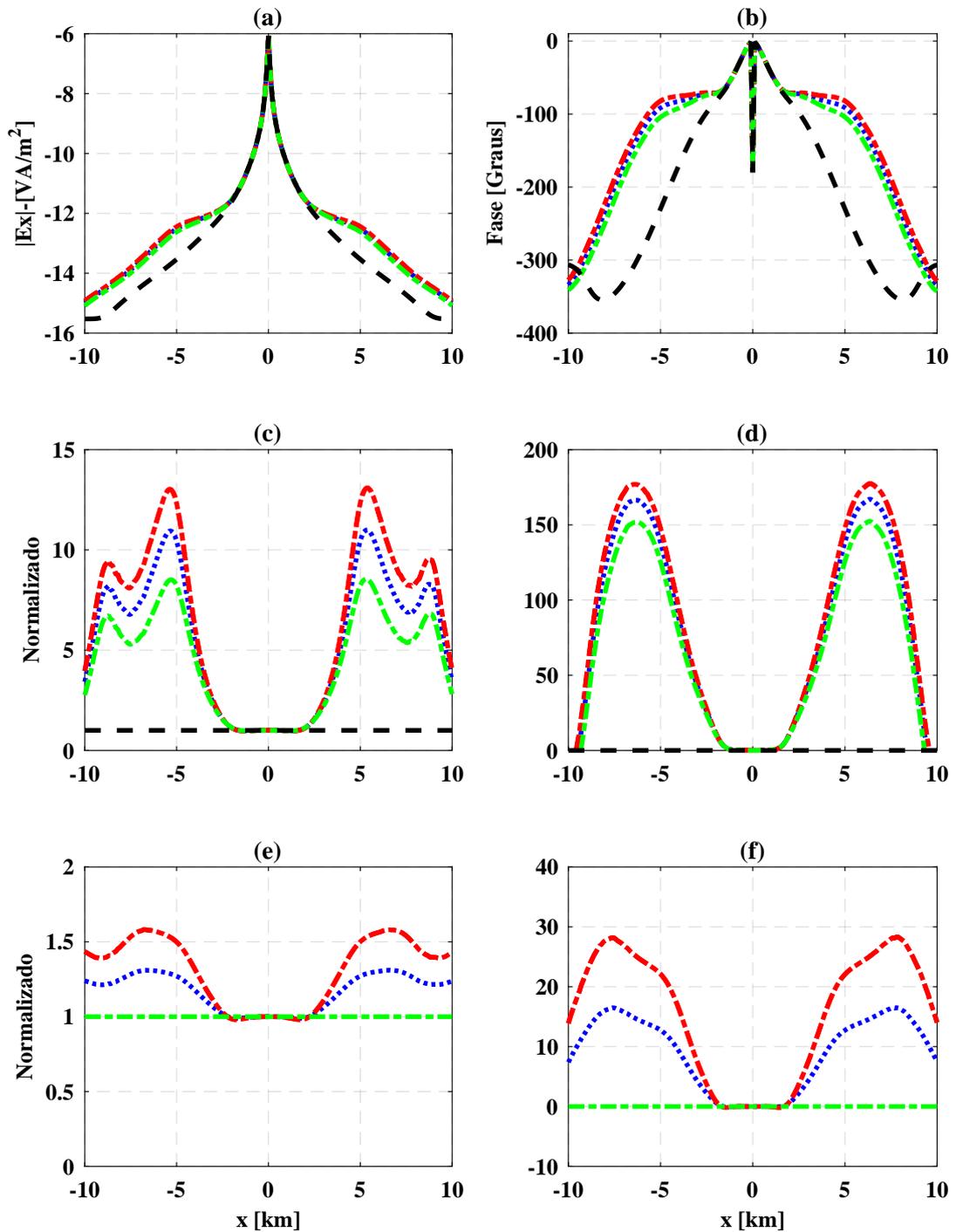


Figura 4.39: Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$  para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

trópicos e para o *offsets* de 9000 m valores 1.1 e 1.2 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria aumentou a amplitude para *offsets* menores que 6000 m e maiores que 7500 m, ou seja, que a anisotropia no resistor amplificou a amplitude da anomalia proveniente de um alvo resistivo isotrópico quando comparado com o sedimento/resistor isotrópicos. A Figura 4.40(f) exibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 m obtemos as seguintes variações na fase 31.4 e 55.9 em relação a resposta do sedimento/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 m os valores de 7.1 e 13.5 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Desta maneira, diante dos valores de amplitude e fase supracitados e ao compararmos as respostas sobre as anisotropias nos planos transversais aos eixos de simetria orientados nas direções  $x$  e  $y$ , ou seja, ao compararmos as Figuras 4.36 e 4.40 é admissível dizer que apresentaram comportamentos similares e ao verificarmos as respostas nos *offsets* de 5000 m e 9000 m obtivemos valores iguais, logo, é razoável dizer as anisotropias referidas apresentam respostas equivalentes para resistores de pequena espessura na aquisição *broadside*.

Nas Figuras 4.41 e 4.42, cuja resposta está associada ao caso isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$ , temos que a curva azul está associada aos seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 1 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_z = 200 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 100 \Omega \cdot m$ , ao passo que, a curva vermelha apresenta os seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 1 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_z = 500 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 100 \Omega \cdot m$ . A curva verde está associada ao caso isotrópico onde o pacote sedimentar possui resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  e o alvo resistivo igual a  $\rho = 100 \Omega \cdot m$ , enquanto que, para a curva preta, temos a resposta do pacote sedimentar com resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  na ausência do resistor. As Figuras 4.41(a), 4.42(a), 4.41(b) e 4.42(b) exibem, nesta ordem, a amplitude e fase da componente  $E_x$  do campo, ao passo que, nas figuras 4.41(c), 4.42(c), 4.41(d) e 4.42(d) temos a resposta normalizada pela curva preta, ao mesmo tempo que, nas figuras 4.41(e), 4.42(e), 4.41(f) e 4.42(f) apresentamos as respostas normalizada pela componente  $E_x$  do campo isotrópico sedimento/resistor.

A Figura 4.41(a) apresenta valores de amplitude superiores em relação ao caso isotrópico (curva verde); já para a Figura 4.41(b) constatamos que as alterações na fase ocorreram de forma significativa para *offsets* maiores que 2000 m e apresentou comportamento similar a amplitude na Figura 4.41(a). A Figura 4.41(c) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e

## Geometria Broadside - Anisotropia Resistor

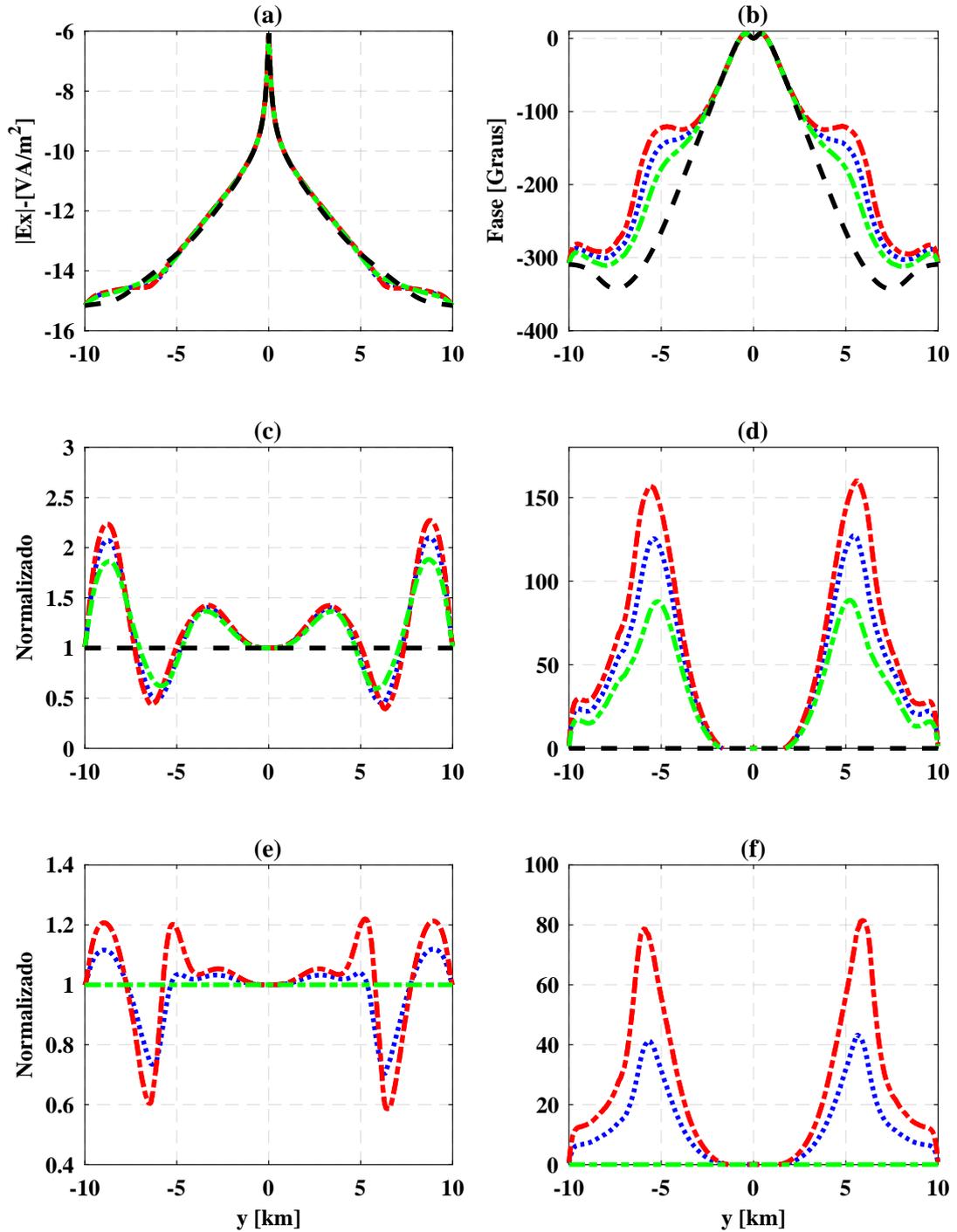


Figura 4.40: Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$  para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

## Geometria In Line - Anisotropia Resistor

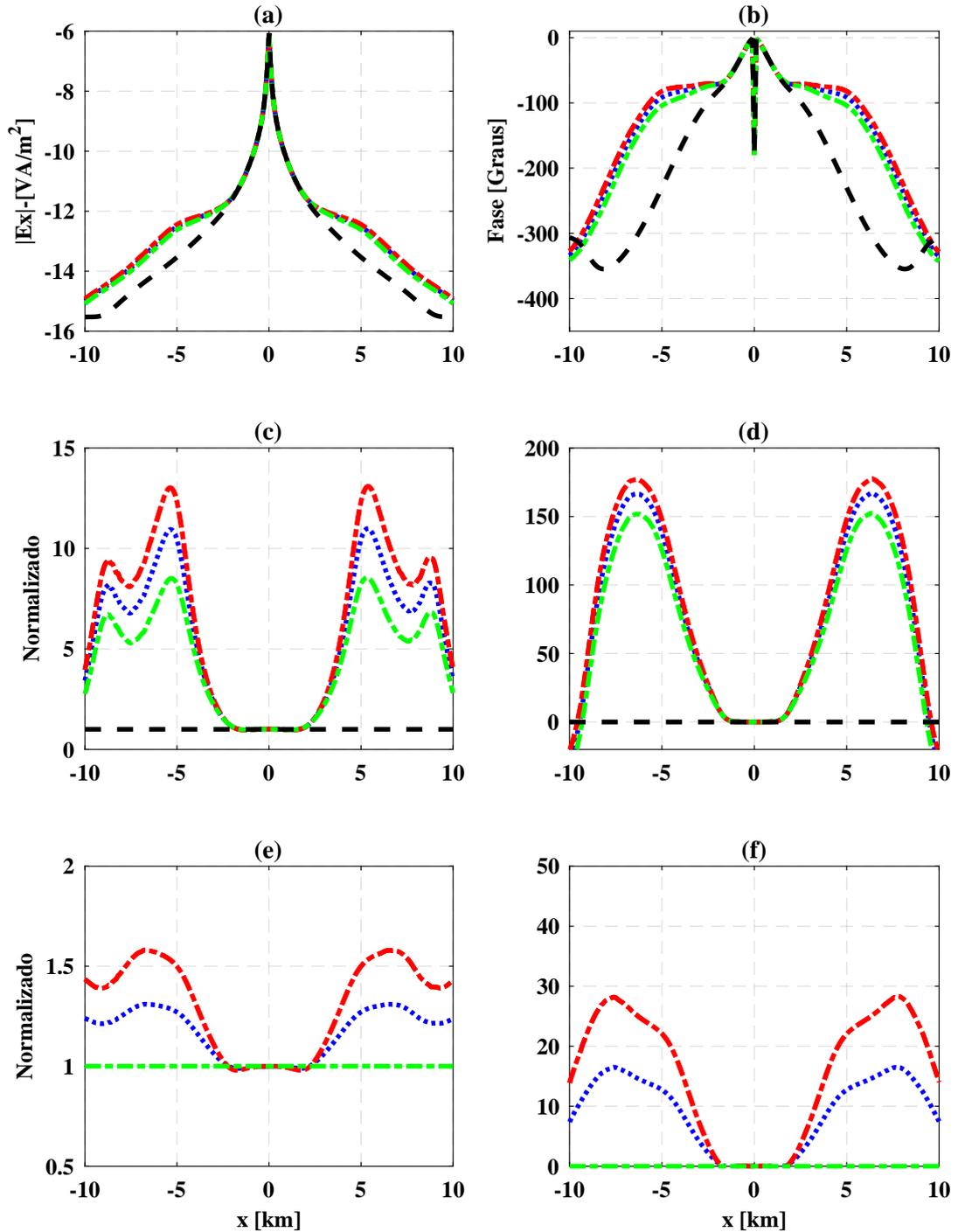


Figura 4.41: Isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

## Geometria Broadside - Anisotropia Resistor

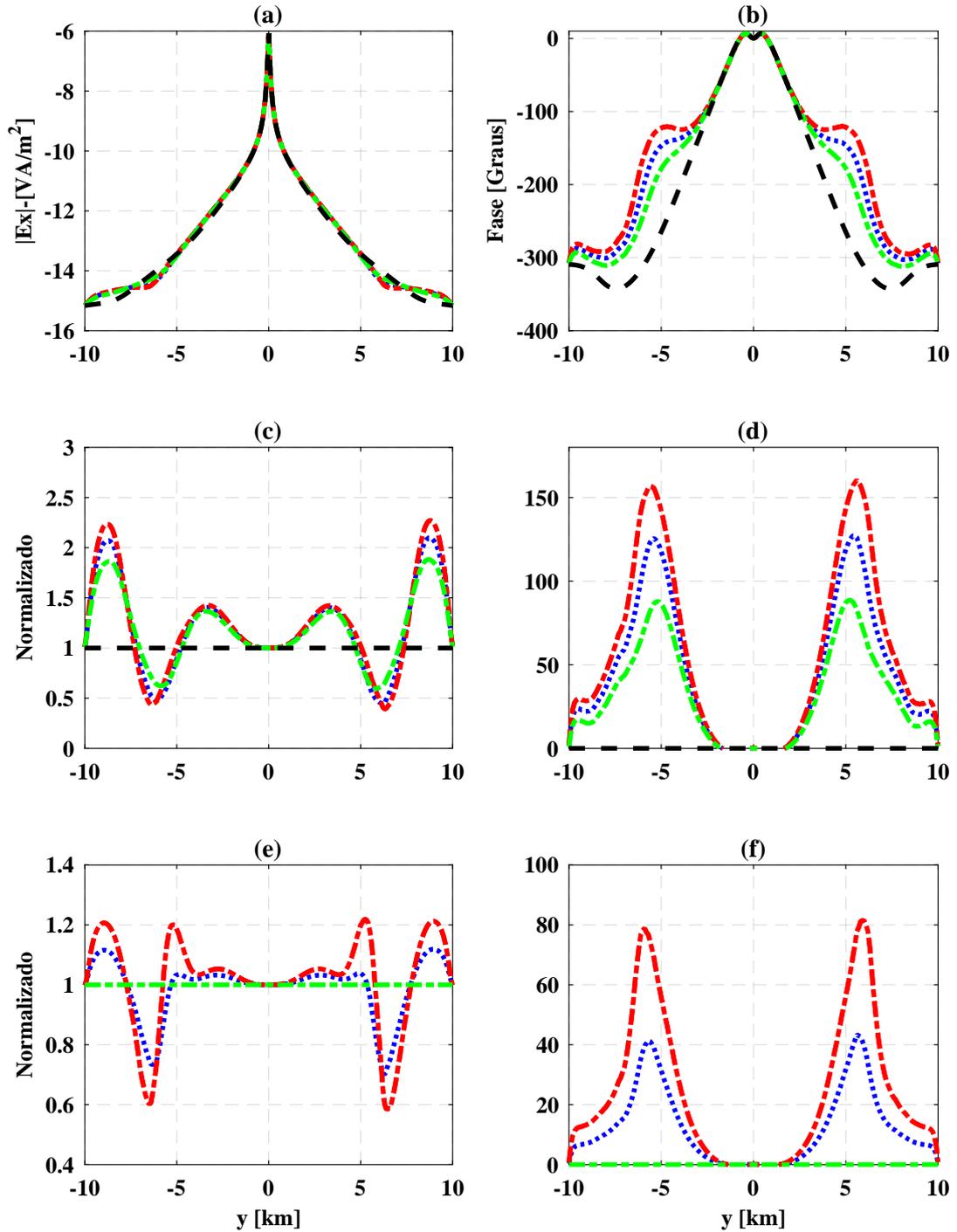


Figura 4.42: Isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

## Geometria In Line - Anisotropia Resistor

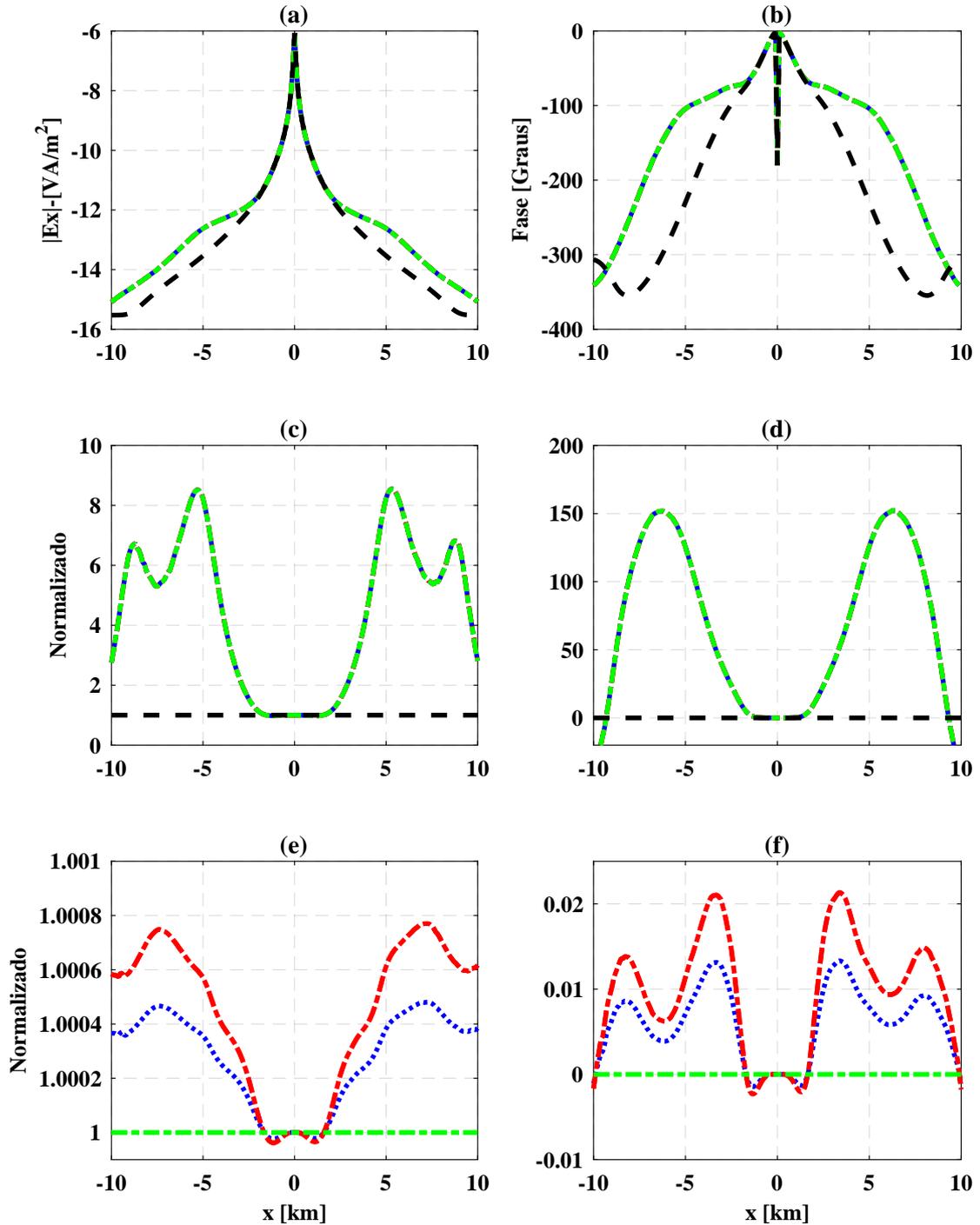


Figura 4.43: Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

## Geometria Broadside - Anisotropia Resistor

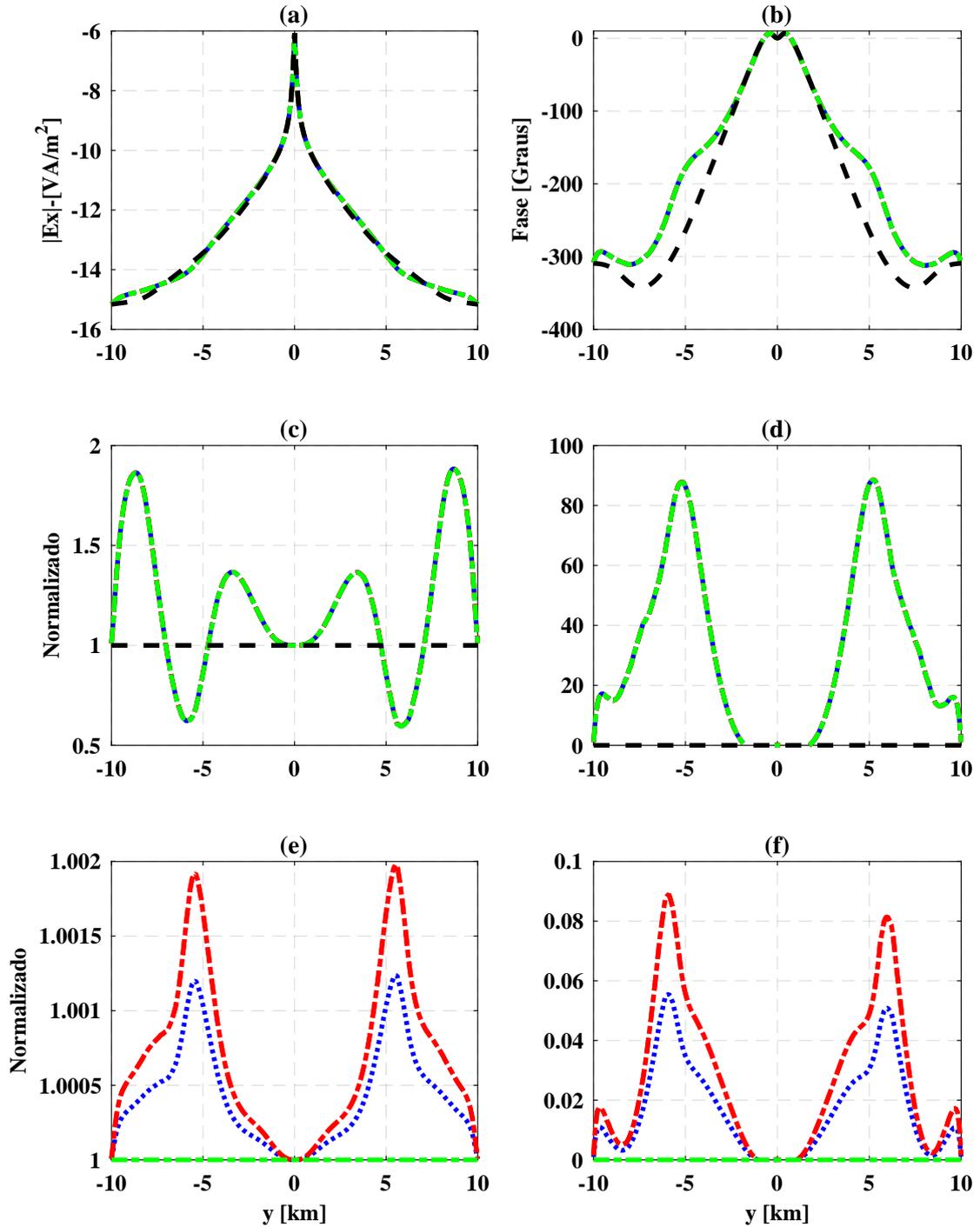


Figura 4.44: Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para o resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico.

$500 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 10.5 e 12.3 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 7.8 e 9 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ , respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu amplitudes crescentes com a resistividade anisotrópica e maiores que o caso isotrópico. A Figura 4.41(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 138.3 e 147.6 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de 40,9 e 50.8 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ . Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior ao caso isotrópico. A Figura 4.41(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 1.3 e 1.5 vezes maior que a resposta do sedimento/resistor isotrópicos e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 1.2 e 1.4 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria aumentou a amplitude para todos *offsets*, ou melhor, a anisotropia no resistor amplificou a amplitude da anomalia proveniente de um alvo resistivo isotrópico quando comparado com o sedimento/resistor isotrópicos. A Figura 4.41(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 12.8 e 22.1 em relação a resposta do sedimento/resistor isotrópicos e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de 12.8 e 22.6 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e inferior a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Desta maneira, diante dos valores de amplitude e fase supracitados e ao compararmos as respostas sobre da isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  com a anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$ , ou seja, ao compararmos as Figuras 4.35 e 4.41 é admissível dizer que apresentam comportamentos similares e ao verificarmos as respostas nos *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$  obtivemos valores iguais, logo, é razoável dizer que as anisotropias referidas apresentam respostas equivalentes para resistores de pequena espessura na aquisição *in line*.

A Figura 4.42(a) apresenta valores de amplitude superiores em relação ao caso isotró-

pico (curva verde); já para a Figura 4.42(b) constatamos que as alterações na fase ocorreram de forma significativa para *offsets* maiores que 2000 *m* e apresentou comportamento similar a amplitude na Figura 4.42(a). A Figura 4.42(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 0.9 e 1 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* valores 2 e 2.2 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m*, respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu amplitudes crescentes com a resistividade anisotrópica e maiores que o caso isotrópico para *offsets* menores que 6000 *m* e maiores que 7500 *m*. A Figura 4.42(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 117.7 e 142.2 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de 22, 2 e 28.5 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m*. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior ao caso isotrópico. A Figura 4.42(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 1 e 1.2 vezes maior que a resposta do sedimento/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* valores 1.1 e 1.2 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria aumentou a amplitude para *offsets* menores que 6000 *m* e maiores que 7500 *m*, ou seja, a anisotropia no resistor amplificou a amplitude da anomalia proveniente de um alvo resistivo isotrópico quando comparado com o sedimento/resistor isotrópicos. A Figura 4.42(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 31.4 e 55.9 em relação a resposta do sedimento/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de 7.1 e 13.5 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria produziu uma variação na fase crescente e superior a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Desta maneira, diante dos valores de amplitude e fase supracitados e ao compararmos as respostas sobre da isotropia transversal com eixo de simetria na direção *z* com a anisotropia

transversal com eixo de simetria na direção  $x$ , ou seja, ao compararmos as Figuras 4.36 e 4.42 é admissível dizer que apresentaram comportamentos similares e ao verificarmos as respostas nos *offsets* de 5000  $m$  e 9000  $m$  obtivemos valores iguais, logo, é razoável dizer as anisotropias referidas apresentam respostas equivalentes para resistores de pequena espessura na aquisição *broadside*.

Nas Figuras 4.43 e 4.44, cuja resposta está associada ao caso isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$ , onde variamos a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria, temos que a curva azul está associada aos seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 1 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_z = 100 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 200 \Omega \cdot m$ , ao passo que, a curva vermelha apresenta os seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_x = \rho_y = \rho_z = 1 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_z = 100 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 500 \Omega \cdot m$ . A curva verde está associada ao caso isotrópico onde o pacote sedimentar possui resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  e o alvo resistivo igual a  $\rho = 100 \Omega \cdot m$ , enquanto que, para a curva preta, temos a resposta do pacote sedimentar com resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  na ausência do alvo resistivo. As Figuras 4.43(a), 4.44(a), 4.43(b) e 4.44(b) exibem, nesta ordem, a amplitude e fase da componente  $E_x$  do campo, ao passo que, nas figuras 4.43(c), 4.44(c), 4.43(d) e 4.44(d) temos a resposta normalizada pela curva preta, ao mesmo tempo que, nas figuras 4.43(e), 4.44(e), 4.43(f) e 4.44(f) apresentamos a resposta normalizada pela componente  $E_x$  isotrópica sedimento/resistor.

Nas Figuras 4.43 e 4.44 não observamos alterações apreciáveis como corroboram as Figuras 4.43(e), 4.43(f), 4.44(e) e 4.44(f).

#### 4.4.3 Anisotropia no pacote sedimentar e resistor

Nesta seção aplicamos a anisotropia no pacote sedimentar e resistor com intuito de compreender seu efeito sobre as aquisições *in line* e *broadside*. Para isso, analisamos a resposta da componente  $E_x$  para um caso de anisotropia no pacote sedimentar combinado com três situações para o resistor onde mostramos a amplitude e fase da referida componente. Buscamos realçar o efeito da anisotropia na modelagem, para isso, apresentamos três normalizações. Na primeira, normalizamos a resposta do pacote sedimentar/resistor anisotrópicos pela isotrópica no sedimento e, na segunda pela resposta isotrópica no conjunto sedimento/resistor e por fim pelo pacote sedimentar anisotrópico na ausência do resistor.

Nas Figuras 4.45 e 4.46, cuja resposta está associada ao caso da isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  com variação da resistividade no plano transversal ao eixo de simetria para o sedimento e resistor, temos que a curva azul está associada aos seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_z = 1 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 10 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_z = 100 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 200 \Omega \cdot m$ , ao passo que, a curva vermelha apresenta os seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_z = 1 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 10 \Omega \cdot m$  e,

quanto à resistividade do resistor,  $\rho_z = 100 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 500 \Omega \cdot m$ . A curva verde está associada ao caso isotrópico onde o pacote sedimentar possui resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  e o alvo resistivo igual a  $\rho = 100 \Omega \cdot m$ , enquanto que, para a curva preta, representa a resposta do pacote sedimentar com resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  na ausência do resistor. As Figuras 4.45(a), 4.46(a), 4.45(b) e 4.46(b) exibem, nesta ordem, a amplitude e fase da componente  $E_x$  do campo, ao passo que, nas figuras 4.45(c), 4.46(c), 4.45(d) e 4.46(d) temos a resposta normalizada pela curva preta, já nas figuras 4.45(e), 4.46(e), 4.45(f) e 4.46(f) temos a resposta normalizada pela curva verde, ao mesmo tempo que, nas figuras 4.45(g), 4.46(g), 4.45(h) e 4.46(h) apresentamos a resposta normalizada pela componente  $E_x^p$  do campo anisotrópico e, por último, nas Figuras 4.45(i) e 4.46(i) exibimos a resposta da componente  $E_x^p$  normalizada pela curva preta.

A Figura 4.45(a) apresenta valores de amplitude extremamente próximos do caso isotrópico (curva verde); já para a Figura 4.45(b) constatamos que as alterações na fase ocorreram para *offsets* maiores que  $1000 m$  crescente com a resistividade anisotrópica do resistor. A Figura 4.45(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 10.6 e 10.6 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 3.1 e 3.1 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ , respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para o resistor produziu amplitudes praticamente iguais mas superiores ao caso isotrópico que evidencia o predomínio da anisotropia do pacote sedimentar, vale ressaltar também que na seção anterior a anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  aplicada ao resistor não afetou a aquisição *in line*. A Figura 4.45(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 166.8 e 166.8 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de 111 e 111 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ . Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não produziu variação na fase mas apresentou valores superiores ao caso isotrópico que evidencia o predomínio da anisotropia do pacote sedimentar. A Figura 4.45(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria

assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 1.3 e 1.3 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 0.5 e 0.5 vezes a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não alterou a amplitude uma vez que a anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  não afeta resistores como mostrado na seção anterior. A Figura 4.45(f) exibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 41.3 e 41.3 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de 82.7 e 82.7 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não produziu variação na fase mas apresentou valores superiores ao caso isotrópico reforçando o predomínio do efeito da anisotropia do pacote sedimentar. A Figura 4.45(g) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 4.5 e 4.5 vezes maior que a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 0.3 e 0.3 vezes a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Portanto, o aumento da resistividade no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não produz alteração na amplitude em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. A Figura 4.45(h) exibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 39 e 39 em relação a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de  $-54.3$  e  $-54.3$  em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Logo, o aumento da resistividade no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não produziu variações na fase em relação a resposta do pacote sedimentar isotrópico, sendo atribuída tal variação a anisotropia do pacote sedimentar. A Figura 4.45(i) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  do pacote sedimentar anisotrópico na ausência do resistor normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos o valor 2.4 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  o valor 9 vezes a resposta do pacote sedimentar isotrópico. Portanto, o aumento da anisotropia no sedimento produz amplificação da amplitude em relação a resposta do caso isotrópico. Desta ma-

neira, devido valores de amplitude supracitados é admissível dizer a anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria afeta o pacote sedimentar, porém não altera a amplitude e fase do resistor. É razoável dizer que a anisotropia transversal com eixo de simetria teve efeito moderado sobre a aquisição *in line* mas, não afetou o fluxo de corrente que incide normal ao resistor e com isso não alterou o acúmulo de carga sobre o mesmo.

## Geometria In Line - Anisotropia no Sedimento e Resistor

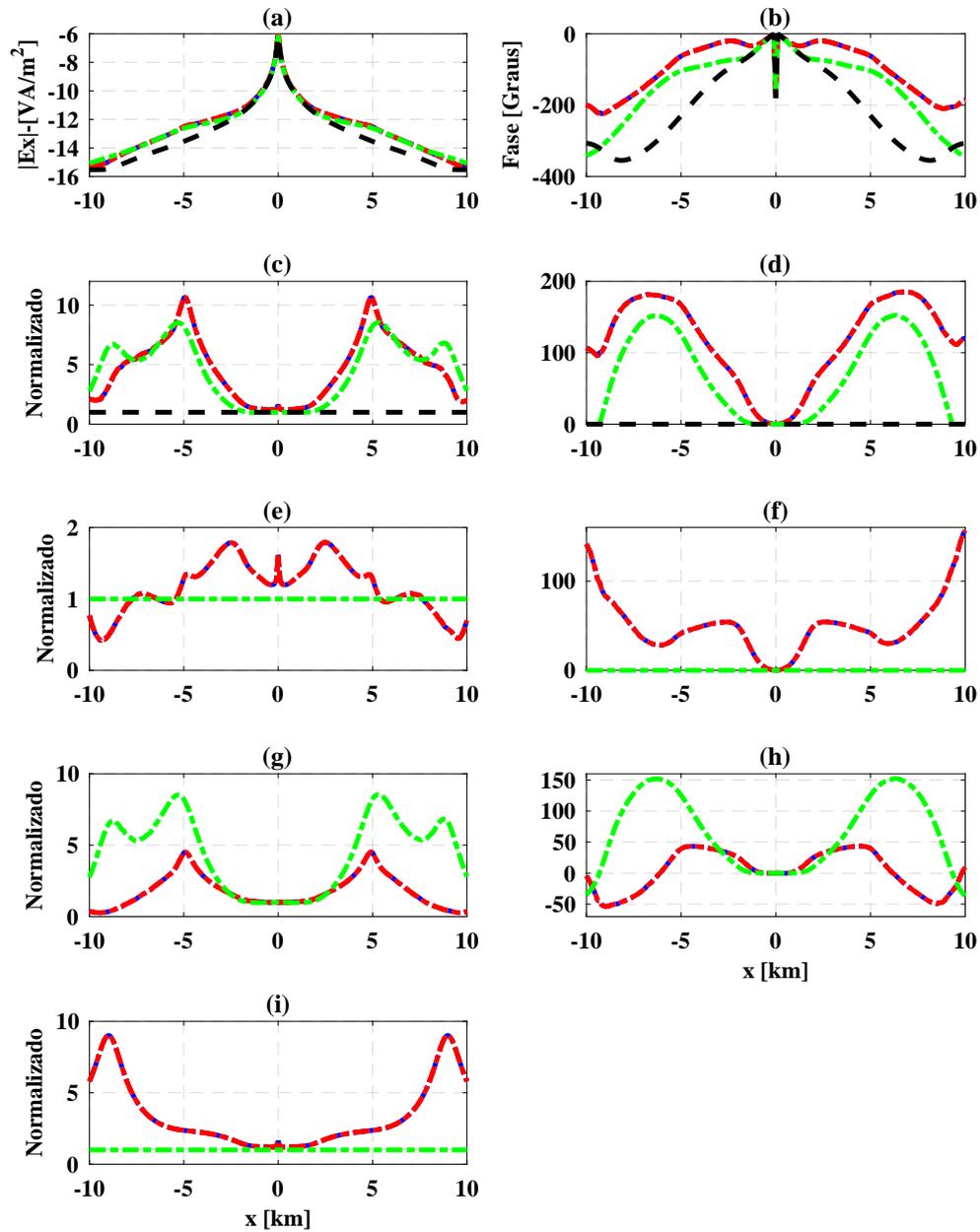


Figura 4.45: Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para pacote sedimentar e resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (h) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre  $E_x^p$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico.

## Geometria Broadside - Anisotropia no Sedimento e Resistor

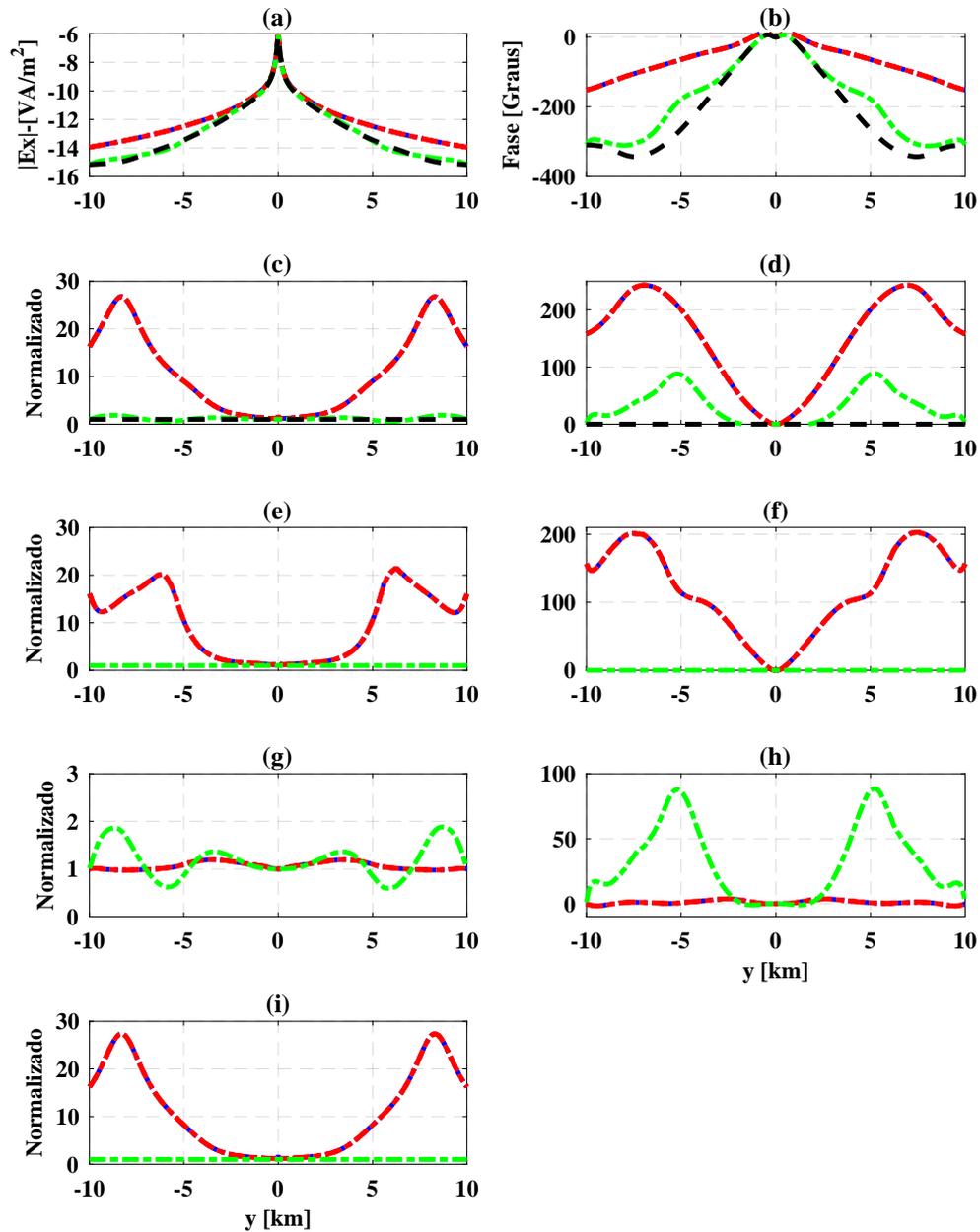


Figura 4.46: Anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para pacote sedimentar e resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (h) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre  $E_x^p$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico.

A Figura 4.46(a) apresenta valores de amplitude extremamente próximos do caso isotrópico (curva verde); já para a Figura 4.46(b) constatamos que as alterações na fase ocorreram para *offsets* maiores que 1000 *m* crescente com a resistividade anisotrópica do resistor. A Figura 4.46(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 9 e 9 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* valores 23.3 e 23.3 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m*, respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para o resistor produziu amplitudes praticamente iguais mas superiores ao caso isotrópico que evidencia o predomínio da anisotropia do pacote sedimentar, vale ressaltar também que na seção anterior a anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  aplicada ao resistor não afetou a aquisição *broadside*. A Figura 4.46(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 200 e 200 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de 182 e 182 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m*. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não produziu variação na fase mas apresentou valores superiores ao caso isotrópico que evidencia o predomínio da anisotropia do pacote sedimentar. A Figura 4.46(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 10.5 e 10.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* valores 12.8 e 12.8 vezes a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não alterou a amplitude uma vez que a anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  não afeta resistores como mostrado na seção anterior. A Figura 4.46(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 114.3 e 114.3 em relação a

resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 m os valores de 166.9 e 166.9 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não produziu variação na fase mas apresentou valores superiores ao caso isotrópico reforçando o domínio do efeito da anisotropia do pacote sedimentar. A Figura 4.46(g) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de 5000 m obtemos valores 1 e 1 vezes maior que a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de 9000 m valores 1 e 1 vezes a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Portanto, o aumento da resistividade no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não produz alteração na amplitude em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. A Figura 4.46(h) exibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 m obtemos as seguintes variações na fase 0.7 e 0.7 em relação a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de 9000 m os valores de  $-1.1$  e  $-1.1$  em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Logo, o aumento da resistividade no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não produziu variações na fase em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico, sendo atribuída tal variação a anisotropia do pacote sedimentar. A Figura 4.46(i) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  do pacote sedimentar anisotrópico na ausência do resistor normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de 5000 m obtemos o valor 8.3 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 m o valor 23.6 vezes a resposta do pacote sedimentar isotrópico. Portanto, o aumento da anisotropia no sedimento produz amplificação da amplitude em relação a resposta do caso isotrópico. Desta maneira, devido aos valores de amplitude supracitados é admissível dizer que a anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria quando aplicada ao pacote sedimentar e resistor. É razoável dizer que a anisotropia transversal ao eixo de simetria teve efeito moderado sobre a aquisição *broadside* mas, não afetou o fluxo de corrente que incide normal ao resistor e com isso não alterou o acúmulo de carga sobre o mesmo.

Nas Figuras 4.47 e 4.48, cuja resposta está associada ao caso da isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para o sedimento e resistor, temos que a curva azul está associada aos seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_z = 10 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 1 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_z = 200 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 100 \Omega \cdot m$ , ao passo que, a curva vermelha apresenta os seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_z = 10 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 1 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_z = 500 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 100 \Omega \cdot m$ . A

curva verde está associada ao caso isotrópico onde o pacote sedimentar possui resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  e o alvo resistivo igual a  $\rho = 100 \Omega \cdot m$ , enquanto que, para a curva preta, mostra a resposta do pacote sedimentar com resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  na ausência do resistor. As Figuras 4.47(a), 4.48(a), 4.47(b) e 4.48(b) exibem, nesta ordem, a amplitude e fase da componente  $E_x$  do campo, ao passo que, nas figuras 4.47(c), 4.48(c), 4.47(d) e 4.48(d) temos a resposta normalizada pela curva preta, já nas figuras 4.45(e), 4.46(e), 4.45(f) e 4.46(f) temos a resposta normalizada pela curva verde, ao mesmo tempo que, nas figuras 4.47(g), 4.48(g), 4.47(h) e 4.48(h) apresentamos a resposta normalizada pela componente  $E_x^p$  do campo anisotrópica e, por último, nas Figuras 4.47(i) e 4.48(i) exibimos a resposta da componente  $E_x^p$  normalizada pela curva preta.

## Geometria In Line - Anisotropia no Sedimento e Resistor

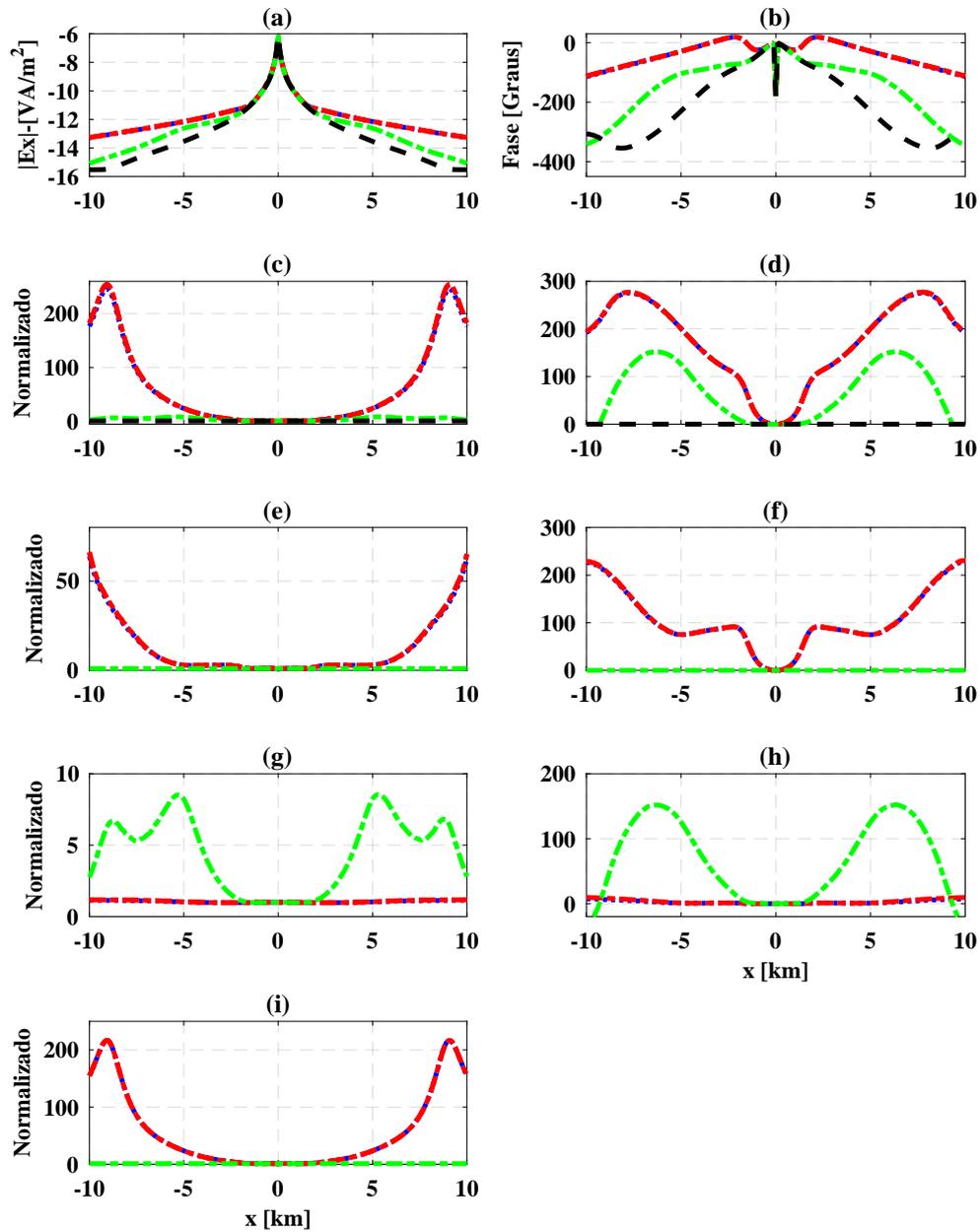


Figura 4.47: Isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para pacote sedimentar e resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (h) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre  $E_x^p$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico.

A Figura 4.47(a) apresenta aumentos nos valores de amplitude em relação a curva verde; já para a Figura 4.47(b) constatamos que as alterações na fase ocorreram para *offsets* maiores que 1000 *m* crescente com a resistividade anisotrópica do resistor. A Figura 4.47(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 24.1 e 24.4 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* valores 245.1 e 253.3 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m*, respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria para o resistor produziu amplitudes crescentes e superiores ao caso isotrópico. A Figura 4.47(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 200.4 e 200.7 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de 236 e 238 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m*. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria para o resistor produziu pequenas variação na fase, mas apresentou valores superiores ao caso isotrópico que evidência a contribuição do sedimento e resistor com predomínio da anisotropia do pacote sedimentar. A Figura 4.47(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 2.9 e 3 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* valores 38 e 39.3 vezes a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria para o resistor produziu amplitude crescente. A Figura 4.47(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 74.9 e 75.2 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de 207.9 e 210 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria para o resistor produziu variação na fase crescentes. A Figura 4.47(g) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a

resistividade na direção do eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 1 e 1 vezes maior que a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 1.1 e 1.2 vezes a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Portanto, o aumento da resistividade na direção do eixo de simetria para o resistor não produz alteração na amplitude em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico evidenciando o efeito da anisotropia proveniente do sedimento. A Figura 4.47(h) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 0.7 e 1 em relação a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de 6.2 e 8.3 em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Logo, o aumento da resistividade na direção do eixo de simetria para o resistor não produziu variações na fase em relação a resposta do pacote sedimentar isotrópico no *offsets* de  $5000 m$  mas grandes *offsets* como  $9000 m$  observamos variações que podem ser atribuída a anisotropia do pacote sedimentar. A Figura 4.47(i) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  do pacote sedimentar anisotrópico na ausência do resistor normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos o valor 23.5 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  o valor 216.2 vezes a resposta do pacote sedimentar isotrópico. Portanto, o aumento da anisotropia no sedimento produz amplificação da amplitude em relação a resposta do caso isotrópico. Desta maneira, devido valores de amplitude supracitados é admissível dizer a anisotropia na direção do eixo de simetria aplicada ao pacote sedimentar teve efeito predominante sobre o resistor. É razoável dizer que a anisotropia na direção do eixo de simetria teve efeito sobre a aquisição *in line* mas, não afetou o fluxo de corrente que incide normal ao resistor e com isso não alterou o acúmulo de carga sobre o mesmo a ponto de produzir efeito superior ao do pacote sedimentar anisotrópico.

## Geometria Broadside - Anisotropia Resistor

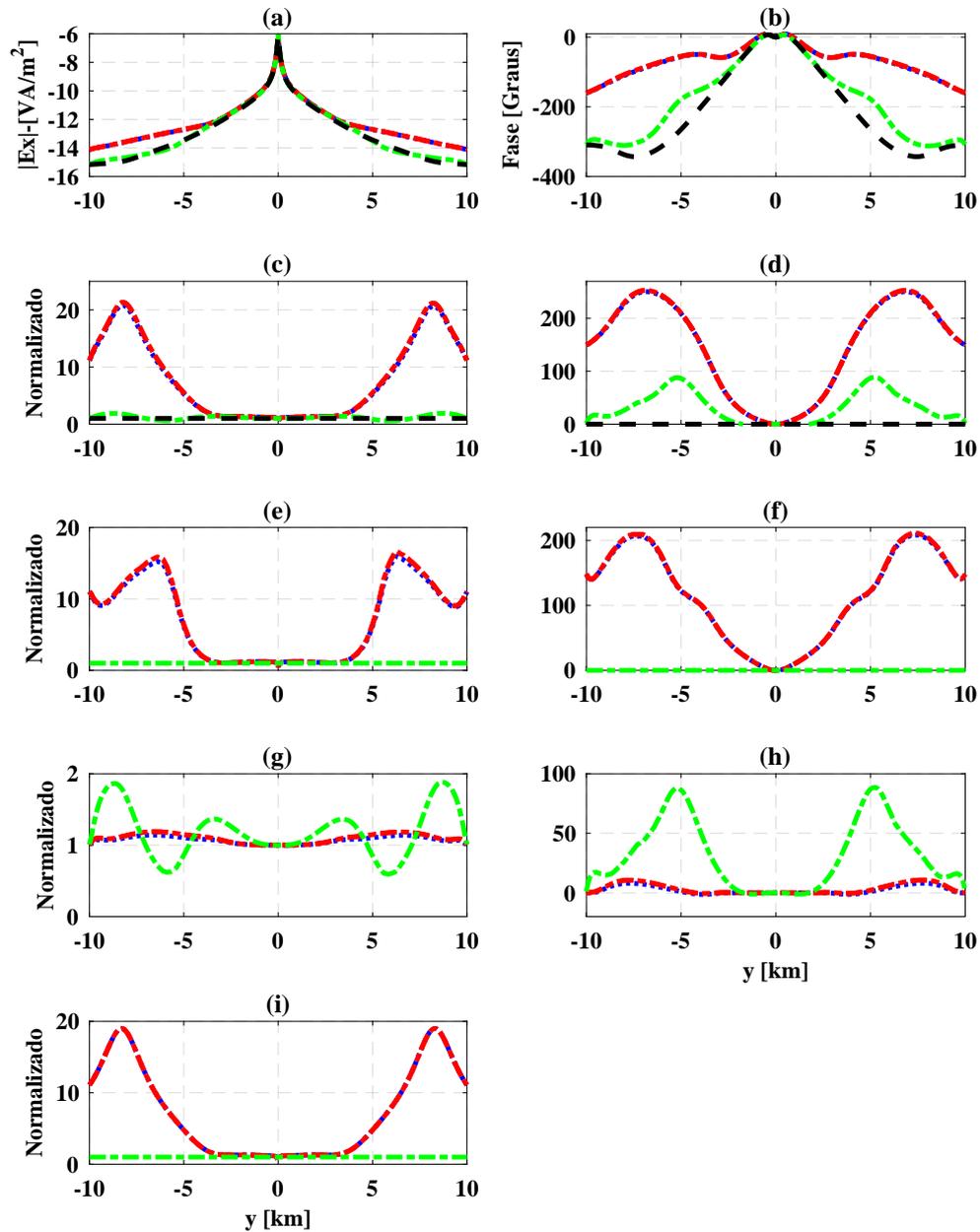


Figura 4.48: Isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para pacote sedimentar e resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (h) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre  $E_x^p$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico.

A Figura 4.48(a) apresenta aumentos nos valores de amplitude em relação ao modelo isotrópico (curva verde); já para a Figura 4.48(b) constatamos que as alterações na fase ocorreram para *offsets* maiores que 1000 *m* crescente com a resistividade anisotrópica do resistor. A Figura 4.48(c) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 5.3 e 5.5 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* valores 17.4 e 17.8 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m*, respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria para o resistor produziu amplitudes crescentes e superiores ao caso isotrópico. A Figura 4.48(d) exibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 208.7 e 209.9 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de 180.4 e 181.8 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m*. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria para o resistor produziu variação na fase crescente e superior ao caso isotrópico. A Figura 4.48(e) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 6.1 e 6.4 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* valores 9.5 e 9.7 vezes a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria para o resistor produziu amplitude crescente. A Figura 4.48(f) exibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 122.4 e 123.6 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de 165.3 e 166.8 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria para o resistor produziu variação crescente e superior ao caso isotrópico. A Figura 4.48(g) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$

e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 1.1 e 1.1 vezes maior que a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 1.1 e 1.1 vezes a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Portanto, o aumento da resistividade na direção do eixo de simetria para o resistor produziu pequena alteração na amplitude em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico que mostra o predomínio da anisotropia do sedimento sobre a do resistor. A Figura 4.48(h) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade na direção do eixo de simetria assume para o sedimento o valor  $10 \Omega \cdot m$  e para o resistor os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 1 e 1.2 em relação a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de 3.6 e 5 em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Logo, o aumento da resistividade na direção do eixo de simetria para o resistor produziu pequenas variações na fase em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico, sendo atribuída tal variação a anisotropia do resistor. A Figura 4.48(i) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  do pacote sedimentar anisotrópico na ausência do resistor normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos o valor 4.8 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  o valor 16.3 vezes a resposta do pacote sedimentar isotrópico. Portanto, o aumento da anisotropia no sedimento produz amplificação da amplitude em relação a resposta do caso isotrópico. Desta maneira, devido valores de amplitude supracitados é admissível dizer a anisotropia na direção do eixo de simetria afeta a amplitude e fase. É razoável dizer que a anisotropia na direção do eixo de simetria teve efeito sobre a aquisição *in line* mas, afetou moderadamente fluxo de corrente que incide normal ao resistor e com isso alterou levemente o acúmulo de carga sobre o mesmo.

Nas Figuras 4.49 e 4.50, cuja resposta está associada ao caso de isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para o sedimento e isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$ , onde variamos a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria, para o resistor, temos que a curva azul está associada aos seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_z = 10 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 1 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_z = 100 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 200 \Omega \cdot m$ , ao passo que, a curva vermelha apresenta os seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_z = 10 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 1 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_z = 100 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 500 \Omega \cdot m$ . A curva verde está associada ao caso isotrópico onde o pacote sedimentar possui resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  e o alvo resistivo igual a  $\rho = 100 \Omega \cdot m$ , enquanto que, para a curva preta, representa a resposta do pacote sedimentar com resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  na ausência do resistor. As Figuras 4.49(a), 4.50(a), 4.49(b) e 4.50(b) exibem, nesta ordem, a amplitude e fase da componente  $E_x$  do campo, ao passo que, nas figuras 4.49(c), 4.50(c), 4.49(d) e 4.50(d)

temos a resposta normalizada pela curva preta, já nas figuras 4.45(e), 4.46(e), 4.45(f) e 4.46(f) temos a resposta normalizada pela curva verde, ao mesmo tempo que, nas figuras 4.49(g), 4.50(g), 4.49(h) e 4.50(h) apresentamos a resposta normalizada pela componente  $E_x^p$  do campo anisotrópica e, por último, nas Figuras 4.49(i) e 4.50(i) exibimos a resposta da componente  $E_x^p$  normalizada pela curva preta.

## Geometria In Line - Anisotropia no Sedimento e Resistor

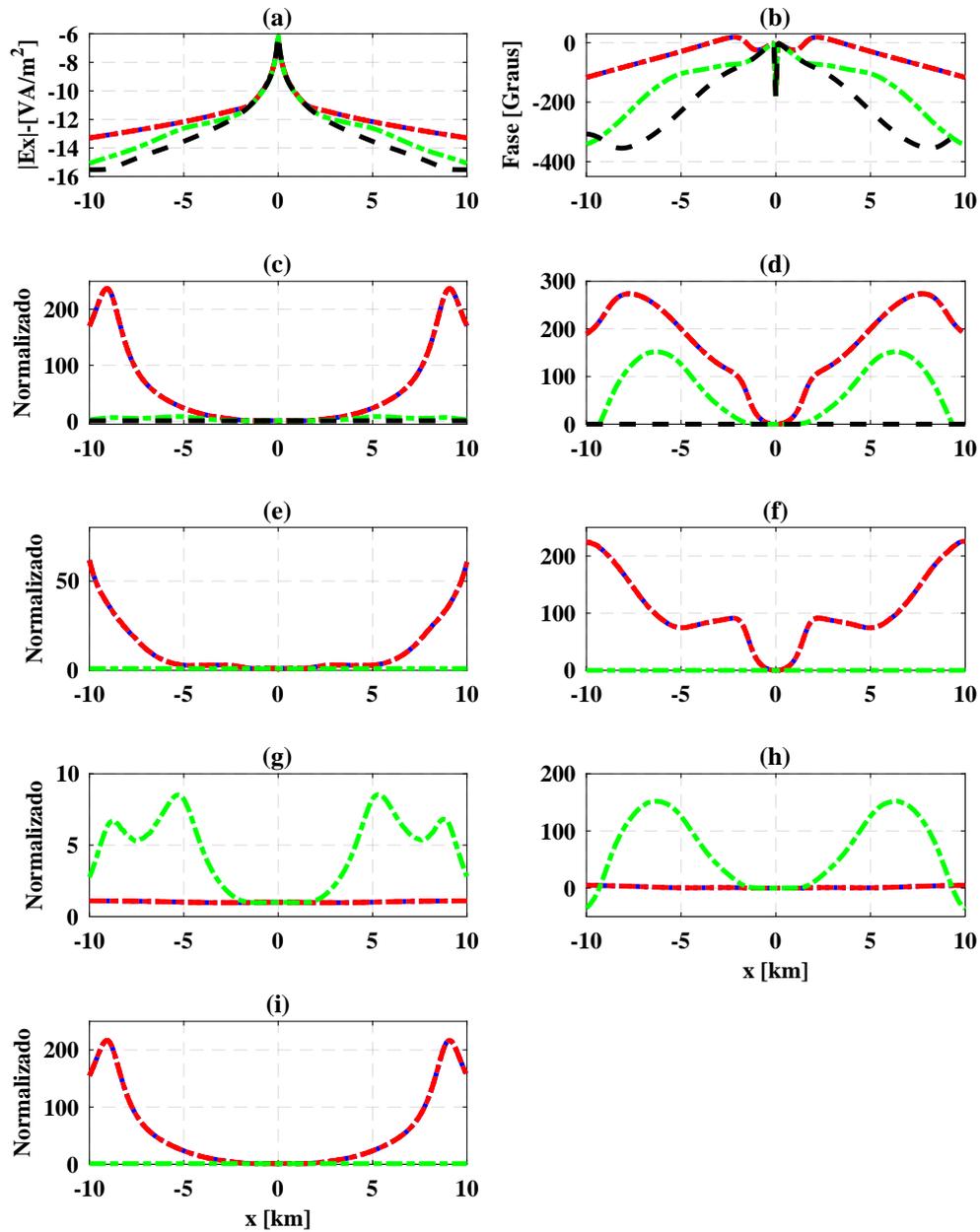


Figura 4.49: Isotropia e anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$ , respectivamente, para pacote sedimentar e resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (h) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre  $E_x^p$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico.

## Geometria Broadside - Anisotropia no Sedimento e Resistor

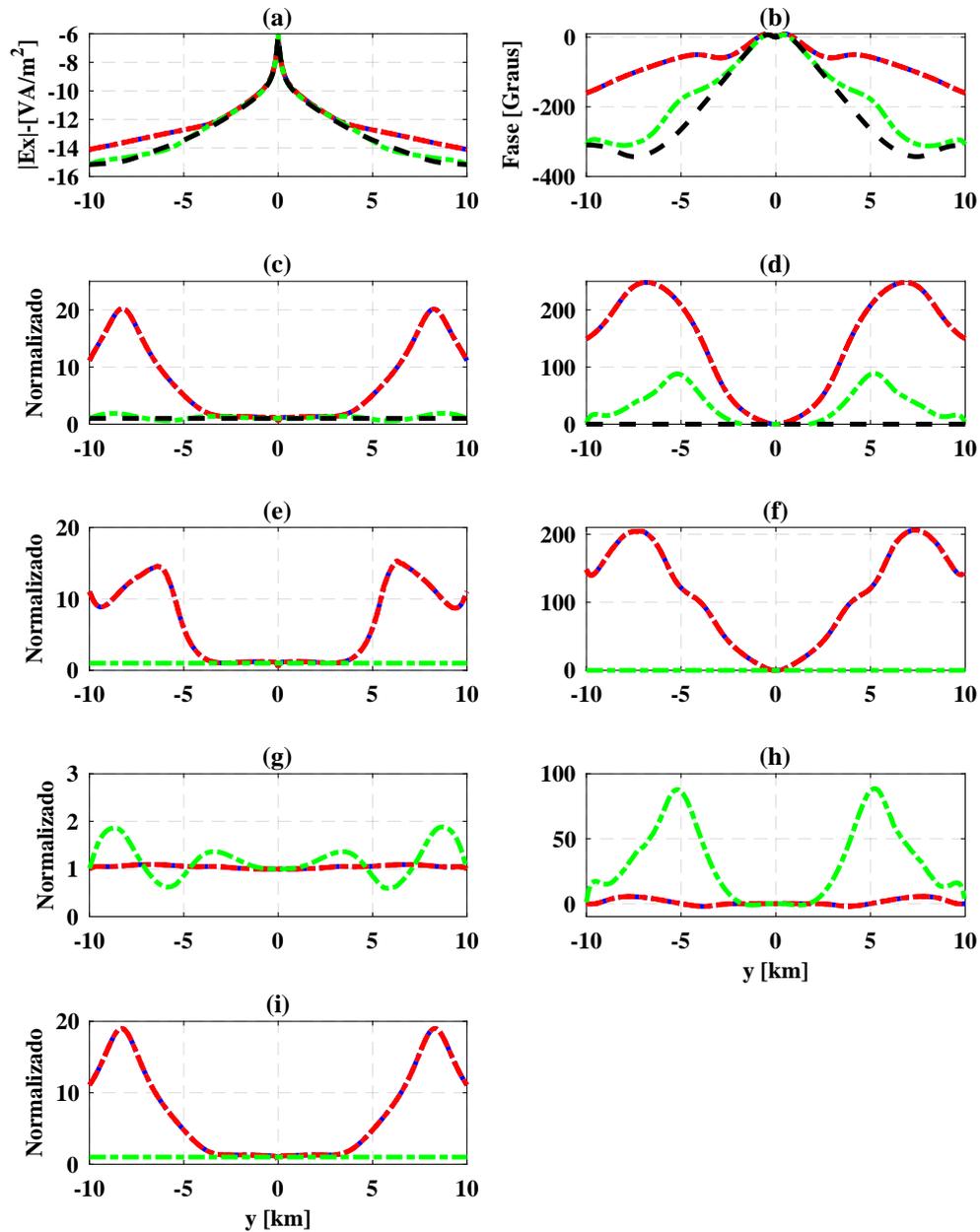


Figura 4.50: Isotropia e anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$ , respectivamente, para pacote sedimentar e resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (h) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre  $E_x^p$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico.

A Figura 4.49(a) apresenta aumentos nos valores de amplitude em relação ao caso isotrópico (curva verde); já para a Figura 4.49(b) constatamos que as alterações na fase ocorreram para *offsets* maiores que 1000 *m*. A Figura 4.49(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade do pacote sedimentar na direção do eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 23.7 e 23.7 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* valores 236.3 e 236.3 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m*, respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para o resistor produziu amplitudes praticamente iguais mas superiores ao caso isotrópico que evidencia o predomínio da anisotropia do pacote sedimentar, vale ressaltar também que na seção anterior a anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  aplicada ao resistor não afetou a aquisição *in line*. A Figura 4.49(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade do sedimento na direção do eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 200 e 200 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de 234 e 234 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de 5000 *m* e 9000 *m*. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não produziu variação na fase mas apresentou valores superiores ao caso isotrópico que evidencia o predomínio da anisotropia do pacote sedimentar. A Figura 4.49(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade do sedimento na direção do eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 2.9 e 2.9 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* valores 36.6 e 36.6 vezes a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não alterou a amplitude uma vez que a anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  não afeta resistores como mostrado na seção anterior. A Figura 4.49(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade do sedimento na direção do eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o

*offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 74.6 e 74.6 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de 205.9 e 205.9 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não produziu variação na fase mas apresentou valores superiores ao caso isotrópico reforçando o predomínio do efeito da anisotropia do pacote sedimentar. A Figura 4.49(g) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade do sedimento na direção do eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 1 e 1 vezes maior que a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* valores 1 e 1 vezes a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Portanto, o aumento da resistividade no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não produz alteração na amplitude em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. A Figura 4.49(h) exibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade do sedimento na direção do eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 0.5 e 0.5 em relação a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de 4.2 e 4.2 em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Logo, o aumento da resistividade no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não produziu variações na fase em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico, sendo atribuída tal variação a anisotropia do pacote sedimentar. A Figura 4.49(i) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  do pacote sedimentar anisotrópico na ausência do resistor normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos o valor 23.5 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* o valor 216.2 vezes a resposta do pacote sedimentar isotrópico. Portanto, o aumento da anisotropia no sedimento produz amplificação da amplitude em relação a resposta do caso isotrópico. Desta maneira, devido valores de amplitude supracitados é admissível dizer a anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria (direção  $z$ ) para o resistor tem efeito desprezível quando comparado com anisotropia na direção do eixo de simetria (direção  $z$ ), para o pacote sedimentar. É razoável dizer que a anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para o resistor não afetou a aquisição *in line* pois não afetou o fluxo de corrente que incide normal ao resistor e com isso não alterou o acúmulo de carga sobre o mesmo.

## Geometria In Line - Anisotropia no Sedimento e Resistor

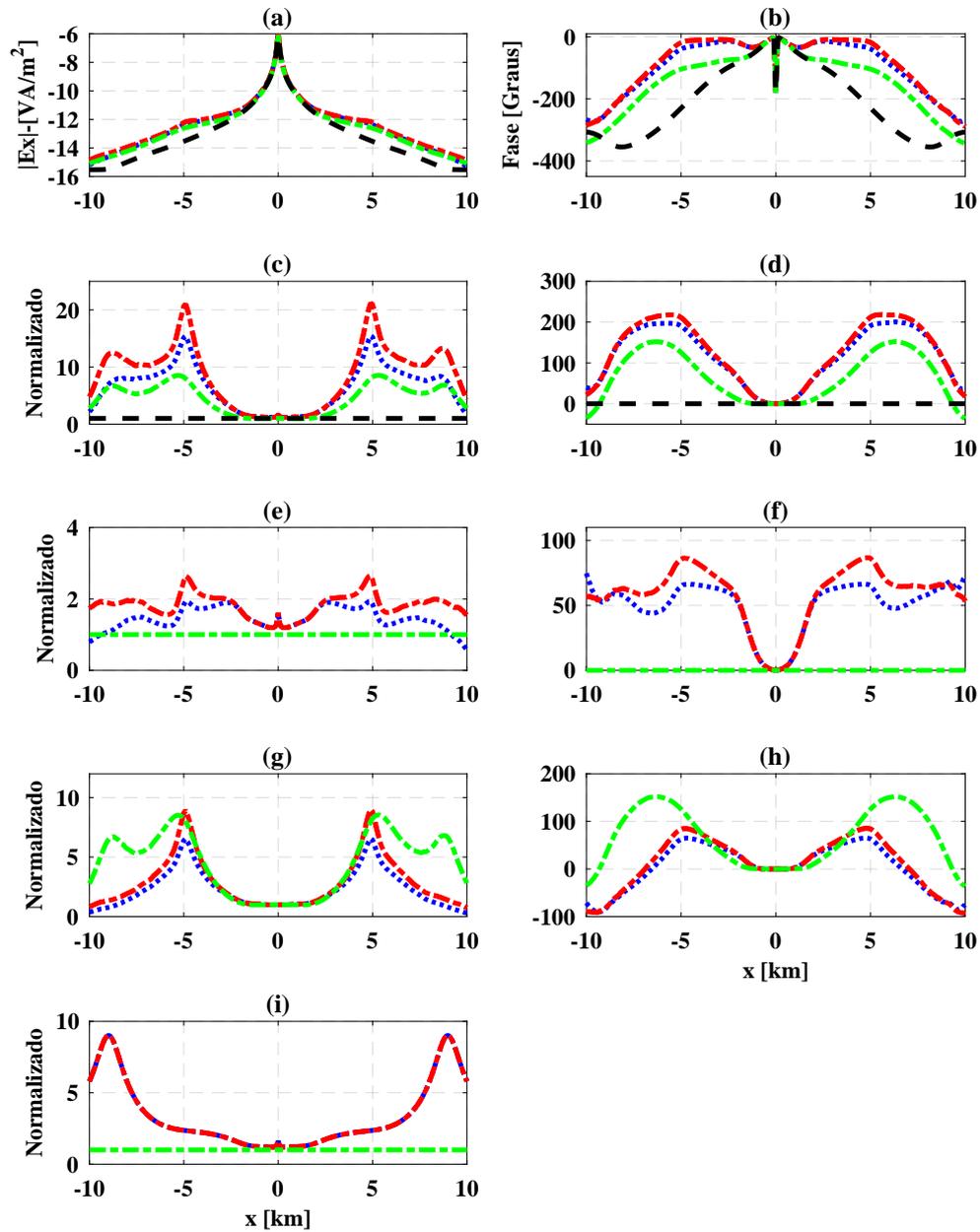


Figura 4.51: Anisotropia e isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$ , respectivamente, para pacote sedimentar e resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (h) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre  $E_x^p$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico.

## Geometria Broadside - Anisotropia no Sedimento e Resistor

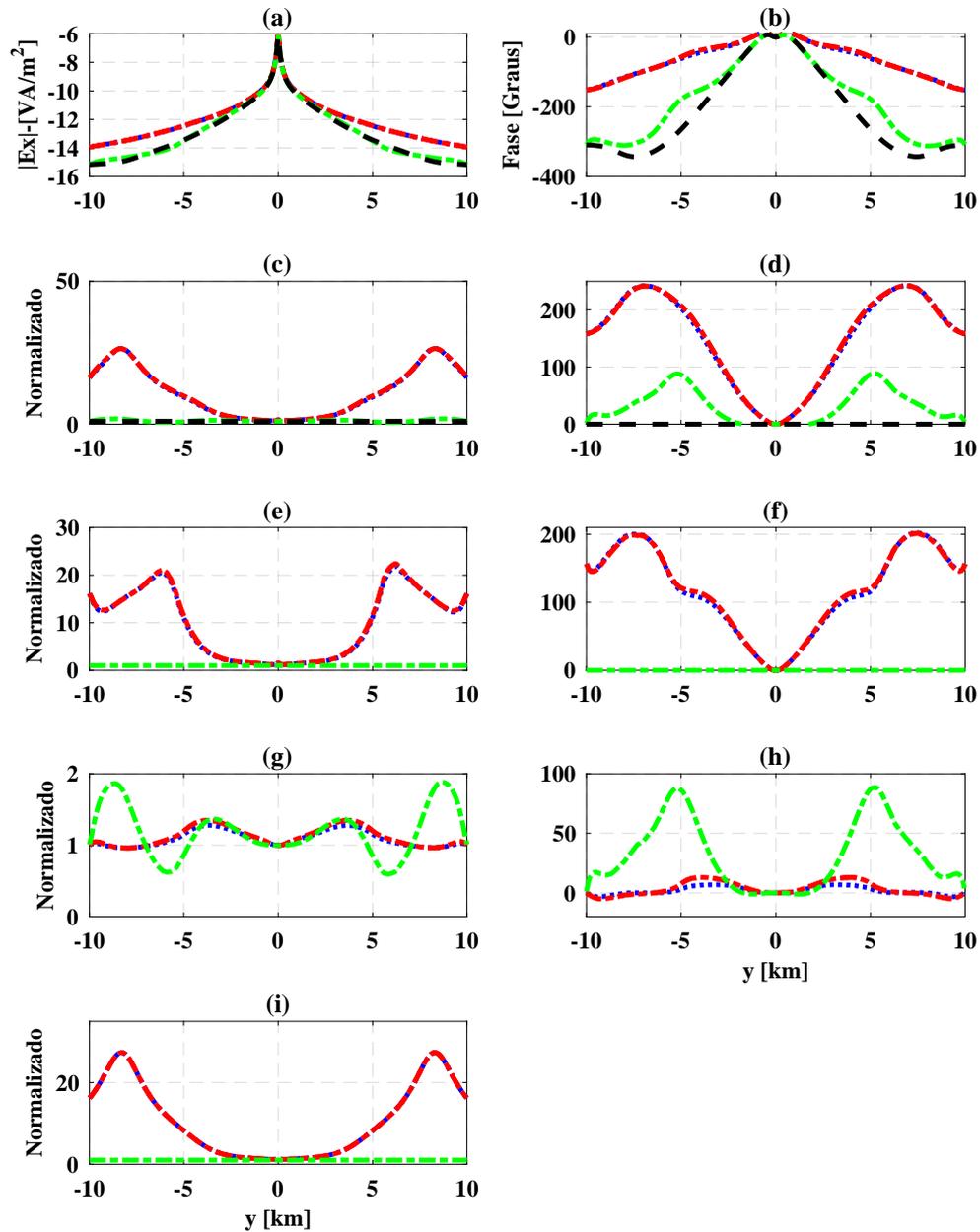


Figura 4.52: Anisotropia e isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$ , respectivamente, para pacote sedimentar e resistor. (a) Amplitude, (b) Fase, (c) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (d) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico, (e) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (f) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x$  isotrópico, (g) Amplitude normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (h) Fase normalizada entre  $E_x$  anisotrópico e  $E_x^p$  anisotrópico, (i) Amplitude normalizada entre  $E_x^p$  anisotrópico e  $E_x^p$  isotrópico.

A Figura 4.50(a) apresenta aumentos nos valores de amplitude em relação ao caso isotrópico (curva verde); já para a Figura 4.50(b) constatamos que as alterações na fase ocorreram para *offsets* maiores que 1000 m. A Figura 4.50(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade do sedimento na direção do eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 m obtemos valores 5 e 5 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 m valores 17 e 17 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de 5000 m e 9000 m, respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para o resistor produziu amplitudes praticamente iguais mas superiores ao caso isotrópico que evidencia o predomínio da anisotropia do pacote sedimentar, vale ressaltar também que na seção anterior a anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  aplicada ao resistor não afetou a aquisição *in line*. A Figura 4.50(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade do sedimento na direção do eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 m obtemos as seguintes variações na fase 207.6 e 207.6 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 m os valores de 179 e 179 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de 5000 m e 9000 m. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não produziu variação na fase mas apresentou valores superiores ao caso isotrópico que evidencia o predomínio da anisotropia do pacote sedimentar. A Figura 4.50(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade do sedimento na direção do eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 m obtemos valores 5.9 e 5.9 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 m valores 9.3 e 9.3 vezes a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não alterou a amplitude uma vez que a anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  não afeta resistores como mostrado na seção anterior. A Figura 4.50(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade do sedimento na direção do eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 m obtemos

as seguintes variações na fase 121 e 121 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 m os valores de 164 e 164 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não produziu variação na fase mas apresentou valores superiores ao caso isotrópico reforçando o predomínio do efeito da anisotropia do pacote sedimentar. A Figura 4.50(g) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade do sedimento na direção do eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 m obtemos valores 1 e 1 vezes maior que a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de 9000 m valores 1 e 1 vezes a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Portanto, o aumento da resistividade no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não produz alteração na amplitude em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. A Figura 4.50(h) exibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade do sedimento na direção do eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor no plano transversal ao eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 m obtemos as seguintes variações na fase 0 e 0 em relação a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de 9000 m os valores de 2.2 e 2.2 em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Logo, o aumento da resistividade no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor não produziu variações na fase em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico, sendo atribuída tal variação a anisotropia do pacote sedimentar. A Figura 4.50(i) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  do pacote sedimentar anisotrópico na ausência do resistor normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de 5000 m obtemos o valor 4.8 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 m o valor 16.3 vezes a resposta do pacote sedimentar isotrópico. Portanto, o aumento da anisotropia no sedimento produz amplificação da amplitude em relação a resposta do caso isotrópico. Desta maneira, devido valores de amplitude supracitados é admissível dizer a anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria (direção  $z$ ) para o resistor tem efeito desprezível quando comparado com anisotropia na direção do eixo de simetria (direção  $z$ ), para o pacote sedimentar. É razoável dizer que a anisotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para o resistor não afetou a aquisição *broadside* pois não afetou o fluxo de corrente que incide normal ao resistor e com isso não alterou o acúmulo de carga sobre o mesmo.

Nas Figuras 4.51 e 4.52, cuja resposta está associada ao caso isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$ , com a resistividade variando no plano transversal ao eixo de simetria, para o sedimento e isotropia transversal com eixo de simetria na direção

$z$ , para o resistor, temos que a curva azul está associada aos seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_z = 1 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 10 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_z = 200 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 100 \Omega \cdot m$ , ao passo que, a curva vermelha apresenta os seguintes valores quanto ao sedimento  $\rho_z = 1 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 10 \Omega \cdot m$  e, quanto à resistividade do resistor,  $\rho_z = 500 \Omega \cdot m$ ,  $\rho_x = \rho_y = 100 \Omega \cdot m$ . A curva verde está associada ao caso isotrópico onde o pacote sedimentar possui resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  e o alvo resistivo igual a  $\rho = 100 \Omega \cdot m$ , enquanto que, para a curva preta, temos a resposta do pacote sedimentar com resistividade igual a  $\rho = 1 \Omega \cdot m$  na ausência do resistor. As Figuras 4.51(a), 4.52(a), 4.51(b) e 4.52(b) exibem, nesta ordem, a amplitude e fase da componente  $E_x$  do campo, ao passo que, nas figuras 4.51(c), 4.52(c), 4.51(d) e 4.52(d) temos a resposta normalizada pela curva preta, já nas figuras 4.45(e), 4.46(e), 4.45(f) e 4.46(f) temos a resposta normalizada pela curva verde, ao mesmo tempo que, nas figuras 4.51(g), 4.52(g), 4.51(h) e 4.52(h) apresentamos a resposta normalizada pela componente  $E_x^p$  do campo anisotrópica e, por último, nas Figuras 4.51(i) e 4.52(i) exibimos a resposta da componente  $E_x^p$  normalizada pela curva preta.

A Figura 4.51(a) apresenta aumentos nos valores de amplitude em relação ao caso isotrópico (curva verde); já para a Figura 4.51(b) constatamos que as alterações na fase ocorreram para *offsets* maiores que  $1000 m$ . A Figura 4.51(c) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade do sedimento no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Conseqüentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 15.2 e 20.6 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 7 e 12 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ , respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria para o resistor produziu amplitudes crescentes e superiores ao caso isotrópico. A Figura 4.51(d) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade do sedimento no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 190 e 211 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de 81 e 82.8 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de  $5000 m$  e  $9000 m$ . Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria para o resistor produziu variações na fase crescente e superiores. A Figura 4.51(e) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade do sedimento no plano transversal ao eixo de simetria assume o

valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 1.8 e 2.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 1.1 e 1.9 vezes a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria para o resistor produziu amplitude crescente e inferior a anomalia do caso isotrópico. A Figura 4.51(f) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade do sedimento no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 64.6 e 85.5 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de 52,9 e 54.6 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria para o resistor produziu variações na fase crescentes e inferiores ao caso isotrópico. A Figura 4.51(g) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade do sedimento no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos valores 6.4 e 8.7 vezes maior que a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  valores 0.8 e 1.4 vezes a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Portanto, o aumento da resistividade na direção do eixo de simetria para o resistor produziu alterações na amplitude que são crescentes e inferiores a resposta do pacote sedimentar isotrópico. A Figura 4.51(h) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade do sedimento no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos as seguintes variações na fase 62.3 e 83.3 em relação a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  os valores de  $-84.4$  e  $-82.6$  em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Logo, o aumento da resistividade na direção do eixo de simetria para o resistor produziu variações na fase em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico, sendo atribuída tal variação a anisotropia do resistor. A Figura 4.51(i) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  do pacote sedimentar anisotrópico na ausência do resistor normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de  $5000 m$  obtemos o valor 2.4 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de  $9000 m$  o valor 9 vezes a resposta do pacote sedimentar isotrópico. Portanto, o aumento da anisotropia no sedimento produz amplificação da amplitude em relação a resposta do caso isotrópico. Desta maneira, devido valores de amplitude supracitados é admissível dizer a anisotropia na direção do eixo de simetria (direção  $z$ ) para o resistor tem efeito

considerável quando comparado com anisotropia no plano transversal ao eixo de simetria (direção  $z$ ), para o pacote sedimentar. É razoável dizer que a anisotropia na direção do eixo de simetria para o resistor afetou a aquisição *in line* pois alterou significativamente o fluxo de corrente que incide normal ao resistor e com isso alterou o acúmulo de carga sobre o mesmo.

A Figura 4.52(a) apresenta aumentos nos valores de amplitude em relação ao caso isotrópico (curva verde); já para a Figura 4.52(b) constatamos que as alterações na fase ocorreram para *offsets* maiores que 1000  $m$ . A Figura 4.52(c) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade do sedimento no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de 5000  $m$  obtemos valores 9.5 e 9.9 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000  $m$  valores 23.3 e 23.6 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos amplitudes de 8.2 e 6.5 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar para os *offsets* de 5000  $m$  e 9000  $m$ , respectivamente. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria (direção  $z$ ) para o resistor produziu amplitudes crescentes e superiores ao caso isotrópico. A Figura 4.52(d) exibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade do sedimento no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000  $m$  obtemos as seguintes variações na fase 203.1 e 207.5 em relação a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000  $m$  os valores de 180.2 e 178 em relação a resposta do pacote sedimentar. Além disso, para o caso de isotropia no sedimento e resistor obtemos variações na fase de 125.5 e 28.14, respectivamente, para os *offsets* de 5000  $m$  e 9000  $m$ . Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria para o resistor produziu variação na fase superiores ao caso isotrópico. A Figura 4.52(e) exibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade do sedimento no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de 5000  $m$  obtemos valores 11 e 11.4 vezes maior que a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000  $m$  valores 12.7 e 12.9 vezes a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Portanto, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria para o resistor produziu amplitudes crescentes e superiores ao caso isotrópico. A Figura 4.52(f) exibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos quando a resistividade do sedimento no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000  $m$

obtemos as seguintes variações na fase 116.8 e 165 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de 165 e 163 em relação a resposta do pacote sedimentar/resistor isotrópicos. Logo, o aumento da anisotropia na direção do eixo de simetria para o resistor produziu variação na fase superiores ao caso isotrópico. A Figura 4.52(g) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade do sedimento no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos valores 1 e 1 vezes maior que a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* valores 1.2 e 1.2 vezes a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Portanto, o aumento da resistividade na direção do eixo de simetria para o resistor produziu alterações na amplitude em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. A Figura 4.52(h) exhibe as curvas de fase da componente  $E_x$  normalizada pela resposta do pacote sedimentar anisotrópico quando a resistividade do sedimento no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$  e do resistor na direção do eixo de simetria assume os valores  $200 \Omega \cdot m$  e  $500 \Omega \cdot m$ . Como resultado, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos as seguintes variações na fase 3.2 e 7.5 em relação a resposta do sedimento anisotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* os valores de  $-2.9$  e  $-5$  em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico. Logo, o aumento da resistividade no plano transversal ao eixo de simetria para o resistor produziu variações na fase em relação a resposta do pacote sedimentar anisotrópico, sendo atribuída tal variação a anisotropia do resistor principalmente. A Figura 4.52(i) exhibe as curvas de amplitude da componente  $E_x$  do pacote sedimentar anisotrópico na ausência do resistor normalizada pela resposta do pacote sedimentar isotrópico quando a resistividade no plano transversal ao eixo de simetria assume o valor  $10 \Omega \cdot m$ . Consequentemente, para o *offsets* de 5000 *m* obtemos o valor 8.3 vezes maior que a resposta do sedimento isotrópico e para o *offsets* de 9000 *m* o valor 23.6 vezes a resposta do pacote sedimentar isotrópico. Portanto, o aumento da anisotropia no sedimento produz amplificação da amplitude em relação a resposta do caso isotrópico. Desta maneira, devido valores de amplitude supracitados é admissível dizer a anisotropia na direção do eixo de simetria (direção  $z$ ) para o resistor tem efeito considerável. É razoável dizer que a anisotropia na direção do eixo de simetria para o resistor afetou a aquisição *broadside* pois alterou o fluxo de corrente que incide normal ao resistor e, por conseguinte, alterou o acumulo de carga sobre o mesmo. Finalmente, os experimentos realizados evidenciam a anisotropia como um fator altamente relevante na determinação de alvos resistivos.

#### 4.5 CONSIDERAÇÕES COMPUTACIONAIS

Os resultados obtidos nas seções anteriores são provenientes da implementação de um código de elementos finitos 3D com anisotropia para mCSEM utilizando a linguagem *Fortran*. Além da modelagem 3D implementamos a modelagem 1D para o caso de anisotropia apresentado em (Santos and Régis, 2015).

Trabalhamos em um computador com processador intel i7 com 32 gigas de memória RAM. Para gerar as malhas de tetraedros utilizamos o tetgen e o comando

```
tetgen -pqaAk Modelo.poly
```

onde o parâmetro "q"refina a malha para melhorar a qualidade, para mais informações ver (Si, 2015).

Para a simulação dos casos de anisotropia utilizamos uma malha cujas dimensões são:

- $-15000 m$  a  $15000 m$  em  $x$  e  $y$ ;
- $-10000 m$  a  $15000 m$  em  $z$ ;

e o comando

```
tetgen -pq1.2aAk Anisotropia.poly
```

que gerou um *mesh* com numero de nós igual a 199686.

Para a simulação dos discos resistivos utilizamos uma malha para cada profundidade e raio diferentes, cujas dimensões são:

- $-15000 m$  a  $15000 m$  em  $x$  e  $y$ ;
- $-10000 m$  a  $15000 m$  em  $z$ ;

onde para o modelo do disco de raio  $5000 m$  e profundidade  $3200 m$  utilizamos o comando

```
tetgen -pq1.2aAk DiscoI.poly
```

e obtemos uma malha com 201342 nós e 1258525 elementos. Já para o disco de raio  $5000 m$  e profundidade  $3600 m$  utilizamos o comando

```
tetgen -pq1.2aAk DiscoII.poly
```

e obtemos uma malha com 200888 nós e 1255119 elementos. Já para o disco de raio  $5000 m$  e profundidade  $4000 m$  utilizamos o comando

```
tetgen -pq1.2aAk DiscoIII.poly
```

e obtemos uma malha com 201110 nós e 1256533 elementos. Já para o disco de raio  $7500 m$  e profundidade  $3200 m$  utilizamos o comando

```
tetgen -pq1.21aAk DiscoIV.poly
```

e obtemos uma malha com 208441 nós e 1302966 elementos. Já para o disco de raio 7500 *m* e profundidade 3600 *m* utilizamos o comando

```
tetgen -pq1.21aAk DiscoV.poly
```

e obtemos uma malha com 205850 nós e 1286187 elementos. Já para o disco de raio 7500 *m* e profundidade 4000 *m* utilizamos o comando

```
tetgen -pq1.21aAk DiscoVI.poly
```

e obtemos uma malha com 207847 nós e 1299228 elementos. Já para o disco de raio 10000 *m* e profundidade 3200 *m* utilizamos o comando

```
tetgen -pq1.24aAk DiscoVII.poly
```

e obtemos uma malha com 200770 nós e 1255328 elementos. Já para o disco de raio 10000 *m* e profundidade 3600 *m* utilizamos o comando

```
tetgen -pq1.2aAk DiscoVIII.poly
```

e obtemos uma malha com 260594 nós e 1630498 elementos. Já para o disco de raio 10000 *m* e profundidade 4000 *m* utilizamos o comando

```
tetgen -pq1.24aAk DiscoIX.poly
```

e obtemos uma malha com 202062 nós e 1263968 elementos.

Os resultados apresentados produziram sistemas com 4 vezes o número de nós que refletiu em um consumo de memória de aproximadamente 25 gigas. Considerando a modelagem 3D do mCSEM para uma frequência e um transmissor o tempo médio gasto para no processamento foi de aproximadamente 17 minutos.

## 5 CONCLUSÕES

Este trabalho desenvolveu a modelagem do mCSEM 3D com anisotropia geral por meio da aplicação dos potenciais vetor magnético e escalar elétrico as equações de Maxwell que resultou em um sistema de equações diferenciais onde foi utilizado o método dos elementos finitos na obtenção da solução.

Analisamos o efeito anisotrópico para o caso da isotropia transversal, com eixos de simetria nas direções  $x$ ,  $y$  e  $z$ , onde variamos a resistividade na direção do eixo de simetria e no plano transversal, presente em rochas sedimentares e em alvos resistivos 3D sobre a componente  $E_x$  do campo elétrico em três cenários. Desta maneira, quanto à aplicação somente ao pacote sedimentar, percebemos que as isotropias transversais com eixo de simetria nas direções  $x$  e  $y$  variando a resistividade transversal apresentaram, quanto à geometria *broadside*, efeitos equivalentes, enquanto que, para aquisição *in line*, o efeito da primeira foi muito maior do que da segunda. Já para as isotropias transversais com eixo de simetria nas direções  $y$  e  $z$  com esta variando a resistividade transversal, quanto à aquisição *in line*, verificamos efeitos equivalentes, enquanto que, para *broadside*, o efeito de da segunda foi muito maior do que da primeira. Detectamos, também, que houve maior efeito anisotrópico na geometria *in line* para o caso isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $x$  com a resistividade variando no plano transversal, ao mesmo tempo que, o menor foi observado para as isotropias transversais com eixo de simetria nas direções  $y$  e  $z$  com resistividade variando no plano transversal a direção  $z$ . Por último, percebemos que o maior efeito na geometria *broadside* foi observado nas isotropias transversais com eixo de simetria nas direções  $x$  e  $y$  com variação da resistividade no plano transversal a  $y$ , enquanto que, o menor foi encontrado em isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $y$ . Deste modo, quanto à aplicação da anisotropia somente ao alvo resistivo, constatamos que, as isotropias transversais com eixo de simetria nas direções  $x$  e  $y$  não apresentaram alterações significativas do mesmo modo que isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  com resistividade variando no plano transversal, enquanto que os casos de isotropia transversal com eixo de simetria nas direções  $x$  e  $y$ , ambos, com resistividade variando no plano transversal mostraram anomalias equivalentes ao caso de isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$ , portanto, constatamos que somente ao variarmos a resistividade na vertical (na direção  $z$ ) o efeito da anisotropia é observável.

Desta forma, quanto à aplicação da anisotropia ao pacote sedimentar e resistor, temos como primeiro cenário a aplicação da isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  com resistividade variando no plano transversal ao eixo de simetria tanto no sedimento quanto ao resistor observamos que o efeito proveniente do pacote sedimentar predominou sobre o resistor, já para o segundo cenário onde aplicamos a isotropia transversal com eixo

de simetria na direção  $z$  ao sedimento e resistor constatamos que houve o predomínio da anisotropia do pacote sedimentar sobre o resistor, como terceiro cenário temos a isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para o pacote sedimentar e isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  com resistividade variando no plano transversal podemos constatar que o efeito predominante continuou sendo do pacote sedimentar sobre o resistor, porém, para o quarto cenário isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  com resistividade variando no plano transversal para o sedimento e isotropia transversal com eixo de simetria na direção  $z$  para o resistor o maior efeito foi proveniente do resistor, que mostra a anisotropia como um fator altamente relevante na determinação de alvos resistivos.

Comparamos a resposta da componente  $E_x$  *in line* do discos resistivos 3D e da camada resistiva 1D ao variarmos a frequência do dipolo, a profundidade e raio do disco resistivo 3D e profundidade da camada 1D. Deste modo, constatamos que ao variarmos a profundidade do disco mantendo raio e frequência fixos o efeito galvânico (acumulo de carga na superfície) pode produzir anomalias, que são detectáveis no solo oceânico, equivalentes entre corpos 3D e 1D para receptores situados sobre o corpo 3D, enquanto que, para *offsets* após a borda do resistor o sinal é atenuado de forma mais intensa explicitando sua tridimensionalidade. Quando variamos o raio do disco 3D mantendo fixo a profundidade e frequência, observamos que o acumulo de carga na superfície do disco possibilitou distinguir a resposta 3D da 1D para *offsets* maiores que o raio do disco. Ao variarmos a frequência mantendo fixo a profundidade e o raio do disco percebemos que o efeito de borda fica evidente para *offsets* maiores que a extensão lateral do resistor, enquanto que, para os receptores situados sobre o alvo resistivo mostraram-se equivalentes as anomalias 3D e 1D.

## REFERÊNCIAS

- Almeida, F.L.d. and Rijo, L., 2011, Modelagens direta e inversa de dados mcsem 3d. Revista Brasileira de Geofísica, **29**, 289 – 308.
- Ansari, S. and Farquharson, C.G., 2014, 3d finite-element forward modeling of electromagnetic data using vector and scalar potentials and unstructured grids. Geophysics, **79**(04), E149–E165.
- Axelsson, . and Barker, V.A., 2001, Finite Element Solution of Boundary Value Problems, Theory and Computation., vol. 35 of Classics in applied mathematics.
- Cai, H., Xiong, B., Han, M. and Zhdanov, M., 2014, 3d controlled-source electromagnetic modeling in anisotropic medium using edge-based finite element method. Computers and Geosciences, 164–176.
- Chave, A.D. and Cox, C.S., 1982, Controlled electromagnetic sources for measuring electrical conductivity beneath the oceans: 1. forward problem and model study. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, **87**(B7), 5327–5338, doi:10.1029/JB087iB07p05327.
- Constable, S. and Srnka, L.J., 2007, Special section — marine controlled-source electromagnetic methods. an introduction to marine controlled-source electromagnetic methods for hydrocarbon exploration. Geophysics, **72**(2), WA3–WA12.
- Eidesmo, T. et al., 2002, Sea bed logging (sbl), a new method for remote and direct identification of hydrocarbon filled layers in deepwater areas. Firt Break, **20**, 144–152.
- EMGS, 2018a, Aquisição broadside, disponível em:[http://www.emgs.com/image\\_library/method\\_illustrations/](http://www.emgs.com/image_library/method_illustrations/).
- EMGS, 2018b, Aquisição in line, disponível em:[http://www.emgs.com/image\\_library/method\\_illustrations/](http://www.emgs.com/image_library/method_illustrations/).
- EMGS, 2018c, Ilustação do método, disponível em:[http://www.emgs.com/image\\_library/method\\_illustrations/](http://www.emgs.com/image_library/method_illustrations/).
- Everett, M.E. and Constable, S., 1999, Electric dipole fields over an anisotropic seafloor: theory and application to the structure of 40ma pacific ocean lithosphere. Geophysical Journal International, **136**(1), 41–56, doi:10.1046/j.1365-246X.1999.00725.x.
- Feynman, R.P., Leighton, R.B. and Sands, M., 2008, Feynman - Lições de Física, vol. 2 of Investigations in Geophysics. Bookman.
- Hesthammer, J. and Boulaenko, M., 2005, The offshore em challenge. Firt Break, **23**, 59–66.

- Jackson, J.D., 1998, *Classical Electrodynamics*. Wiley, New York, 3rd edn.
- Jin, J., 2002, *The Finite Element Method in Electromagnetics - 2nd edition*. John Wiley and Sons, 2nd edn.
- Lindell, I.V., 1992, *Electromagnetic Theory*. The Institute of Electrical and Electronics Engineers, New York.
- Løseth, L.O., 2007, *Modelling of Controlled Source Electromagnetic Data*. Tese de doutorado, Norwegian University of Science and Technology.
- MacGregor, L. and Sinha, M., 2000, Use of marine controlled-source electromagnetic sounding for sub-basalt exploration. *Geophysical Prospecting*, **48**(6), 1091–1106, doi: 10.1046/j.1365-2478.2000.00227.x.
- Machado, K., 2006, *Teoria do eletromagnetismo*. v. 3, UEPG.
- Morten, J.P., Roth, F., Timko, D., Pacurar, C., Nguyen, A.K. and Olsen, P.A., 2011, 3d reservoir characterization of a north sea oil field using quantitative seismic and csem interpretation. *SEG*, 1903–1907.
- Nabighian, M.N., 1987, *Electromagnetic Sounding*, vol. 1 of *Investigations in Geophysics*. SEG.
- Nye, J., 1985, *Physical Properties of Crystals: Their Representation by Tensors and Matrices*. Oxford science publications, Clarendon Press.
- Rijo, L., 2004, *Eletrical Geophysics 1-D Earth Modeling*. Belém.
- Sainson, S., 2017, *Electromagnetic Seabed Logging: A new tool for geoscientists*. Springer International Publishing, 1st edn.
- Santos, W.G.d. and Régis, C., 2015, A study of the electromagnetic field from the mcsem dipole source in an anisotropic layered earth. *Brazilian Journal of Geophysics*, **33**(2), 277–294.
- Schwarzbach, C., 2009, *Stability of Finite Element Solutions to Maxwell's Equations in Frequency Domain*. Tese de doutorado, Faculty of Geosciences, Geoengineering and Mining of the Technische Universität Bergakademie Freiberg, Germany.
- Si, H., 2015, Tetgen, a delaunay-based quality tetrahedral mesh generator. *ACM Trans. Math. Softw.*, **41**(2), 11:1–11:36, doi:10.1145/2629697.
- Silva, H.F.d., 2012, *Modelagem Numérica de dados MCSEM 2.5-D*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal da Pará.

Souza, V.C.T.d., 2007, Modelagem numérica de dados MCSEM 3D usando computação paralela. Tese de doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Universidade Federal do Pará.

Stratton, J.A., 1941, *Electromagnetic Theory*. McGraw-Hill, New York.

Um, E.S. and Alumbaugh, D.L., 2007, On the physics of the marine controlled-source electromagnetic method. *GEOPHYSICS*, **72**(2), WA13–WA26, doi:10.1190/1.2432482.

## APÊNDICES

## A– ROTAÇÃO DE EIXOS COORDENADOS

Podemos transformar um dado sistema de coordenadas em outro através de três rotações sucessivas realizada em uma sequência específica, desta forma, os ângulos empregados nas rotações sucessivas são denominados ângulos de Euler.

Vamos supor que o sistema de eixos coordenados  $(Ox, Oy, Oz)$  inicial é rotacionado por um ângulo  $\phi$  no sentido anti-horário em torno do eixo  $z$ , e o sistema de eixos coordenados resultante é dado por  $(Ox', Oy', Oz')$ . O vetor  $\mathbf{X}' = (x'_1, x'_2, x'_3)^T$  no sistema  $(Ox', Oy', Oz')$  está relacionado a um vetor  $\mathbf{X} = (x_1, x_2, x_3)^T$  por

$$\begin{aligned}x'_1 &= x_1 \cos \phi + x_2 \sin \phi \\x'_2 &= x_2 \cos \phi - x_1 \sin \phi \\x'_3 &= x_3,\end{aligned}\tag{A-1}$$

que pode ser escrita na forma matricial como

$$\begin{pmatrix} x'_1 \\ x'_2 \\ x'_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \phi & \sin \phi & 0 \\ -\sin \phi & \cos \phi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{pmatrix},\tag{A-2}$$

ou

$$\mathbf{X}' = \mathbf{R}_\phi \mathbf{X},\tag{A-3}$$

onde  $\mathbf{R}_\phi$  é a matriz de transformação entre  $(Ox, Oy, Oz)$  e  $(Ox', Oy', Oz')$ , com

$$\mathbf{R}_\phi = \begin{pmatrix} \cos \phi & \sin \phi & 0 \\ -\sin \phi & \cos \phi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}.\tag{A-4}$$

Agora vamos rotacionar o sistema  $(Ox', Oy', Oz')$  de um ângulo  $\theta$  em torno de  $Ox'$  no sentido anti-horário, para então escrever o vetor  $\mathbf{X}'$  para o novo sistema como

$$\begin{aligned}x''_1 &= x'_1 \\x''_2 &= x'_2 \cos \theta + x'_3 \sin \theta \\x''_3 &= x'_3 \cos \theta - x'_2 \sin \theta,\end{aligned}\tag{A-5}$$

que pode ser escrita na forma matricial como

$$\begin{pmatrix} x_1'' \\ x_2'' \\ x_3'' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \theta & \sin \theta \\ 0 & -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_1' \\ x_2' \\ x_3' \end{pmatrix}, \quad (\text{A-6})$$

ou

$$\mathbf{X}'' = \mathbf{R}_\theta \mathbf{X}', \quad (\text{A-7})$$

onde  $\mathbf{R}_\theta$  é a matriz de transformação entre  $(Ox', Oy', Oz')$  e  $(Ox'', Oy'', Oz'')$ , com

$$\mathbf{R}_\theta = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \theta & \sin \theta \\ 0 & -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix}. \quad (\text{A-8})$$

Finalizamos com uma rotação do sistema  $(Ox'', Oy'', Oz'')$  por um ângulo  $\psi$  sobre o eixo  $Oz''$  no sentido anti-horário, resultando no sistema  $(Ox''', Oy''', Oz''')$ . O vetor  $\mathbf{X}''$  escrito no novo sistema é dado por

$$\begin{aligned} x_1''' &= x_1'' \cos \psi + x_2'' \sin \psi \\ x_2''' &= x_2'' \cos \psi - x_1'' \sin \psi \\ x_3''' &= x_3'', \end{aligned} \quad (\text{A-9})$$

que pode ser escrita na forma matricial como

$$\begin{pmatrix} x_1''' \\ x_2''' \\ x_3''' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \psi & \sin \psi & 0 \\ -\sin \psi & \cos \psi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_1'' \\ x_2'' \\ x_3'' \end{pmatrix}, \quad (\text{A-10})$$

ou

$$\mathbf{X}''' = \mathbf{R}_\psi \mathbf{X}'', \quad (\text{A-11})$$

onde  $\mathbf{R}_\psi$  é a matriz de transformação ou rotação entre  $(Ox'', Oy'', Oz'')$  e  $(Ox''', Oy''', Oz''')$ , com

$$\mathbf{R}_\psi = \begin{pmatrix} \cos \psi & \sin \psi & 0 \\ -\sin \psi & \cos \psi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}. \quad (\text{A-12})$$

Os ângulos de Euler  $\phi$ ,  $\theta$  e  $\psi$  especificam completamente a orientação do sistema  $(Ox''', Oy''', Oz''')$  em relação ao  $(Ox, Oy, Oz)$ . Os elementos da matriz de transformação

entre os sistemas de coordenadas  $(Ox, Oy, Oz)$  e  $(Ox''', Oy''', Oz''')$  podem ser escritos como o produto das matrizes de rotação, onde é feita a substituição de (A-3), (A-7) em (A-11), e com isso obtermos

$$\mathbf{X}''' = \mathbf{R}_\psi \mathbf{R}_\theta \mathbf{R}_\phi \mathbf{X}, \quad (\text{A-13})$$

onde o produto das três matrizes é representado por

$$\mathbf{R} = \mathbf{R}_\psi \mathbf{R}_\theta \mathbf{R}_\phi, \quad (\text{A-14})$$

e  $\mathbf{R}$  é denominado matriz de rotação ou transformação.

Podemos escrever  $\mathbf{R}$  substituindo (A-4), (A-8) e (A-12) em (A-14) e, por conseguinte, teremos

$$\mathbf{R} = \begin{pmatrix} \cos \psi \cos \phi - \cos \theta \sin \phi \sin \psi & \cos \psi \sin \phi + \cos \theta \cos \phi \sin \psi & \sin \psi \sin \theta \\ -\sin \psi \cos \phi - \cos \theta \sin \phi \sin \psi & -\sin \psi \sin \phi + \cos \theta \cos \phi \cos \psi & \cos \psi \sin \theta \\ \sin \theta \sin \phi & -\sin \theta \cos \phi & \cos \theta \end{pmatrix}. \quad (\text{A-15})$$

A matriz de transformação inversa é expressa por

$$\mathbf{R}^{-1} = \begin{pmatrix} \cos \psi \cos \phi - \cos \theta \sin \phi \sin \psi & -\sin \psi \cos \phi - \cos \theta \sin \phi \sin \psi & \sin \theta \sin \phi \\ \cos \psi \sin \phi + \cos \theta \cos \phi \sin \psi & -\sin \psi \sin \phi + \cos \theta \cos \phi \cos \psi & -\sin \theta \cos \phi \\ \sin \psi \sin \theta & \cos \psi \sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix}, \quad (\text{A-16})$$

e devido a (A-15) ser ortogonal, sua inversa (A-16) é igual a transposta.

## B- FUNÇÃO BASE PARA O ELEMENTO TETRAEDRAL

Nesta seção vamos descrever a obtenção dos coeficientes utilizados na interpolação da solução aproximada para um elemento tetraedral. Considerando um elemento qualquer ( $e$ ) a solução aproximada  $\tilde{u}$  do sistema de equações diferenciais pode ser expressa por

$$\tilde{u}_k = a + bx_k + cy_k + dz_k, \quad (\text{B-1})$$

com  $k = 1, \dots, 4$ , onde  $k$  representa os nós do elemento tetraedral e os coeficientes  $a, b, c$  e  $d$  são empregados na interpolação da solução.

A solução aproximada pode ser obtida para cada nó do elemento, portanto, para um elemento qualquer temos o seguinte sistema

$$\begin{bmatrix} 1 & x_1 & y_1 & z_1 \\ 1 & x_2 & y_2 & z_2 \\ 1 & x_3 & y_3 & z_3 \\ 1 & x_4 & y_4 & z_4 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a \\ b \\ c \\ d \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tilde{u}_1 \\ \tilde{u}_2 \\ \tilde{u}_3 \\ \tilde{u}_4 \end{bmatrix}. \quad (\text{B-2})$$

A solução do sistema (B-2) pode ser determinada pela utilização da regra de Cramer, que é uma forma de obter a solução de um sistema linear quando o número de incógnitas é igual ao de equações. Os valores das incógnitas são dados pelas frações

$$a = \frac{D_a}{D} \quad b = \frac{D_b}{D} \quad c = \frac{D_c}{D} \quad d = \frac{D_d}{D}, \quad (\text{B-3})$$

onde o denominador  $D$  é o determinante da matriz dos coeficientes das incógnitas e os numeradores  $D_a, D_b, D_c$  e  $D_d$  são os determinantes das matrizes dos coeficientes após a substituição de cada coluna pelo vetor  $[\tilde{u}_1, \tilde{u}_2, \tilde{u}_3, \tilde{u}_4]^T$ , onde os determinantes são descritos nas expressões a seguir

$$D = \begin{vmatrix} 1 & x_1 & y_1 & z_1 \\ 1 & x_2 & y_2 & z_2 \\ 1 & x_3 & y_3 & z_3 \\ 1 & x_4 & y_4 & z_4 \end{vmatrix}, D_a = \begin{vmatrix} \tilde{u}_1 & x_1 & y_1 & z_1 \\ \tilde{u}_2 & x_2 & y_2 & z_2 \\ \tilde{u}_3 & x_3 & y_3 & z_3 \\ \tilde{u}_4 & x_4 & y_4 & z_4 \end{vmatrix}, D_b = \begin{vmatrix} 1 & \tilde{u}_1 & y_1 & z_1 \\ 1 & \tilde{u}_2 & y_2 & z_2 \\ 1 & \tilde{u}_3 & y_3 & z_3 \\ 1 & \tilde{u}_4 & y_4 & z_4 \end{vmatrix},$$

$$D_c = \begin{vmatrix} 1 & x_1 & \tilde{u}_1 & z_1 \\ 1 & x_2 & \tilde{u}_2 & z_2 \\ 1 & x_3 & \tilde{u}_3 & z_3 \\ 1 & x_4 & \tilde{u}_4 & z_4 \end{vmatrix}, D_d = \begin{vmatrix} 1 & x_1 & y_1 & \tilde{u}_1 \\ 1 & x_2 & y_2 & \tilde{u}_2 \\ 1 & x_3 & y_3 & \tilde{u}_3 \\ 1 & x_4 & y_4 & \tilde{u}_4 \end{vmatrix}. \quad (\text{B-4})$$

Desenvolvendo os determinantes nas expressões em (B-4) temos

$$\begin{aligned}
 D = \begin{vmatrix} 1 & x_1 & y_1 & z_1 \\ 1 & x_2 & y_2 & z_2 \\ 1 & x_3 & y_3 & z_3 \\ 1 & x_4 & y_4 & z_4 \end{vmatrix} &= (x_2 - x_1)(y_3z_4 - y_4z_3) + (x_4 - x_1)(y_2z_3 - y_3z_2) + \\
 &+ (x_3 - x_2)(y_1z_4 - y_4z_1) + (x_1 - x_3)(y_2z_4 - y_4z_2) + \\
 &+ (x_4 - x_3)(y_1z_2 - y_2z_1) + (x_2 - x_4)(y_1z_3 - y_3z_1), \tag{B-5}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 D_a = \begin{vmatrix} \tilde{u}_1 & x_1 & y_1 & z_1 \\ \tilde{u}_2 & x_2 & y_2 & z_2 \\ \tilde{u}_3 & x_3 & y_3 & z_3 \\ \tilde{u}_4 & x_4 & y_4 & z_4 \end{vmatrix} &= (\tilde{u}_1x_2 - \tilde{u}_2x_1)(y_3z_4 - y_4z_3) + (\tilde{u}_1x_4 - \tilde{u}_4x_1)(y_2z_3 - y_3z_2) + \\
 &+ (\tilde{u}_2x_3 - \tilde{u}_3x_2)(y_1z_4 - y_4z_1) + (\tilde{u}_3x_1 - \tilde{u}_1x_3)(y_2z_4 - y_4z_2) + \\
 &+ (\tilde{u}_3x_4 - \tilde{u}_4x_3)(y_1z_2 - y_2z_1) + (\tilde{u}_4x_2 - \tilde{u}_2x_4)(y_1z_3 - y_3z_1), \tag{B-6}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 D_b = \begin{vmatrix} 1 & \tilde{u}_1 & y_1 & z_1 \\ 1 & \tilde{u}_2 & y_2 & z_2 \\ 1 & \tilde{u}_3 & y_3 & z_3 \\ 1 & \tilde{u}_4 & y_4 & z_4 \end{vmatrix} &= (\tilde{u}_2 - \tilde{u}_1)(y_3z_4 - y_4z_3) + (\tilde{u}_4 - \tilde{u}_1)(y_2z_3 - y_3z_2) + \\
 &+ (\tilde{u}_3 - \tilde{u}_2)(y_1z_4 - y_4z_1) + (\tilde{u}_1 - \tilde{u}_3)(y_2z_4 - y_4z_2) + \\
 &+ (\tilde{u}_4 - \tilde{u}_3)(y_1z_2 - y_2z_1) + (\tilde{u}_2 - \tilde{u}_4)(y_1z_3 - y_3z_1), \tag{B-7}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
D_c &= \begin{vmatrix} 1 & x_1 & \tilde{u}_1 & z_1 \\ 1 & x_2 & \tilde{u}_2 & z_2 \\ 1 & x_3 & \tilde{u}_3 & z_3 \\ 1 & x_4 & \tilde{u}_4 & z_4 \end{vmatrix} = (\tilde{u}_1 - \tilde{u}_2)(x_3z_4 - x_4z_3) + (\tilde{u}_1 - \tilde{u}_4)(x_2z_3 - x_3z_2) + \\
&\quad + (\tilde{u}_2 - \tilde{u}_3)(x_1z_4 - x_4z_1) + (\tilde{u}_3 - \tilde{u}_1)(x_2z_4 - x_4z_2) + \\
&\quad + (\tilde{u}_3 - \tilde{u}_4)(x_1z_2 - x_2z_1) + (\tilde{u}_4 - \tilde{u}_2)(x_1z_3 - x_3z_1), \tag{B-8}
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
D_d &= \begin{vmatrix} 1 & x_1 & y_1 & \tilde{u}_1 \\ 1 & x_2 & y_2 & \tilde{u}_2 \\ 1 & x_3 & y_3 & \tilde{u}_3 \\ 1 & x_4 & y_4 & \tilde{u}_4 \end{vmatrix} = (\tilde{u}_2 - \tilde{u}_1)(x_3y_4 - x_4y_3) + (\tilde{u}_4 - \tilde{u}_1)(x_2y_3 - x_3y_2) + \\
&\quad + (\tilde{u}_3 - \tilde{u}_2)(x_1y_4 - x_4y_1) + (\tilde{u}_1 - \tilde{u}_3)(x_2y_4 - x_4y_2) + \\
&\quad + (\tilde{u}_4 - \tilde{u}_3)(x_1y_2 - x_2y_1) + (\tilde{u}_2 - \tilde{u}_4)(x_1y_3 - x_3y_1). \tag{B-9}
\end{aligned}$$

Substituindo (B-5), (B-6), (B-7), (B-8), (B-9) em (B-4) obtemos os coeficientes da

interpolação

$$\begin{aligned}
a_1 &= (x_2 (y_3 z_4 - y_4 z_3) - x_3 (y_2 z_4 - y_4 z_2) + x_4 (y_2 z_3 - y_3 z_2)) \\
b_1 &= ((y_2 z_4 - y_4 z_2) - (y_3 z_4 - y_4 z_3) - (y_2 z_3 - y_3 z_2)) \\
c_1 &= ((x_3 z_4 - x_4 z_3) - (x_2 z_4 - x_4 z_2) + (x_2 z_3 - x_3 z_2)) \\
d_1 &= ((x_2 y_4 - x_4 y_2) - (x_3 y_4 - x_4 y_3) - (x_2 y_3 - x_3 y_2)) \\
a_2 &= (x_3 (y_1 z_4 - y_4 z_1) - x_1 (y_3 z_4 - y_4 z_3) - x_4 (y_1 z_3 - y_3 z_1)) \\
b_2 &= ((y_3 z_4 - y_4 z_3) + (y_1 z_3 - y_3 z_1) - (y_1 z_4 - y_4 z_1)) \\
c_2 &= ((x_1 z_4 - x_4 z_1) - (x_3 z_4 - x_4 z_3) - (x_1 z_3 - x_3 z_1)) \\
d_2 &= ((x_1 y_3 - x_3 y_1) + (x_3 y_4 - x_4 y_3) - (x_1 y_4 - x_4 y_1)) \\
a_3 &= (x_1 (y_2 z_4 - y_4 z_2) + x_4 (y_1 z_2 - y_2 z_1) - x_2 (y_1 z_4 - y_4 z_1)) \\
b_3 &= ((y_1 z_4 - y_4 z_1) - (y_2 z_4 - y_4 z_2) - (y_1 z_2 - y_2 z_1)) \\
c_3 &= ((x_2 z_4 - x_4 z_2) - (x_1 z_4 - x_4 z_1) + (x_1 z_2 - x_2 z_1)) \\
d_3 &= ((x_1 y_4 - x_4 y_1) - (x_2 y_4 - x_4 y_2) - (x_1 y_2 - x_2 y_1)) \\
\\
a_4 &= [x_2 (y_1 z_3 - y_3 z_1) - x_3 (y_1 z_2 - y_2 z_1) - x_1 (y_2 z_3 - y_3 z_2)] \\
b_4 &= [(y_1 z_2 - y_2 z_1) + (y_2 z_3 - y_3 z_2) - (y_1 z_3 - y_3 z_1)] \\
c_4 &= [(x_1 z_3 - x_3 z_1) - (x_1 z_2 - x_2 z_1) - (x_2 z_3 - x_3 z_2)] \\
d_4 &= [(x_1 y_2 - x_2 y_1) + (x_2 y_3 - x_3 y_2) - (x_1 y_3 - x_3 y_1)]. \tag{B-10}
\end{aligned}$$

Após obtermos os coeficientes  $a$ ,  $b$ ,  $c$  e  $d$  e substituirmos as equações (B-3) em (B-1) chegamos ao resultado

$$\begin{aligned}
\tilde{u}^{(e)} &= \tilde{u}_1 \frac{(a_1 + b_1 x + c_1 y + d_1 z)}{D} + \tilde{u}_2 \frac{(a_2 + b_2 x + c_2 y + d_2 z)}{D} + \\
&\quad \tilde{u}_3 \frac{(a_3 + b_3 x + c_3 y + d_3 z)}{D} + \tilde{u}_4 \frac{(a_4 + b_4 x + c_4 y + d_4 z)}{D}, \tag{B-11}
\end{aligned}$$

consideramos  $D = 6V$ , onde  $V$  é o volume do elemento, temos

$$\begin{aligned}
\tilde{u}^{(e)} &= \tilde{u}_1 \frac{(a_1 + b_1 x + c_1 y + d_1 z)}{6V} + \tilde{u}_2 \frac{(a_2 + b_2 x + c_2 y + d_2 z)}{6V} + \\
&\quad \tilde{u}_3 \frac{(a_3 + b_3 x + c_3 y + d_3 z)}{6V} + \tilde{u}_4 \frac{(a_4 + b_4 x + c_4 y + d_4 z)}{6V} \tag{B-12}
\end{aligned}$$

onde  $\tilde{u}^{(e)}$  é a solução no elemento, que é escrita como combinação linear das funções base como observamos na expressão a seguir

$$\tilde{u}^{(e)} = \tilde{u}_1 N_1 + \tilde{u}_2 N_2 + \tilde{u}_3 N_3 + \tilde{u}_4 N_4, \tag{B-13}$$

onde

$$N_k = \frac{a_k + b_k x + c_k y + d_k z}{6V} \quad (\text{B-14})$$

representa as funções base para cada nó do elemento tetraedral como função das coordenadas dos nós.