



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

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

MODELAGENS GEOELÉTRICAS  
BIDIMENSIONAIS DE ZONAS DE DANOS  
DE FALHAS EM RESERVATÓRIOS DE  
ALTA POROSIDADE

ITALO CAMPELO DE SOUZA

SALVADOR – BAHIA

ABRIL – 2013

**Modelagens Geoelétricas Bidimensionais de Zonas de Danos de Falhas em  
Reservatórios de Alta Porosidade**

por

ITALO CAMPELO DE SOUZA

Orientador: Prof. Dr. Olivar Antônio Lima de Lima

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA APLICADA

DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Comissão Examinadora

\_\_\_\_\_ Dr. Olivar Antônio Lima de Lima

\_\_\_\_\_ Dr. Hédison Kiuity Sato

\_\_\_\_\_ Dr. Marco Cesar Schinelli

Data da aprovação: 04/04/2013

Dedico este trabalho a meus pais.

# RESUMO

Este trabalho examina e discute os resultados de modelagens geolétricas bidimensionais de resistividade e polarização elétrica induzida (IP) obtidas como pseudo-seções transversais desses dois parâmetros, cruzando ortogonalmente uma zona de falha que secciona espessos reservatórios arenosos. Essas zonas são caracterizadas por diferentes estruturas de danos da formação, as quais determinam fortes contrastes elétricos e petrofísicos, entre a zona falhada e as rochas adjacentes. Os dados para construção das seções foram obtidos usando o programa RES2DMOD da Geotomo Softwares, para arranjos de eletrodos Schlumberger e dipolo-dipolo. Resultados numéricos foram obtidos tanto para estruturas verticalizadas ou inclinadas diretamente aflorantes, quanto recobertas por uma camada mais resistiva ou mais condutiva que a formação arenosa. As imagens geolétricas construídas demonstram que, embora estejam presentes distorções, causadas pela geometria dos arranjos de eletrodos utilizados, as estruturas estão bem demarcadas, tanto na resistividade quanto na cargaabilidade aparentes, e podem ser efetivamente recuperadas, mesmo quando estão presentes espessas coberturas sedimentares. Além disso, os mergulhos nas estruturas de danos manifestam-se por distintas assimetrias nas imagens de IP e resistividade.

# ABSTRACT

This work examines and discusses the results of the two-dimensional geoelectrical modeling of resistivity and induced electric polarization (IP), obtained as pseudo-cross sections of these two parameters, crossing orthogonally a fault zone which transect thick sandstone reservoirs. These features are characterized by different damage structures, which determine strong electrical and petrophysical contrasts between the faulted zone and the adjacent rocks. The data for constructing the sections were obtained using the software program RES2DMOD, of Geotomo Softwares, for Schlumberger and dipole-dipole electrode arrays. Numerical results were obtained both for vertical and sloping structures, directly outcropping or covered by a more resistive or more conductive layer than the sandstone formation. The results demonstrate that the constructed images, even though presenting distortions caused by the geometry of the electrode arrays used, are well delineated, both in apparent resistivity and in chargeability. The structures can be effectively recovered, even when thick sedimentary covers are present. Furthermore, the dip of the damage structure is manifested by distinct asymmetry in the resistivity and IP images.

# ÍNDICE

RESUMO . . . . .	iii
ABSTRACT . . . . .	iv
ÍNDICE . . . . .	v
ÍNDICE DE FIGURAS . . . . .	vii
INTRODUÇÃO . . . . .	1
<b>CAPÍTULO 1 BASES TEÓRICAS DA MODELAGEM GEOELÉTRICA</b> . . . . .	<b>2</b>
1.1 Propriedades Elétricas das Rochas . . . . .	2
1.2 O Método da Eletrorresistividade . . . . .	3
1.2.1 Potencial Elétrico num Meio Homogêneo . . . . .	3
1.2.2 Arranjo de Eletrodos . . . . .	4
1.3 Polarização Induzida . . . . .	6
1.3.1 As Fontes de Polarização Induzida . . . . .	6
1.3.2 Medidas de Polarização Induzida . . . . .	8
<b>CAPÍTULO 2 MODELAGEM GEOELÉTRICA BIDIMENSIONAL</b> . . . . .	<b>10</b>
2.1 Falhas e Estruturas de Deformação . . . . .	10
2.2 Modelo Geométrico . . . . .	12
2.3 Modelagem Elétrica . . . . .	13
2.4 RES2DMOD . . . . .	14
2.5 Efeito de IP . . . . .	15
<b>CAPÍTULO 3 RESULTADOS</b> . . . . .	<b>17</b>
3.1 Zona de Danos Vertical Aflorante . . . . .	17
3.2 Zona de danos vertical com cobertura menos resistiva . . . . .	21
3.3 Zona de danos vertical com cobertura mais resistiva . . . . .	26
3.4 Zona de Danos Inclinada Aflorante . . . . .	32
3.5 Zona de danos inclinada com cobertura menos resistiva . . . . .	35
3.6 Zona de danos inclinada com cobertura mais resistiva . . . . .	40
<b>CAPÍTULO 4 CONCLUSÃO</b> . . . . .	<b>46</b>

**Referências Bibliográficas . . . . . 47**

# ÍNDICE DE FIGURAS

1.1	Arranjos de eletrodos dos tipos Wenner(a), dipolo-dipolo(b) e Schlumberger(c).	5
1.2	Relação entre intensidade de corrente aplicada e diferença de potencial medido no método geoeletrico. . . . .	6
1.3	Ilustração do potencial de membrana. No caso (a) tem-se a distribuição normal de íons. No caso (b) a polarização de membrana causada pelo campo aplicado. . . . .	7
1.4	Respresentação do potencial de eletrodo num canal bloqueado por um mineral metálico, sob a ação de um campo elétrico. . . . .	8
2.1	Desenvolvimento de uma zona de danos numa falha normal. . . . .	11
2.2	Modelo geométrico-estrutural desenvolvido para uma estrutura de danos de falha num bloco de arenito uniforme. . . . .	12
2.3	Representação da zona central com 200 bandas de deformação por metro, sendo que cada banda possui 2 mm de largura totalizando em 0,4m de rocha deformada com 5% de porosidade. . . . .	13
2.4	Grade usada pelo programa RES2DMOD para discretizar a subsuperfície geológica. . . . .	15
3.1	Modelo de uma zona de danos vertical aflorante. . . . .	17
3.2	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos vertical aflorante utilizando o arranjo Schlumberger . . . . .	18
3.3	Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos vertical aflorante utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	19
3.4	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos vertical aflorante utilizando com o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	20
3.5	Perfil de resistividade aparente para uma zona de danos vertical e aflorante utilizando o arranjo Dipolo-Dipolo. . . . .	20
3.6	Modelo de uma zona de danos vertical com uma cobertura menos resistiva que a rocha sã. . . . .	21
3.7	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura menos resistiva de 7,5m de espessura, utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	22
3.8	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura menos resistiva de 20m de espessura, utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	22

3.9	Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura menos resistiva de 7,5m de espessura, utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	23
3.10	Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura menos resistiva de 20m de espessura, utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	23
3.11	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura menos resistiva de 7,5m de espessura, utilizando o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	24
3.12	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura menos resistiva de 20m de espessura, utilizando o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	25
3.13	Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura menos resistiva de 7,5m de espessura, utilizando o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	25
3.14	Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura menos resistiva de 20m de espessura, utilizando o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	26
3.15	Modelo de uma zona de danos vertical com uma cobertura mais resistiva. . .	26
3.16	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos vertical com uma cobertura mais resistiva de espessura igual a 7,5m utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	27
3.17	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos vertical com uma cobertura mais resistiva de espessura igual a 20m utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	28
3.18	Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura mais resistiva de 7,5m de espessura, utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	28
3.19	Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura mais resistiva de 20m de espessura, utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	29
3.20	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos vertical com uma cobertura mais resistiva de espessura igual a 7,5m utilizando o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	30
3.21	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos vertical com uma cobertura mais resistiva de espessura igual a 20m utilizando o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	30
3.22	Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura mais resistiva de 7,5m de espessura, utilizando o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	31
3.23	Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura mais resistiva de 20m de espessura, utilizando o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	31

3.24	Modelo de uma Zona de Danos Inclinada Aflorante. . . . .	32
3.25	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada e aflorante, utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	33
3.26	Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada e aflorante, utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	33
3.27	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada e aflorante, utilizando o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	34
3.28	Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada e aflorante, utilizando o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	34
3.29	Modelo de uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva que a rocha sã. . . . .	35
3.30	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva de 7,5m de espessura utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	36
3.31	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva de 20m de espessura utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	36
3.32	Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva de 7,5m de espessura utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	37
3.33	Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva de 20m de espessura utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	37
3.34	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva de 7,5m de espessura utilizando o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	38
3.35	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva de 20m de espessura utilizando o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	38
3.36	Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva de 7,5m de espessura utilizando o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	39
3.37	Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva de 20m de espessura utilizando o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	39
3.38	Modelo de uma zona de danos com uma cobertura mais resistiva que a rocha sã. . . . .	40

3.39	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura mais resistiva de 7,5m de espessura, utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	41
3.40	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura mais resistiva de 20m de espessura, utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	41
3.41	Perfis de resistividade e cargabilidade aparente para uma zona de danos inclinada com uma cobertura mais resistiva de 7,5m de espessura, utilizando arranjo Schlumberger. . . . .	42
3.42	Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura mais resistiva de 20m de espessura utilizando o arranjo Schlumberger. . . . .	42
3.43	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura mais resistiva de 7,5m de espessura, utilizando o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	43
3.44	Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparente para uma zona de danos inclinada com uma cobertura mais resistiva de 20m de espessura, utilizando o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	44
3.45	Perfis de resistividade e cargabilidade aparente para uma zona de danos inclinada com uma cobertura mais resistiva de 7,5m de espessura, utilizando arranjo dipolo-dipolo. . . . .	44
3.46	Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura mais resistiva de 20m de espessura utilizando o arranjo dipolo-dipolo. . . . .	45

# INTRODUÇÃO

A modelagem geofísica direta engloba um conjunto de procedimentos físico-matemáticos e computacionais, usados para avaliar as respostas de estruturas geológicas subsuperficiais de interesse (reservatórios), à excitações físicas provocadas e observadas próximo da superfície terrestre. Constitui procedimento essencial para três funções na geofísica aplicada: (i) prever resultados de medidas geofísicas para modelos geológicos específicos, no sentido de avaliar as possibilidades do emprego de um dado método ou técnica geofísica, assim como auxiliar no planejamento dos trabalhos de aquisição em campo em programas geofísicos reais; (ii) visualizar em mapas e seções geofísicas transversais, as características essenciais das anomalias geofísicas causadas por um alvo geológico especificado, enterrado em diferentes profundidades; (iii) compor a base para a formulação do problema inverso de obter os parâmetros físicos e geométricos da subsuperfície, partindo-se de um conjunto de dados físicos observados na ou perto da superfície terrestre. O presente trabalho focaliza a modelagem geoeétrica de estruturas rochosas associadas com reservatórios naturais. Essa modelagem foi empreendida, basicamente, para obter respostas aos dois primeiros itens especificados acima, para estruturas geológicas falhadas que constituem reservatórios de petróleo e/ou sistemas aquíferos. Normalmente tais estruturas são caracterizadas por expressivas feições internas, chamadas zonas de danos das formações, que incluem fraturamentos conjugados, cisalhamentos e cataclase de grãos, deformações de estruturas sedimentares, etc. O trabalho está estruturado e apresentado em quatro capítulos. No primeiro, é apresentada uma revisão sobre as bases teóricas da modelagem geoeétrica por resistividade e polarização elétrica induzida. No segundo são discutidos: (i) os aspectos essenciais dos processos de falhamentos em bacias sedimentares e a origem das estruturas associadas; (ii) os procedimentos básicos utilizados para a modelagem elétrica dessas estruturas; e (iii) algumas considerações sobre o programa utilizado nas modelagens realizadas (RES2DMOD). No capítulo 3 são apresentados e analisados os resultados obtidos para as diferentes situações modeladas, incluindo estruturas verticais e inclinadas, diretamente aflorantes ou capeadas por coberturas sedimentares horizontais extensas. O capítulo 4 contém, essencialmente, as principais conclusões obtidas nesse trabalho básico de simulação.

# CAPÍTULO 1

## BASES TEÓRICAS DA MODELAGEM GEOELÉTRICA

Este capítulo contempla uma revisão da teoria geofísica básica para a modelagem elétrica de estruturas geológicas. Inicia-se com uma revisão das propriedades elétricas e, em sequência, das bases dos métodos de eletrorresistividade e da polarização elétrica induzida.

### 1.1 Propriedades Elétricas das Rochas

Duas propriedades elétricas das rochas são importantes na prospecção elétrica: a condutividade elétrica (ou sua inversa, a resistividade elétrica), e a permissividade ou constante dielétrica.

A condutividade elétrica das rochas é uma medida da facilidade com que correntes elétricas fluem através delas. É principalmente de natureza iônica (eletrolítica), que se processa nos poros, falhas e fraturas das formações. A condutividade elétrica depende da composição mineralógica da rocha, da magnitude do espaço poroso, e da quantidade e salinidade da água que preenche estes vazios.

A corrente elétrica propaga-se nos materiais através de três processos distintos: transporte eletrônico (ôhmico), eletrolítico, e dielétrico. O primeiro é típico de materiais que contêm elétrons livres, como os minerais metálicos. Na condução eletrolítica, a corrente é transportada pelos íons e o fluxo de corrente é relativamente mais baixo comparado ao caso anterior. A condução dielétrica ocorre em materiais isolantes (corrente de polarização ou de deslocamento)(Telford e Sheriff, 1990).

A resistividade elétrica (inverso da condutividade) pode ser definida como a medida da dificuldade que um material oferece ao fluxo de uma corrente elétrica, quando submetido a um campo elétrico externo. Archie(1942) efetuou estudos experimentais com arenitos limpos (sem argila) para descrever a influência da porosidade sobre a resistividade de uma rocha. Com base neles propôs uma relação empírica que expressa a resistividade elétrica de uma rocha como:

$$\rho_o = \rho_w \phi^{-m} S_w^{-n}, \quad (1.1)$$

onde  $\rho_o$  é a resistividade da rocha,  $\rho_w$  a resistividade da água de saturação,  $\phi$  a porosidade e  $S_w$  é a saturação em água. Os parâmetros  $m$  (índice de cimentação) e  $n$  (índice de saturação) são constantes empíricas relacionadas ao tipo de porosidade da rocha.

## 1.2 O Método da Eletrorresistividade

O método da eletrorresistividade se baseia na medida da diferença entre os potenciais elétricos de dois pontos da superfície terrestre, associada a uma distribuição de correntes elétricas injetada no terreno por eletrodos conectados a uma fonte externa. A distribuição do potencial elétrico é função de parâmetros tais como geometria da subsuperfície, propriedades elétricas dos materiais, em particular a resistividade elétrica, e a intensidade da fonte de corrente elétrica (Sato, 2002).

### 1.2.1 Potencial Elétrico num Meio Homogêneo

Considere um semi-espço homogêneo e isotrópico, de condutividade  $\sigma$ , onde se estabelece um fluxo de corrente contínua. Se  $\delta\mathbf{A}$  é um elemento de superfície nesse semi-espço e  $\mathbf{J}$  a densidade de corrente nele, a corrente que passa através de  $\delta\mathbf{A}$  será  $\mathbf{J} \cdot \delta\mathbf{A}$ .

Em condições estacionárias, a equação de Maxwell para o campo elétrico e a equação da conservação de carga elétrica se reduzem, respectivamente, a:

$$\nabla \times \mathbf{E} = 0, \quad (1.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = 0, \quad (1.3)$$

sendo  $\mathbf{E}$  a intensidade do campo elétrico (V/m), e  $\mathbf{J}$  a densidade de corrente elétrica (A/m<sup>2</sup>).

Assim,  $\mathbf{E}$  é um campo conservativo que pode ser derivado de um potencial elétrico,  $V$  como:

$$\mathbf{E} = -\nabla V. \quad (1.4)$$

Em meios isotrópicos e lineares a densidade de corrente elétrica se relaciona ao campo elétrico pela Lei de Ohm,

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}, \quad (1.5)$$

sendo  $\sigma$  a condutividade elétrica do semi-espço.

Desse modo, substituindo a equação (1.4) na equação (1.5) obtém-se para um semi-espaço qualquer

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = 0. \quad (1.6)$$

A equação 1.6 é a equação fundamental do método de eletrorresistividade, para uma subsuperfície de estrutura geológica qualquer. Ela é resolvida de forma numérica para estruturas bi e tridimensionais fazendo-se a discretização do modelo em malhas usando técnicas de diferenças finitas ou de elementos finitos.

Para um meio condutor homogêneo,  $\sigma$  é constante e diferente de zero, resultando a equação de Laplace:

$$\nabla^2 V = 0. \quad (1.7)$$

Para um eletrodo pontual de corrente no interior do espaço condutor, homogêneo e isotrópico, o problema tem simetria esférica e o potencial depende de  $r$ , a distância da fonte ao ponto de medição. A solução da equação de Laplace para este problema é:

$$V = \frac{I\rho}{4\pi r}. \quad (1.8)$$

No caso do eletrodo se situar na superfície do semi-espaço, e a condutividade acima deste semi-espaço for nula (terra-ar), a expressão do potencial elétrico é:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r}. \quad (1.9)$$

### 1.2.2 Arranjo de Eletrodos

Os arranjos de eletrodos de uso mais comum possuem dois eletrodos que provocam uma circulação de corrente no meio (A e B) e dois outros eletrodos para medir a diferença de potencial (M e N). O potencial medido no eletrodo M ( $V_M$ ) terá as contribuições devido aos potenciais gerados por A e B ( $V_A$  e  $V_B$ ). O mesmo ocorre para o eletrodo N. Dessa maneira, a diferença medida  $\Delta V = V_M - V_N$  é expressa por:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right], \quad (1.10)$$

onde AM, AN, BM e BN são os afastamentos ou separação entre os eletrodos.

Isolando-se o parâmetro resistividade, obtém-se

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \left( \frac{2\pi}{\left[ \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right]} \right) = K \frac{\Delta V}{I}. \quad (1.11)$$

O parâmetro K é denominado fator geométrico do arranjo.

A expressão 1.11 serve para medir e calcular a resistividade elétrica de um semi-espço homogêneo usando um arranjo genérico de quatro eletrodos. Nesse caso, o valor da resistividade será constante e não dependerá dos afastamentos ou separações entre os eletrodos. No caso de um semi-espço heterogêneo, o valor obtido com o uso da equação 1.11 terá uma contribuição dos valores de todas as resistividades presentes em subsuperfície e é denominado de função resistividade aparente. O conceito de resistividade aparente pode ser definido como a resistividade elétrica de um meio homogêneo equivalente que, substituindo o meio heterogêneo, provoca as mesmas reações elétricas observadas, nas mesmas condições geométricas dos eletrodos (Sato, 2002) .

O Arranjo Wenner possui quatro eletrodos alinhados e afastados com espaçamento  $a$  (Fig 1.1). O fator geométrico desse arranjo é:

$$K = 2\pi a. \quad (1.12)$$

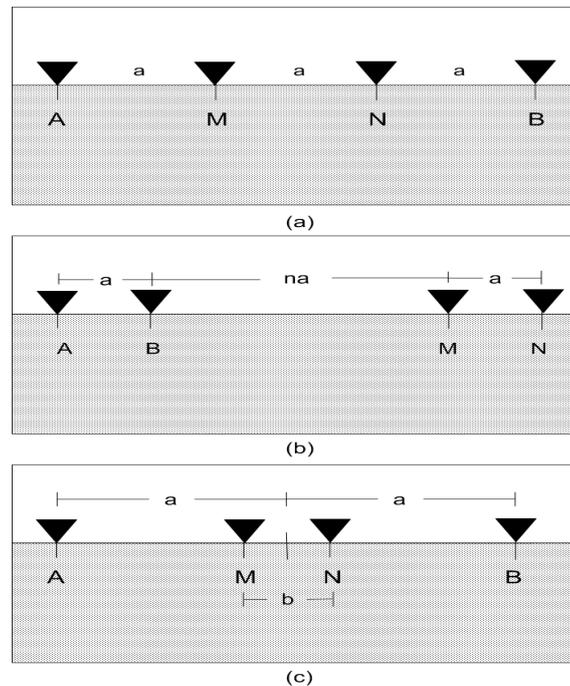


Figure 1.1: Arranjos de eletrodos dos tipos Wenner(a), dipolo-dipolo(b) e Schlumberger(c).

O arranjo Schlumberger possui também quatro eletrodos alinhados, com  $a$  como o semi-afastamento entre os eletrodos de corrente, e  $b$  o afastamento entre o eletrodos de potencial (Fig 1.1). O fator geométrico desse arranjo é dado por:

$$K = \pi \left( \frac{a^2}{b} - \frac{b}{4} \right). \quad (1.13)$$

O arranjo dipolo-dipolo contém quatro eletrodos em linha, sendo que os dois primeiros são eletrodos de corrente espaçados de uma distância  $a$ , e os dois últimos são eletrodos de potencial, espaçados também de uma distância  $a$  (Fig 1.1). Entre os eletrodos de corrente e os eletrodos de potencial há um afastamento múltiplo de  $a$  ( $na$ ). O fator geométrico é:

$$K = \pi na(n + 1)(n + 2). \quad (1.14)$$

### 1.3 Polarização Induzida

Na operação geoeletrica, ao se desligar, abruptamente, a corrente elétrica, os potenciais observados não se anulam instantaneamente. Observa-se um decaimento do potencial elétrico no tempo, inicialmente forte seguido por um decaimento mais suave, conforme esquema da figura 1.2. Este fato sugere que há armazenamento de energia elétrica na subsuperfície. A curva de decaimento é o resultado do retorno do meio à configuração elétrica antes da injeção de corrente. Sendo assim, a técnica da polarização elétrica induzida investiga as variações de voltagem em função do tempo (IP no domínio do tempo) ou da frequência (IP no domínio da frequência).

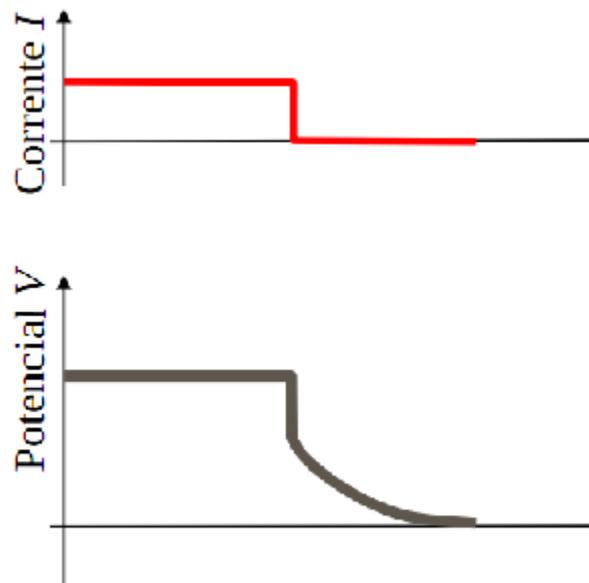


Figure 1.2: Relação entre intensidade de corrente aplicada e diferença de potencial medido no método geoeletrico.

#### 1.3.1 As Fontes de Polarização Induzida

No fenômeno da polarização induzida, a energia armazenada resulta de variações na mobilidade dos íons no eletrólito livre e nas interfaces argila-eletrólito através da estrutura porosa

da rocha (polarização de membrana) ou de variações entre condução iônica e eletrônica nas interfaces de minerais metálicos presentes (polarização de eletrodo).

O fluxo de corrente elétrica através das rochas se processa predominantemente através das soluções eletrolíticas que preenchem seus poros. Assim, quando há argilas com cargas negativas dispersas na matriz da rocha, forma-se nuvens de cátions atraídos para essas interfaces gerando uma espécie de membrana, que permite a passagem dos íons positivos mas não a dos negativos. A acumulação dessas zonas de íons positivos alcança a mesma separação que as partículas de argila. Dessa maneira, gradientes de concentração atuam no eletrólito que levam um certo tempo para desaparecer, depois que a corrente é desligada.

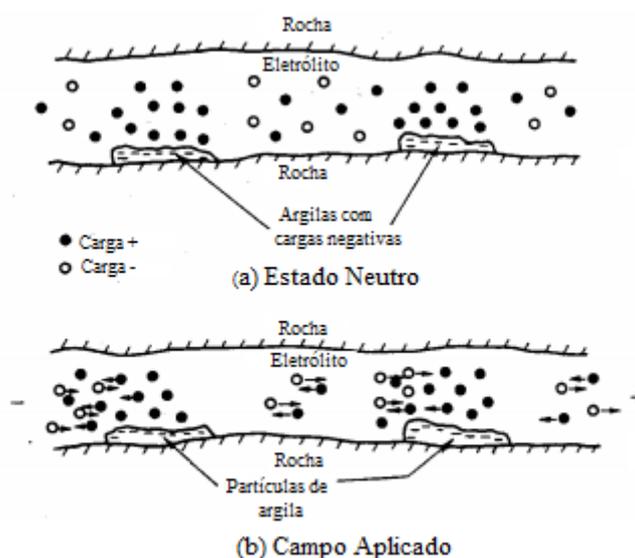


Figure 1.3: Ilustração do potencial de membrana. No caso (a) tem-se a distribuição normal de íons. No caso (b) a polarização de membrana causada pelo campo aplicado.

Os efeitos de polarização de membrana em arenitos com argilas são bem maiores que aqueles em materiais argilosos puros. A areia pura, saturada com água, não apresenta quase nenhum efeito. Contudo, o aumento no teor de argila não aumenta indefinidamente a resposta de IP. Observa-se, experimentalmente, que a polarização de membrana é a máxima, quando o conteúdo de argila disseminada na matriz da rocha varia de 10 a 15% e depois se estabiliza ou decresce suavemente com a argilosidade.

A polarização de eletrodo ocorre quando há a presença de minerais metálicos disseminados na rocha. Nesse caso, há passagem de condução eletrônica para iônica nas interfaces metal-eletrólito. Quando essa rocha é submetida a uma diferença de potencial, cargas elétricas negativas e positivas são induzidas nas superfícies opostas do mineral metálico, produzindo concentrações de íons nessas regiões. Ao cessar a corrente, os íons levam um certo

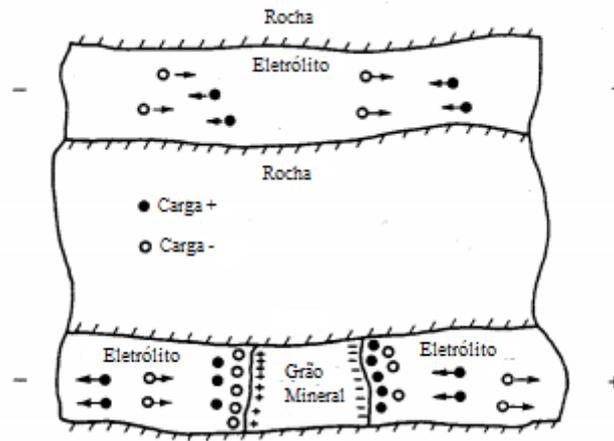


Figure 1.4: Representação do potencial de eletrodo num canal bloqueado por um mineral metálico, sob a ação de um campo elétrico.

tempo para voltarem ao seu estado original, gerando uma diferença de potencial residual.

### 1.3.2 Medidas de Polarização Induzida

Como dito no início da seção, existem duas formas de medir o efeito de polarização induzida. A polarização induzida no domínio do tempo e da frequência.

Ao se injetar pulsos de corrente contínua no subsolo, pode-se medir o efeito de IP no domínio do tempo comparando a voltagem residual ( $V$ ), em cada instante depois da corrente ter sido desligada, com a voltagem do intervalo de fluxo de corrente ( $V_c$ ). Isso corresponde a avaliar a área sob a curva de decaimento, em um intervalo de tempo, de  $t_1$  a  $t_2$ . Esta integração fornece o parâmetro cargaabilidade aparente,  $m_a$

$$m_a = \frac{1}{V_c} \int_{t_1}^{t_2} V dt, \quad (1.15)$$

expressa em milisegundos.

No domínio da frequência se analisa as variações na resistividade aparente observadas em várias frequências. O efeito de frequência é definido por:

$$FE = \frac{\rho_{dc} - \rho_{ac}}{\rho_{dc}}, \quad (1.16)$$

onde  $\rho_{dc}$  é a resistividade aparente medida em corrente contínua e  $\rho_{ac}$  é a resistividade aparente medida numa corrente alternada de alta frequência.

Seigel(1959) definiu a cargabilidade de um material polarizável, pela expressão

$$m = \frac{\lim_{t \rightarrow \infty} V(t) - \lim_{t \rightarrow 0} V(t)}{\lim_{t \rightarrow \infty} V(t)}, \quad (1.17)$$

Pela teoria da transformada de Laplace

$$\lim_{t \rightarrow \infty} V(t) = J_{\rho_{dc}} \text{ e } \lim_{t \rightarrow \infty} V(t) = J_{\rho_{\infty}}, \quad (1.18)$$

sendo  $\rho_{\infty}$  a resistividade da rocha medida em alta frequência, e  $J$  a densidade de corrente. Dessa forma, fazendo-se  $\rho_{\infty} = \rho_{ac}$ , pode-se escrever:

$$m = \frac{\rho_{dc} - \rho_{ac}}{\rho_{dc}}, \quad (1.19)$$

e conseqüentemente,

$$m = \frac{FE}{1 + FE}. \quad (1.20)$$

# CAPÍTULO 2

## MODELAGEM GEOELÉTRICA BIDIMENSIONAL

Neste capítulo são descritos os procedimentos utilizados para efetuar as modelagens geoeletricas bidimensionais de zonas de falhas contendo estruturas de danos de deformação. Inicialmente se descreve alguns processos de falhamentos que afetam bacias sedimentares caracterizando suas principais estruturas (bandas de deformação, zonas de bandeamento e superficies de deslizamentos).

Um modelo geométrico simplificado para uma zona de danos foi proposto com base em dados estatísticos descritos na literatura. As propriedades elétricas das diferentes zonas de bandeamento e da rocha intacta foram avaliadas usando a lei de Archie e uma progressão de redução da porosidade com a densidade do bandeamento. As modelagens finais das seções geoeletricas transversais, para os arranjos de eletrodo Schlumberger e dipolo-dipolo, foram efetuados utilizando o programa RES2DMOD da Geotomo Softwares.

### 2.1 Falhas e Estruturas de Deformação

Falhas são estruturas rúpteis que ocorrem nas rochas da crosta terrestre, em geral de origem tectônica. Quase sempre são envolvidas por halos de estruturas subsidiárias, referidas como zonas de danos da formação na falha. As possíveis origens para as estruturas de danos incluem: as flexões das camadas pela falha, os deslizamentos repetidos sobre superficies internas da zona da falha, a amplificação das tensões nos terminais da falha e as deformações concentradas nas zonas de conexão de segmentos de falhas vizinhas (Cox e Scholz, 1978; Antonellini e Aydin, 1994; Vermilye e Scholz, 1998).

O desenvolvimento de falhas com dezenas a centenas de metros de rejeitos, cortando sequências sedimentares que incluem arenitos, siltitos e folhelhos, tem sido descrito por diferentes geólogos estruturalistas (Aydin e Johnson, 1988; Shipton e Cowie, 2003; Cowie e Scholz, 1992). Zonas de danos tem sido reportadas tanto em falhas normais, quanto em falhas reversas, assim como em falhas transcorrentes.

Em litologias arenosas porosas existem três elementos estruturais que podem ser observados em afloramentos de zonas de falhas que são: (i) bandas individuais de deformações de cisalhamento caracterizadas por intensa cataclase de grãos e redução de porosidade; (ii) zonas de densas concentrações de bandas de deformações (zonas de bandeamento que podem encaixar zonas de rocha sã); e (iii) superfícies de deslizamentos ou de fricção. As relações espaciais entre essas estruturas evidenciam um desenvolvimento sequencial (Figura 2.1).

O primeiro estágio no processo de falhamento de um arenito é o crescimento de uma ou de poucas bandas de deformação isoladas, através das quais ocorrem pequenos deslocamentos relativos paralelos à banda, de poucos milímetros a uns poucos centímetros de extensão. As deformações no interior de uma banda envolvem a reorganização de grãos por deslizamentos e a redução granulométrica por cataclase, que produzem uma acentuada redução na porosidade dos arenitos. Sua natureza e extensão depende da litologia, do mergulho da estrutura relativa à direção de deslizamento da falha e do sistema de tensões.

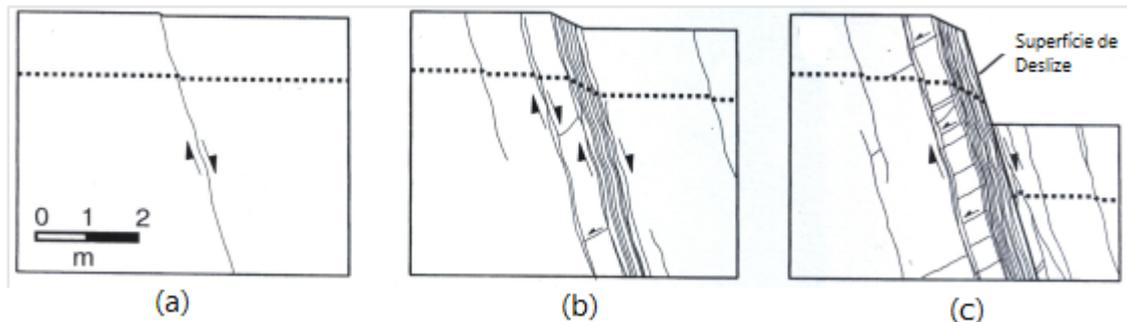


Figure 2.1: Desenvolvimento de uma zona de danos numa falha normal.

O segundo estágio no desenvolvimento de falhas em arenitos é a aglutinação de dois ou mais conjuntos de bandas de deformação, formando uma zona de bandeamentos. Os mais proeminentes arranjos de bandas podem alcançar alguns metros de largura e conter de dezenas à centenas de bandas. A espessura de uma zona de bandeamentos aumenta simplesmente pela adição de mais bandas de deformação. O deslocamento de cisalhamento relativo em uma zona de bandeamentos é a soma dos deslocamentos individuais de seus membros e pode alcançar de 25 a 30cm em uma zona contendo cerca de 100 bandas (Aydin e Johnson, 1988; Johansen e Fossen, 2008). A densidade de deformação tende a atingir seu máximo na região do núcleo de falha e ao afastar-se deste, diminui exponencialmente.

O terceiro estágio no desenvolvimento de falhas em arenitos é a do surgimento de superfícies discretas de deslizamentos, contendo superfícies polidas e linhas de estrias, indicativas da orientação dos deslizamentos. Há indícios de que superfícies de deslizamentos se nucleiam como peças decamétricas que se interligam formando uma rede anastomosada bem densa. Uma zona de danos, portanto, é constituída por arranjos densos de bandas de deformação e ocasionais

superfícies de deslizamentos, juntamente com uma proporção da rocha hospedeira relativamente intacta entre elas.

## 2.2 Modelo Geométrico

A princípio, construiu-se um modelo geométrico-estrutural, que se constitui de um bloco de arenito de 200 metros de comprimento, com uma falha vertical com rejeito de 100 metros, localizada no centro do bloco. Na falha ocorrem bandas de deformação paralelas ao plano de falha com diferentes concentrações. A zona de danos tem uma extensão lateral de 50 metros e foi adotada uma distribuição simétrica de sete faixas de bandeamentos nessa zona de danos estruturais.

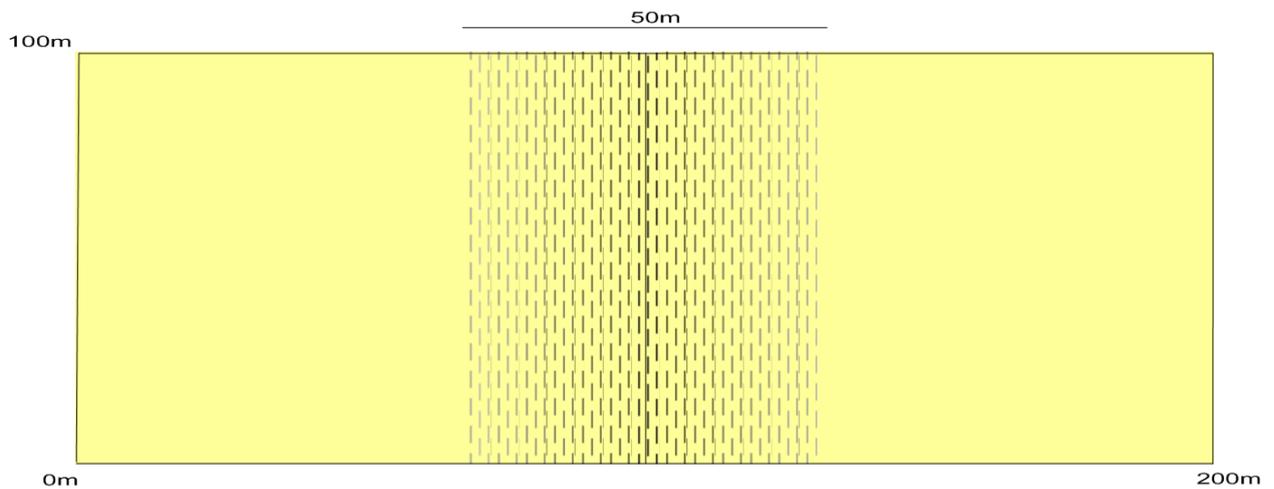


Figure 2.2: Modelo geométrico-estrutural desenvolvido para uma estrutura de danos de falha num bloco de arenito uniforme.

A frequência das bandas de deformação no núcleo da zona de danos foi adotada como sendo de 200 bandas por metro, cada banda tendo 2 mm de espessura. Essa frequência sofre decréscimos laterais (descrito na tabela 2.1) ao se afastar do plano central de falha. Esses valores estão em conformidade com dados obtidas na literatura (Shipton e Cowie, 2003; Johansen e Fossen, 2008; Kolyukhin e Fossen, 2010).

A porosidade da rocha sã foi definida como 25%, e a porosidade da parte mais deformada em 5% havendo assim uma redução de cerca de 80% do valor inicial.

Faixas Litológicas	Frequência de bandas de deformação (bandas por metro)	Espessura total das bandas de deformação
1	200	40cm
2	125	25cm
3	100	20cm
4	75	15cm
5	50	10cm
6	25	5cm
7	5	1cm

Table 2.1: Frequencia das bandas de deformação versus espessura total das bandas de deformação na zona de falha.

### 2.3 Modelagem Elétrica

As resistividades das rochas nas diferentes zonas de bandeamento, foram definidas com base na lei de Archie (Equação 1.1).

No cálculo das resistividades foram utilizados os seguintes resultados:  $\rho_w=50\Omega.m$  e  $m=1,8$ . Assim a resistividade da rocha sã, que possui 25% de porosidade, é de aproximadamente  $606\Omega.m$ . A resistividade de uma banda de deformação, que possui 5% de porosidade, é de aproximadamente  $10985\Omega.m$ . Desse modo, a resistividade da zona de danos foi calculada levando em consideração a influência das partes sãs e deformadas como se essas estruturas formassem um meio binário conforme ilustrado na Figura 2.2.



Figure 2.3: Representação da zona central com 200 bandas de deformação por metro, sendo que cada banda possui 2 mm de largura totalizando em 0,4m de rocha deformada com 5% de porosidade.

Assim pode-se considerar que os dois componentes estão combinados em série e que a resistividade do meio composto equivalente pode ser calculada como:

$$\rho_{eq} = (x)\rho_1 + (1 - x)\rho_2, \quad (2.1)$$

sendo  $x$  a largura total de bandas na zona de bandeamento.

Dessa forma foi construída a tabela abaixo relacionado o número de bandas de deformação e a resistividade média das diferentes faixas de zonas de bandeamento.

Frequência de bandas de deformação (bandas por metro)	Resistividade da Rocha $\Omega.m$
200	4758
125	3201
100	2682
75	2163
50	1644
25	1123
5	708

Table 2.2: Densidade de bandas de deformação versus resistividade da rocha

## 2.4 RES2DMOD

O RES2DMOD é um programa de modelagem numérica que calcula a função resistividade aparente medida na superfície de um modelo geológico 2D de subsuperfície terrestre definido pelo usuário. Esse programa é muito utilizado na geofísica elétrica para solucionar o arranjo e as separações mais apropriadas para investigar diferentes situações geológicas.

O modelo 2D usado nas técnicas de diferenças finitas ou de elementos finitos é subdividido em blocos usando uma grade retangular com eixo  $x$  orientado ao longo da interface terra-ar e normal ao eixo da estrutura enquanto o eixo  $z$  é orientado para baixo. Os nós ao longo do eixo  $x$  são indexados por  $i = 1, 2, \dots, n$  e, ao longo de  $z$  por  $j=1, 2, \dots, m$ . Os limites  $i=1$ ,  $i=n$  e  $j=m$  simulam distâncias infinitas do centro da região de modelagem (Figura 2.3). Para aumentar a precisão dos valores de resistividade aparente calculados, Loke(1994) introduziu algumas melhoras no procedimento original proposto por Dey e Morrison(1979).

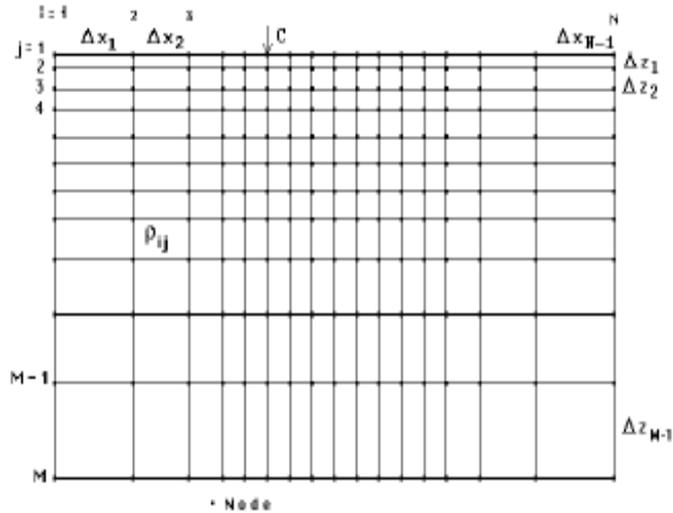


Figure 2.4: Grade usada pelo programa RES2DMOD para discretizar a subsuperfície geológica.

Cada bloco pode ter valores de resistividades diferentes, tornando possível modelar complexas estruturas geológicas.

A discretização da estrutura geoeletrica  $\rho_{x,z}$  e a especificação das equações de diferenças finitas no programa RES2DMOD é efetuada por pontos, o que equivale a substituir as operações de derivadas parciais na equação 1.6 por diferenças finitas.

## 2.5 Efeito de IP

Para expressar os efeitos da polarização induzida, foram realizadas duas modelagens com valores de resistividade para corrente contínua ( $\rho_{dc}$ ) e para corrente alternada ( $\rho_{ac}$ ) determinadas de acordo com a equação 1.16. Os valores de resistividade apresentados na tabela 2.2 foram tomados como sendo de  $\rho_{dc}$ . Para os valores de  $\rho_{ac}$ , tomou-se o efeito de frequência (FE) da rocha não afetada como 10% e reduções progressivas do conteúdo de argila com o aumento da intensidade de deformação de acordo com os valores da tabela 2.3. A hipótese adotada foi a de que os argilo-minerais são progressivamente transformados por diagenese com o aumento da deformação.

Frequência de bandas de deformação (bandas por metro)	Efeito de Frequência	Resistividade da Rocha ( $\Omega.m$ )
200	1%	4710
125	4%	3078
100	5%	2554
75	6%	2040
50	7%	1536
25	8%	1040
5	9%	649
0	10%	551

Table 2.3: Influência das bandas de deformação na redução do efeito de frequência por redução da argilosidade.

# CAPÍTULO 3

## RESULTADOS

Com os valores calculados pelo programa RES2DMOD para os arranjos Schlumberger e dipolo-dipolo, conforme formulação discutida no capítulo 2, foram construídos seis modelos de zona de danos em falhas assim definidos: Uma zona de danos vertical aflorante; uma zona de danos vertical, com uma cobertura mais resistiva que a rocha sã; uma zona de danos vertical, com cobertura menos resistiva que a rocha sã; uma zona de danos inclinada aflorante; uma zona de danos inclinada, com cobertura mais resistiva que a rocha sã e, por último, uma zona de danos inclinada, com uma cobertura menos resistiva que a rocha sã. Com esses dados foram plotados perfis e pseudo-seções das funções de resistividade e cargabilidade aparentes. Nestas pseudo-seções, foram calculadas trinta e dois níveis de valores em profundidade, com a unidade de espaçamento básico entre os eletrodos, igual a dois metros. Para o arranjo Schlumberger AB/2 variou de 3 metros até 67 metros. Para o arranjo dipolo-dipolo, n variou de 1 a 32.

### 3.1 Zona de Danos Vertical Aflorante

O modelo é representado por um bloco de arenito limpo com duzentos metros de extensão e cem metros de profundidade, com uma zona de danos centrada em  $x=100\text{m}$  e largura de  $50\text{m}$  (Figura 3.1). As resistividades do arenito e das faixas de deformações foram definidas de acordo com as tabelas 1.2 e 2.3.

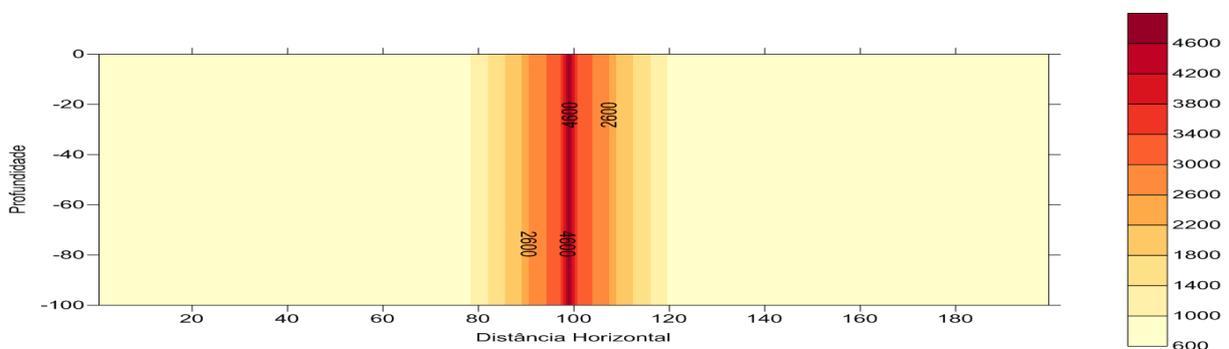


Figure 3.1: Modelo de uma zona de danos vertical aflorante.

Para os arranjos Schlumberger e dipolo-dipolo as pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes estão representadas nas figuras 3.2 e 3.4. A malha utilizada foi a padrão do programa RES2DMOD.

Para o arranjo Schlumberger de eletrodos, as imagens de resistividade e cargabilidade aparentes são simétricas e centralizadas com valores máximos de  $\rho_a$  e mínimo de  $m_a$  coincidentes com a posição da falha(Figura 3.2). Distante da falha, as imagens fornecem os valores normais da resistividade do arenito. A figura 3.3 ilustra perfis das funções modeladas para os níveis de medida  $n$  de 2, 15 e 30, mostrando claramente a simetria de único pico para a anomalia. Distorções geométricas na forma de asas laterais mais resistivas e menos carregadas se manifestam para valores de profundidades de ordem de grandeza da largura da zona de danos.

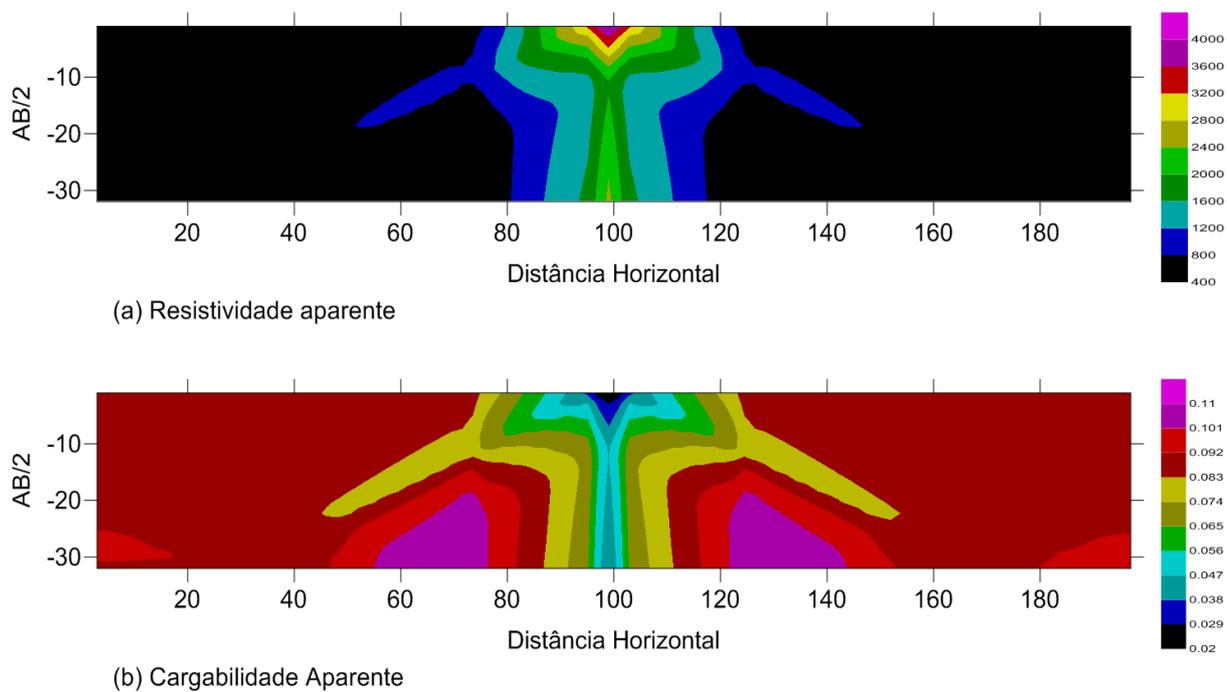


Figure 3.2: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos vertical aflorante utilizando o arranjo Schlumberger

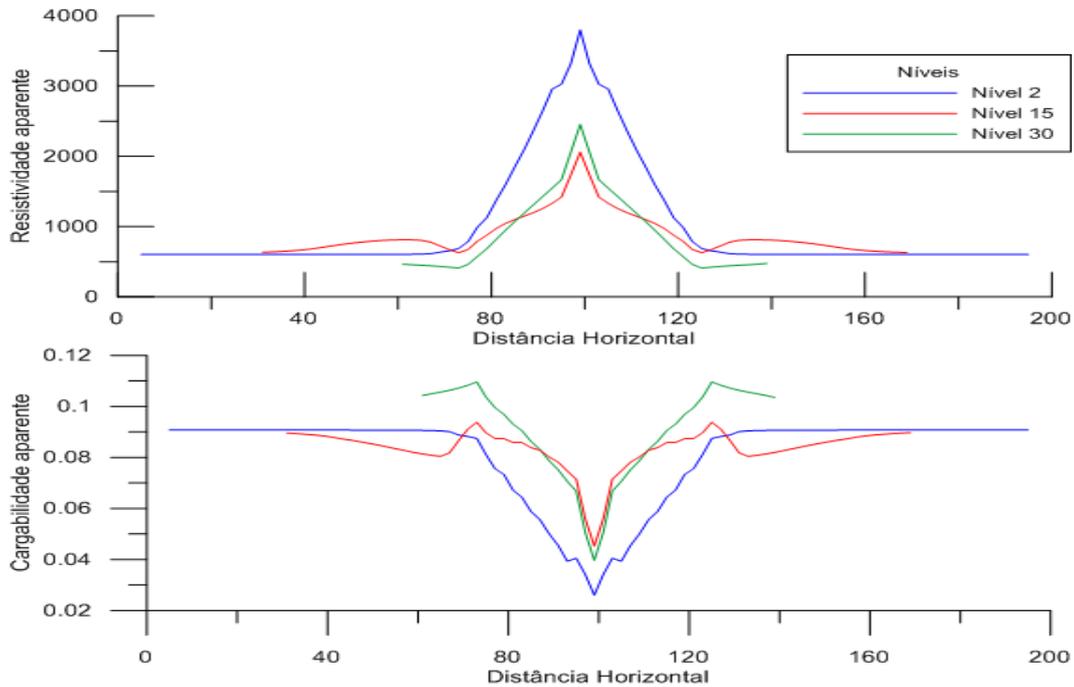


Figure 3.3: Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos vertical aflorante utilizando o arranjo Schlumberger.

Para o arranjo dipolo-dipolo as pseudo-seções de  $\rho_a$  e  $m_a$  são também simétricas, mas a zona central de danos é quebrada em duas bandas inclinadas e de mergulhos opostos (Figura 3.4). As resistividades do arenito distante da falha são recuperadas nas maiores profundidades (maiores valores de  $n$ ) mas são alteradas para valores de  $n$  mais baixos. Os perfis da figura 3.5 mostram anomalias de um só pico para  $\rho_a$  para  $n=2$  (depressão para  $m_a$ ), 3 picos para  $n=15$  (depressões para  $m_a$ ) e dois picos (depressões para  $m_a$ ) separados por ampla depressão (elevação para  $m_a$ ) em  $n=30$ . Esses resultados servem para explicar as imagens duplas e inclinadas da falha vertical representadas na figura 3.1. Essas distorções são características do arranjo dipolo-dipolo e dependem da relação entre o espaçamento unitário utilizado e as dimensões geométricas do modelo. Note, ainda, a medição de valores anômalos  $\rho_a$  e  $m_a$  abaixo de 20m de profundidade que podem levar a interpretações errôneas da geologia se se usar apenas as imagens geoeletricas.

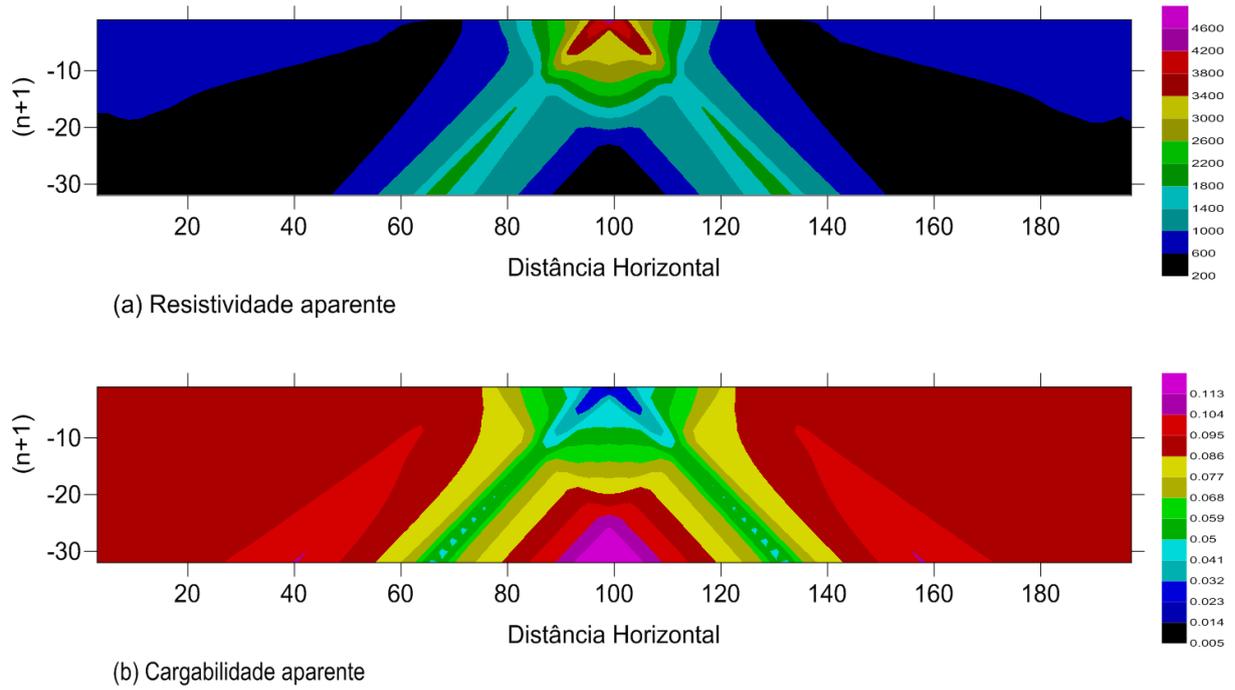


Figure 3.4: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos vertical aflorante utilizando com o arranjo dipolo-dipolo.

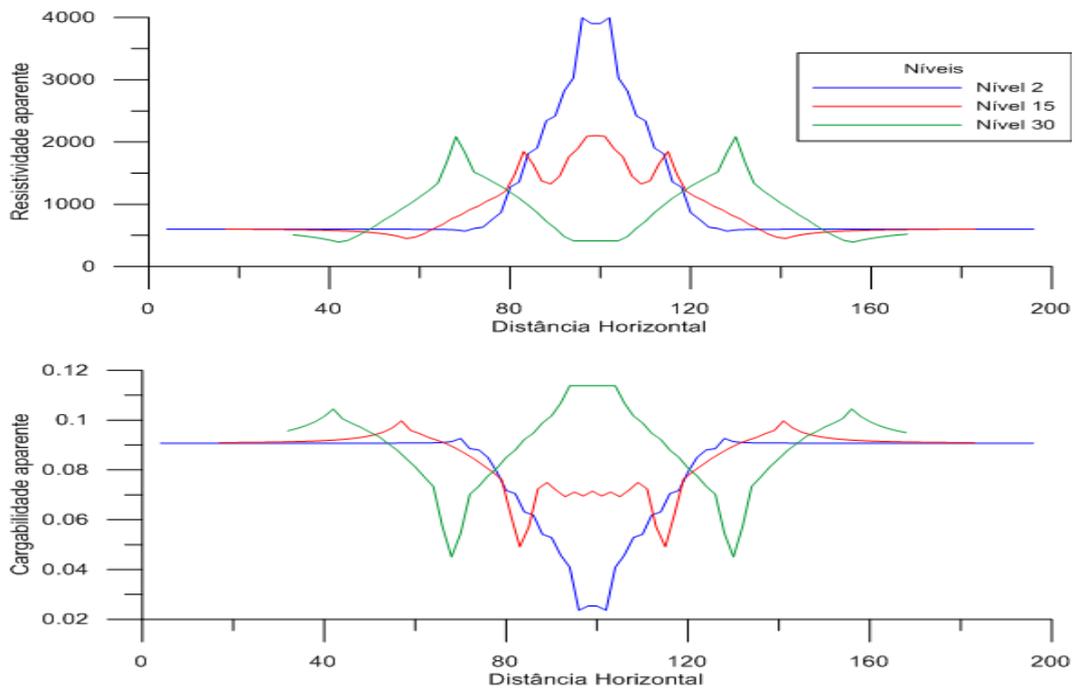


Figure 3.5: Perfil de resistividade aparente para uma zona de danos vertical e aflorante utilizando o arranjo Dipolo-Dipolo.

### 3.2 Zona de danos vertical com cobertura menos resistiva

O modelo é representado por um bloco de duzentos metros de largura e cem metros de profundidade. A zona de danos está centrada em  $x=100\text{m}$  e largura de  $50\text{m}$ , com uma cobertura de resistividade  $60\Omega\cdot\text{m}$  e espessuras iguais a  $7,5\text{m}$  e  $20\text{m}$ . (Figura 3.6).

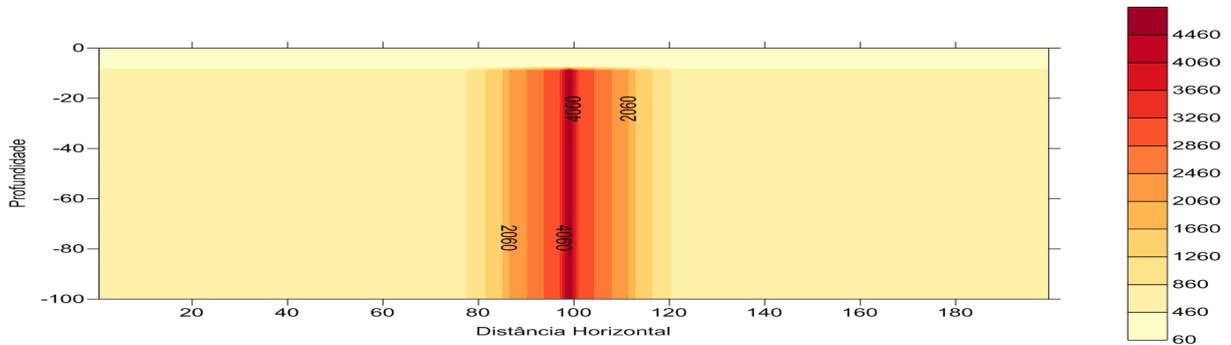
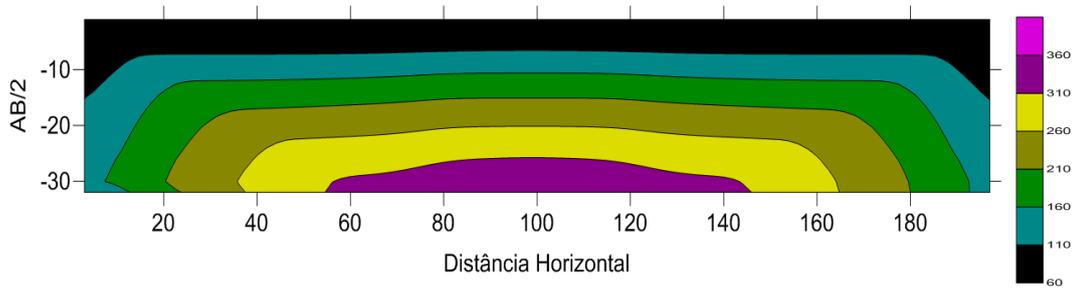


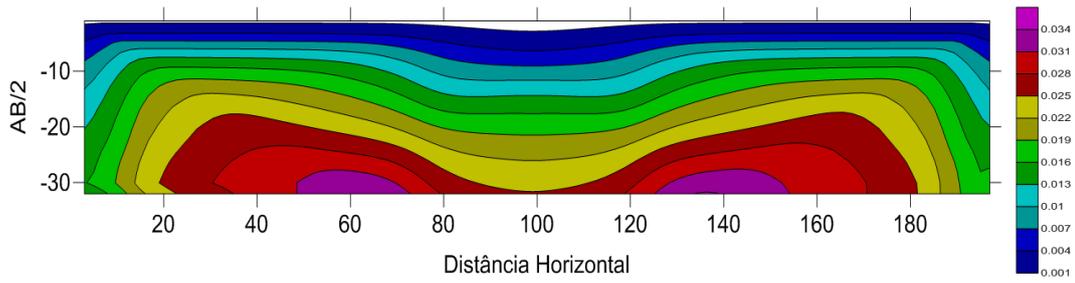
Figure 3.6: Modelo de uma zona de danos vertical com uma cobertura menos resistiva que a rocha sã.

Para o arranjo Schlumberger, as pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes são simétricas e apresentam uma pequena elevação de  $\rho_a$  e um decréscimo nos valores de  $m_a$  no centro da imagem (Figuras 3.7 e 3.8). Com o aumento da espessura da cobertura, esse acréscimo e decréscimo dos valores de  $\rho_a$  e  $m_a$  são suavizados. A cobertura de baixa resistividade concentra a corrente elétrica injetada e não permite a visualização da zona de danos. As figuras 3.09 e 3.10 ilustram os perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para os níveis de medida 2, 15 e 30. Apesar da faixa de variação dos valores de  $\rho_a$  e  $m_a$ , nos três níveis de medida, ser pequena, os perfis mostram uma simetria de único pico para a anomalia.

Esses resultados sugerem que para obter melhores imagens geoeletricas seria necessário aumentar a faixa de espaçamentos de eletrodos utilizada.

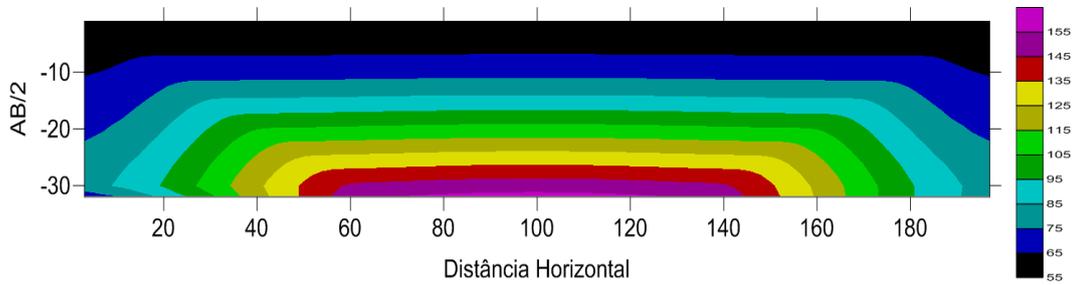


(a) Resistividade aparente

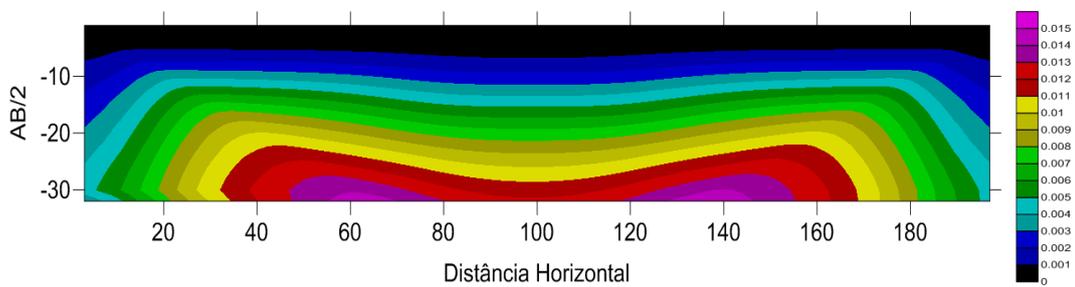


(b) Cargabilidade aparente

Figure 3.7: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura menos resistiva de 7,5m de espessura, utilizando o arranjo Schlumberger.



(a) Resistividade aparente



(b) Cargabilidade aparente

Figure 3.8: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura menos resistiva de 20m de espessura, utilizando o arranjo Schlumberger.

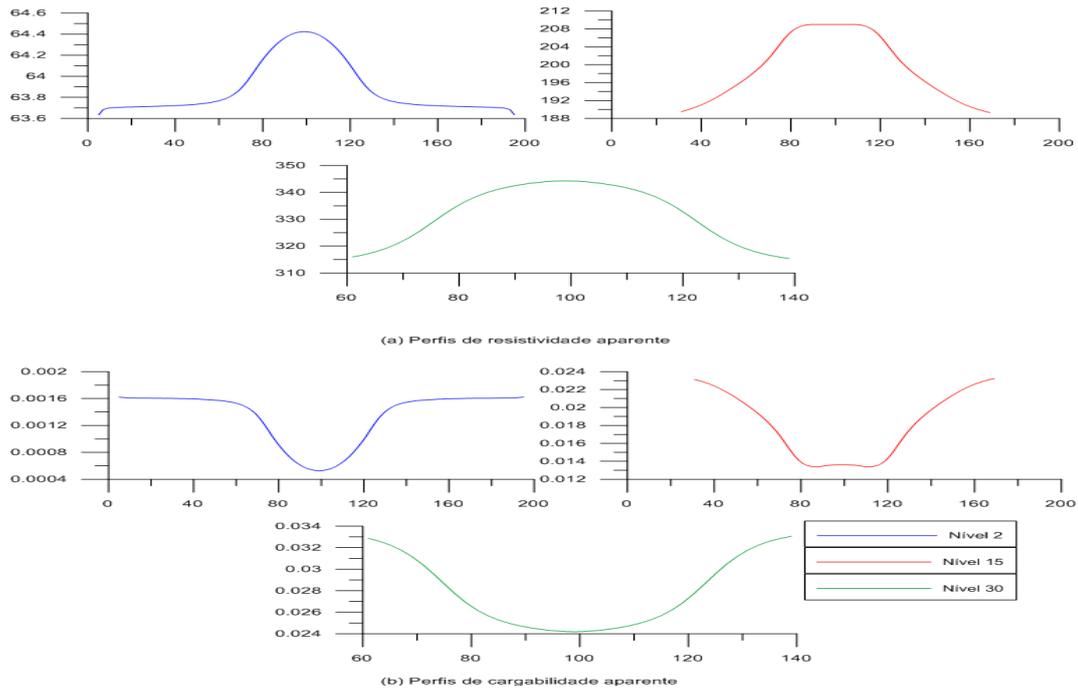


Figure 3.9: Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura menos resistiva de 7,5m de espessura, utilizando o arranjo Schlumberger.

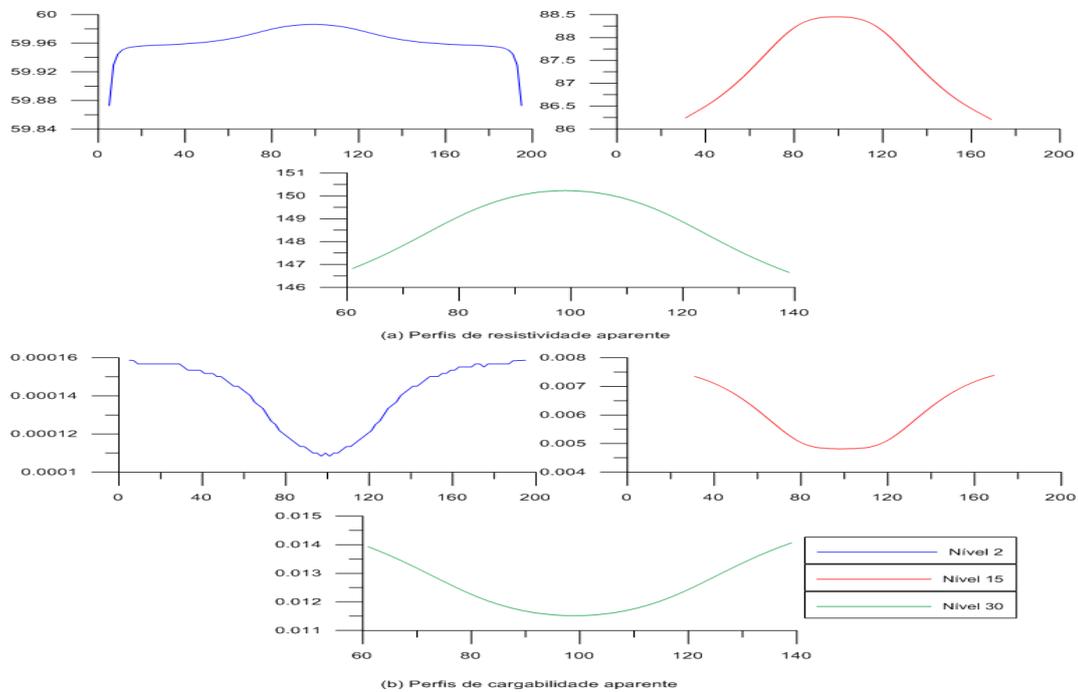


Figure 3.10: Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura menos resistiva de 20m de espessura, utilizando o arranjo Schlumberger.

Para o arranjo dipolo-dipolo, as pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes são também simétricas e apresentam anomalias positivas de  $\rho_a$  e negativas de  $m_a$  no centro das imagens (Figuras 3.11 e 3.12). Assim como nas medidas realizadas com o arranjo Schlumberger, o arranjo dipolo-dipolo não conseguiu um bom imageamento da estrutura de zona de danos devido a cobertura condutiva que concentrou a corrente elétrica injetada. Os perfis de resistividade e cargabilidade aparentes nos níveis de medida 15 e 30 mostram uma simetria de único pico que representam a estrutura de zona de danos. Nas profundidades mais rasas ocorreram valores anômalos de  $\rho_a$  e  $m_a$  que são intensificados com o aumento da espessura da cobertura (Figuras 3.13 e 3.14).

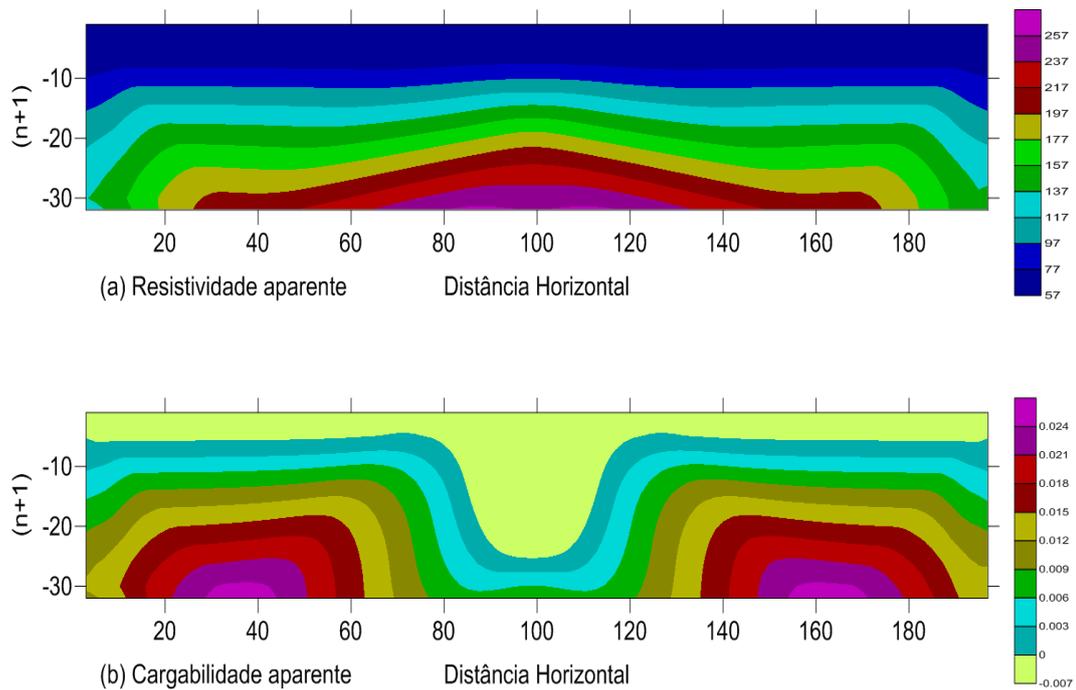


Figure 3.11: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura menos resistiva de 7,5m de espessura, utilizando o arranjo dipolo-dipolo.

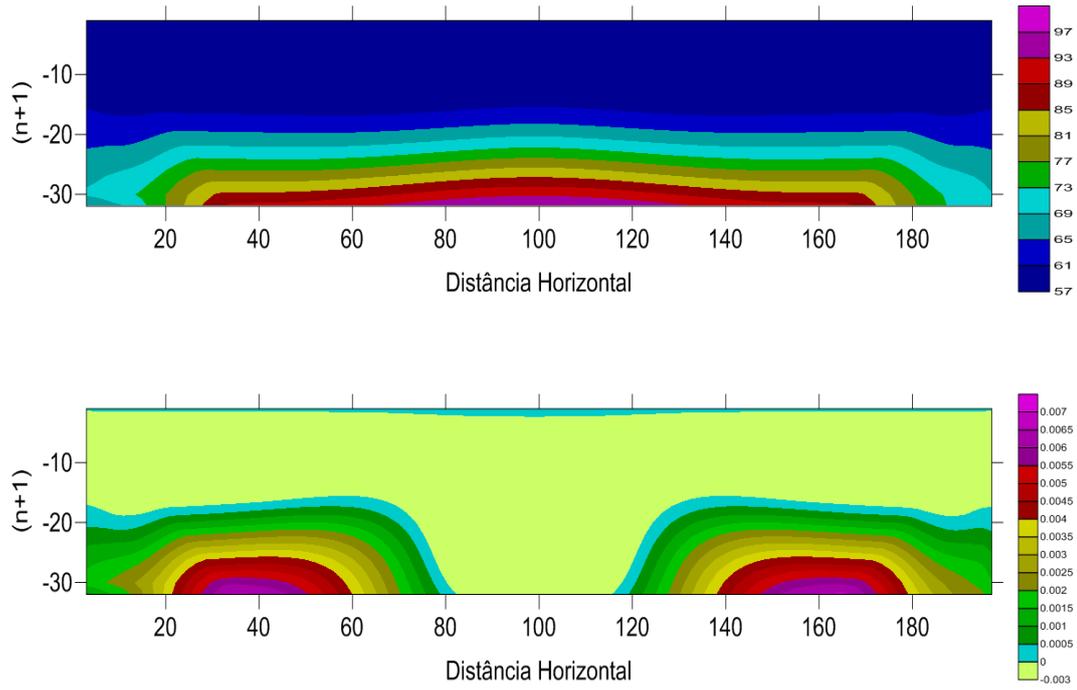


Figure 3.12: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura menos resistiva de 20m de espessura, utilizando o arranjo dipolo-dipolo.

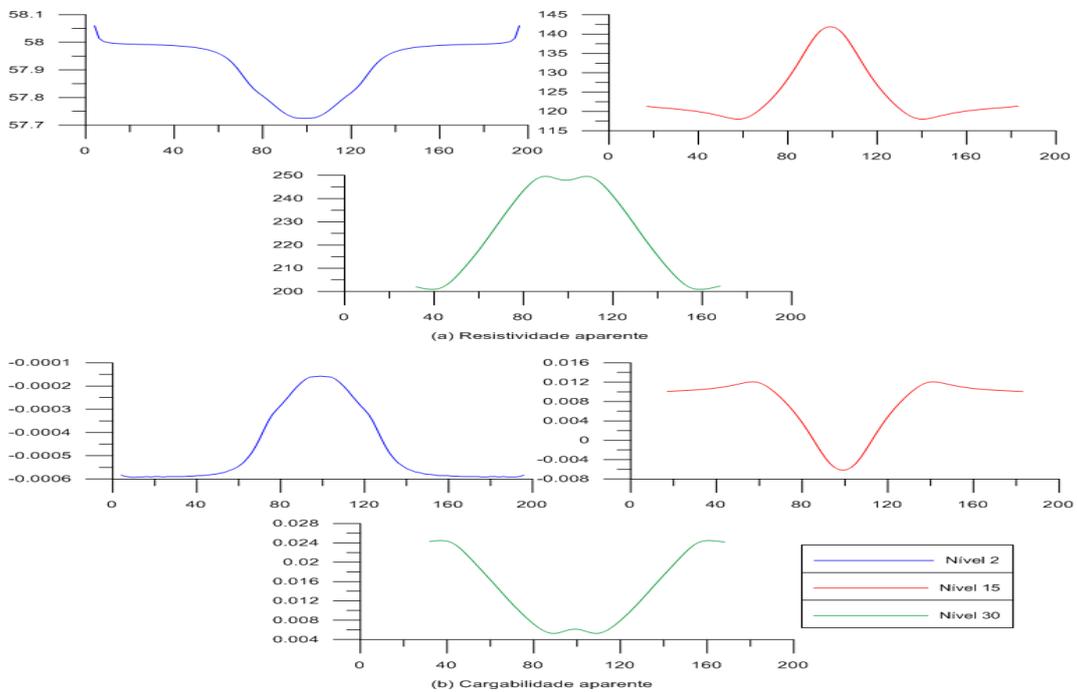


Figure 3.13: Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura menos resistiva de 7,5m de espessura, utilizando o arranjo dipolo-dipolo.

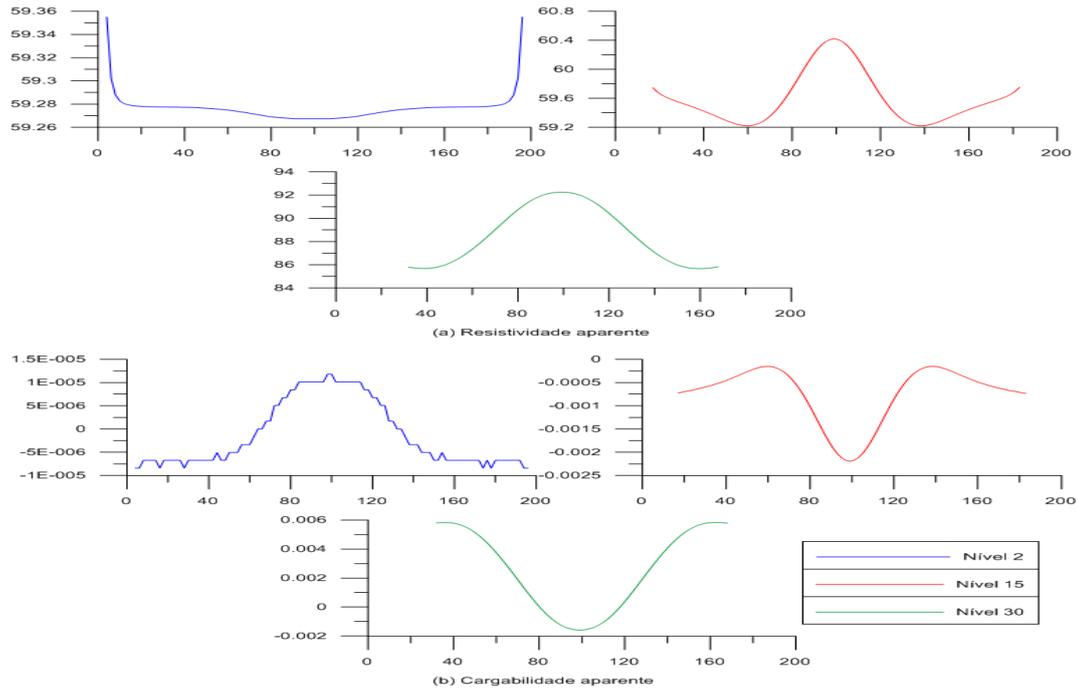


Figure 3.14: Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura menos resistiva de 20m de espessura, utilizando o arranjo dipolo-dipolo.

### 3.3 Zona de danos vertical com cobertura mais resistiva

O modelo é representado por um bloco de duzentos metros de largura e cem metros de profundidade. A zona de danos está centrada em  $x=100\text{m}$  e largura de 50m e com uma cobertura de resistividade  $1200\Omega\cdot\text{m}$  e espessuras 7,5m e 20m. (Figura 3.15).

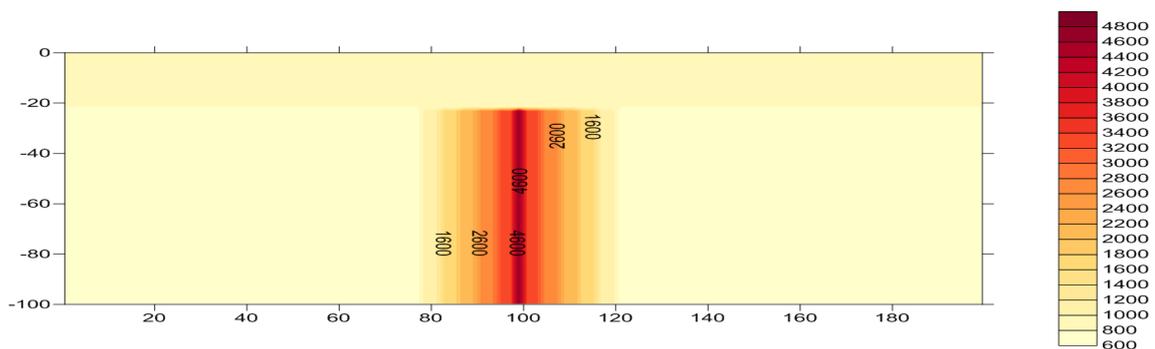


Figure 3.15: Modelo de uma zona de danos vertical com uma cobertura mais resistiva.

Para o arranjo Schlumberger, as imagens de resistividade e cargabilidade aparentes são simétricas, com os valores de  $\rho_a$  e  $m_a$  aumentando em direção ao centro das pseudo-seções.

A cobertura, por ser resistiva, permite uma boa visualização da zona de danos, contudo, com o aumento da sua espessura os valores de  $\rho_a$  e  $m_a$  ficam atenuados (Figura 3.16 e 3.17). Os perfis da figuras 3.18, mostram a simetria de único pico para a anomalia. Na figura 3.19, os perfis também são simétricos, mas mostram que o aumento da espessura da cobertura provoca valores anômalos de  $\rho_a$  e  $m_a$  no centro das pseudo-seções.

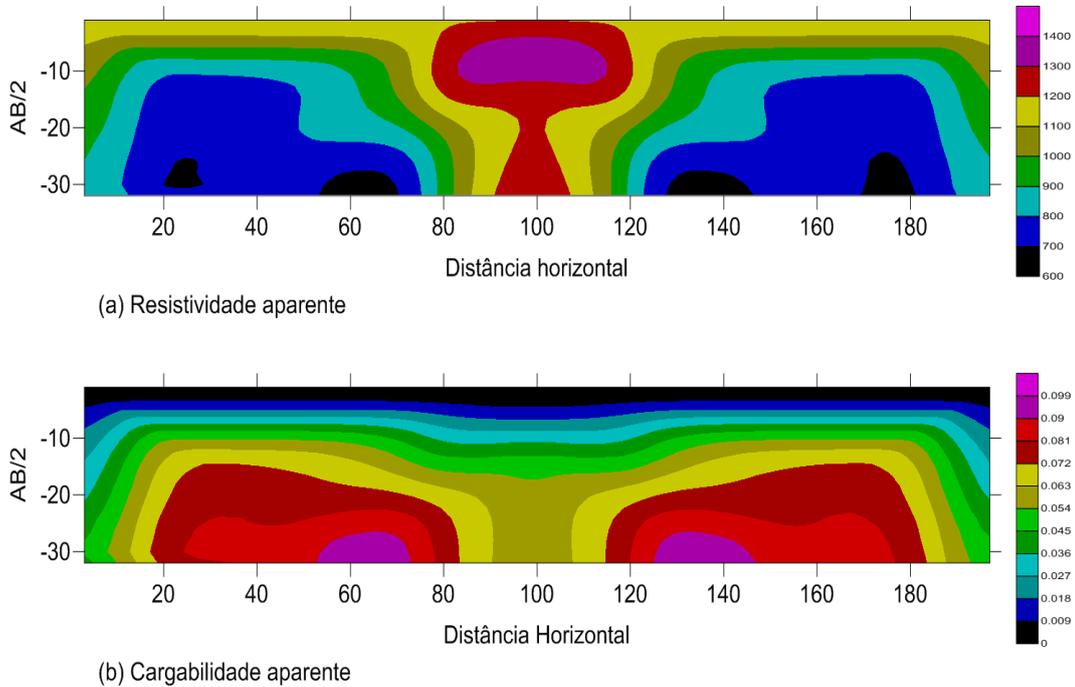


Figure 3.16: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos vertical com uma cobertura mais resistiva de espessura igual a 7,5m utilizando o arranjo Schlumberger.

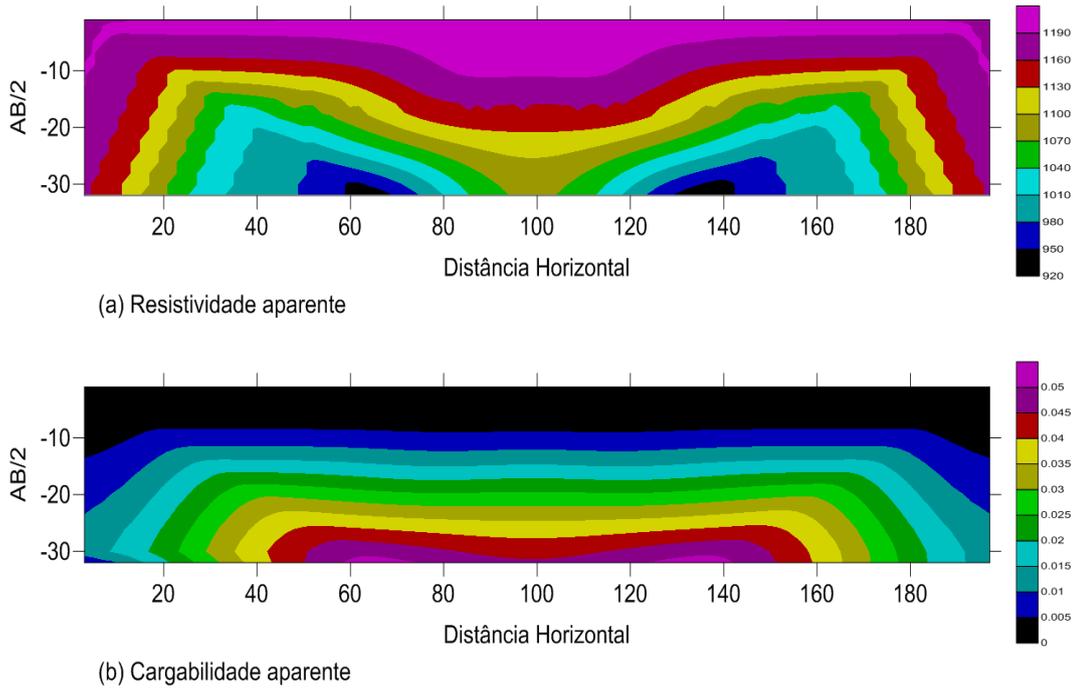


Figure 3.17: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos vertical com uma cobertura mais resistiva de espessura igual a 20m utilizando o arranjo Schlumberger.

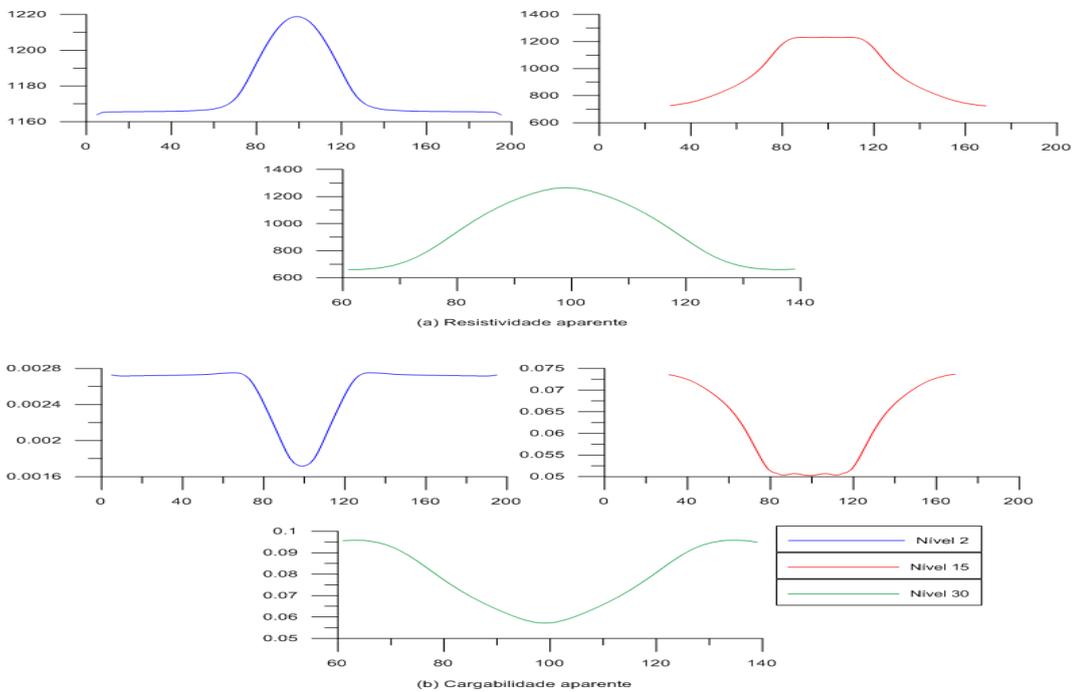


Figure 3.18: Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura mais resistiva de 7,5m de espessura, utilizando o arranjo Schlumberger.

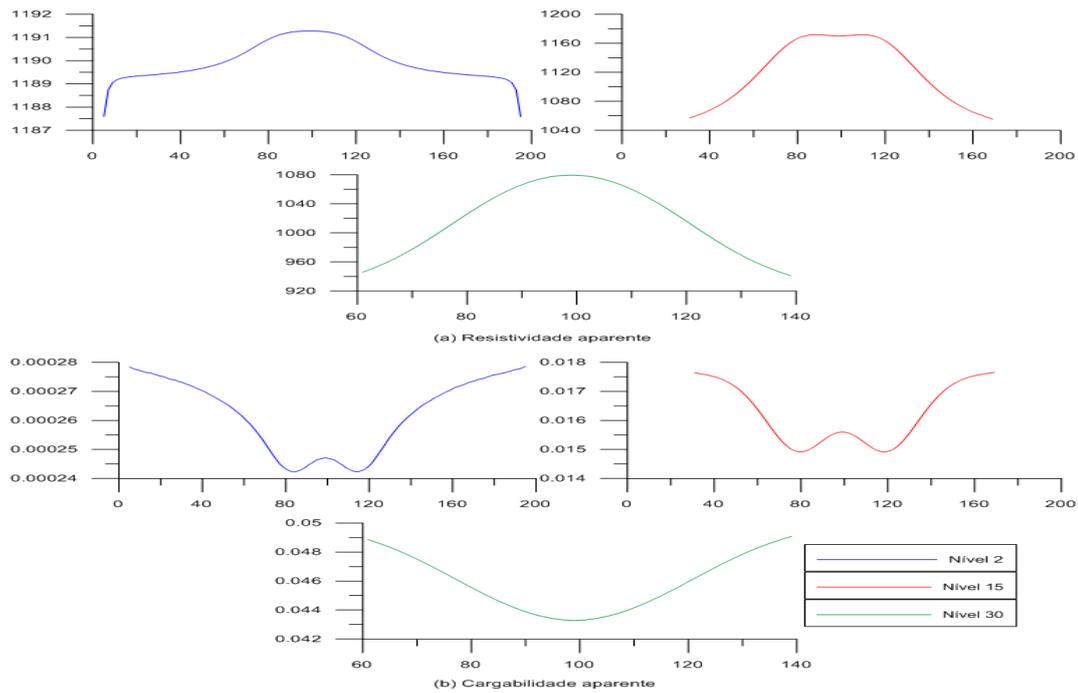
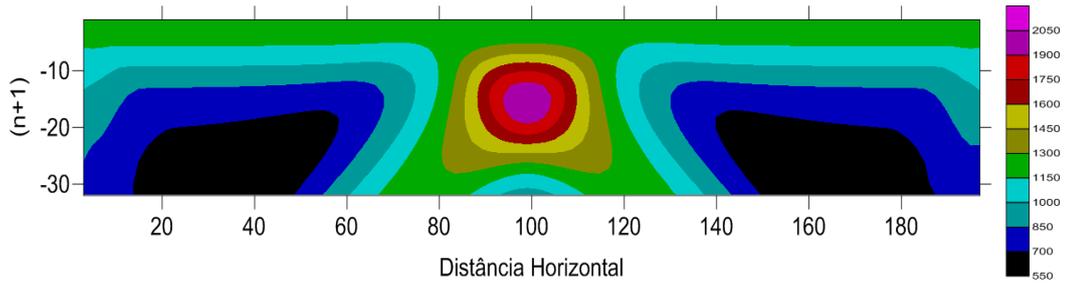
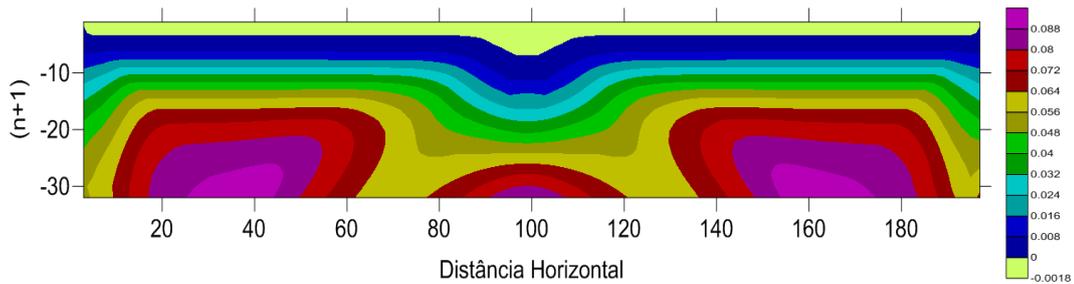


Figure 3.19: Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura mais resistiva de 20m de espessura, utilizando o arranjo Schlumberger.

Para o arranjo dipolo-dipolo, as pseudo-seções também são simétricas, e apresentam os maiores valores de  $\rho_a$  e menores de  $m_a$  no centro da imagem e com o aumento da espessura da cobertura esses valores são atenuados. Na figura 3.20, onde a cobertura possui 7,5m, nas maiores profundidades a zona de danos é quebrada em duas bandas inclinadas de mergulhos opostos. Como visto na seção 3.1, essas distorções são características do arranjo dipolo-dipolo. Nos perfis de resistividade aparente da figura 3.22, percebe-se uma anomalia simétrica, com dois picos nos níveis de medida 2 e 30, sendo que no centro ocorre uma redução dos valores de  $\rho_a$  e aumento dos valores de  $m_a$ . Nos perfis da figura 3.23, ocorre uma anomalia simétrica de um só pico para os níveis 15 e 30.

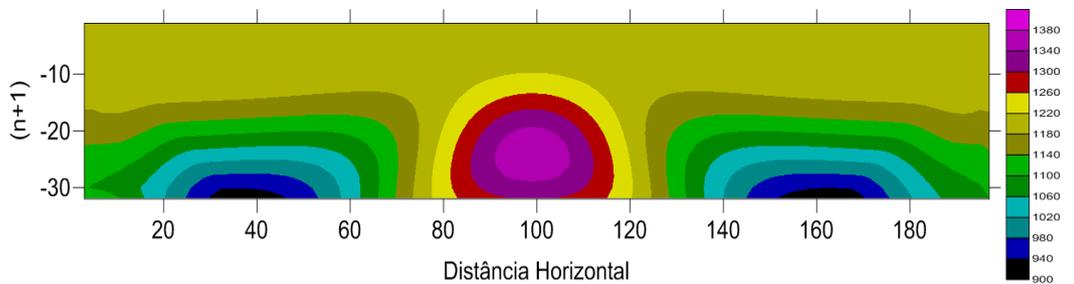


(a) Resistividade aparente

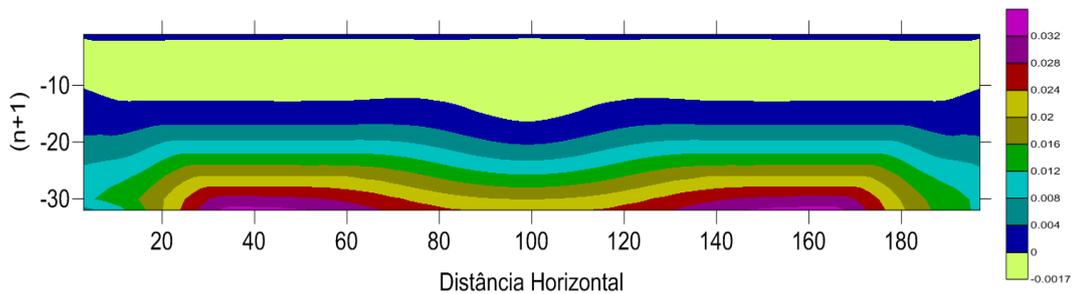


(b) Cargabilidade aparente

Figure 3.20: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos vertical com uma cobertura mais resistiva de espessura igual a 7,5m utilizando o arranjo dipolo-dipolo.



(a) Resistividade aparente



(b) Cargabilidade aparente

Figure 3.21: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos vertical com uma cobertura mais resistiva de espessura igual a 20m utilizando o arranjo dipolo-dipolo.

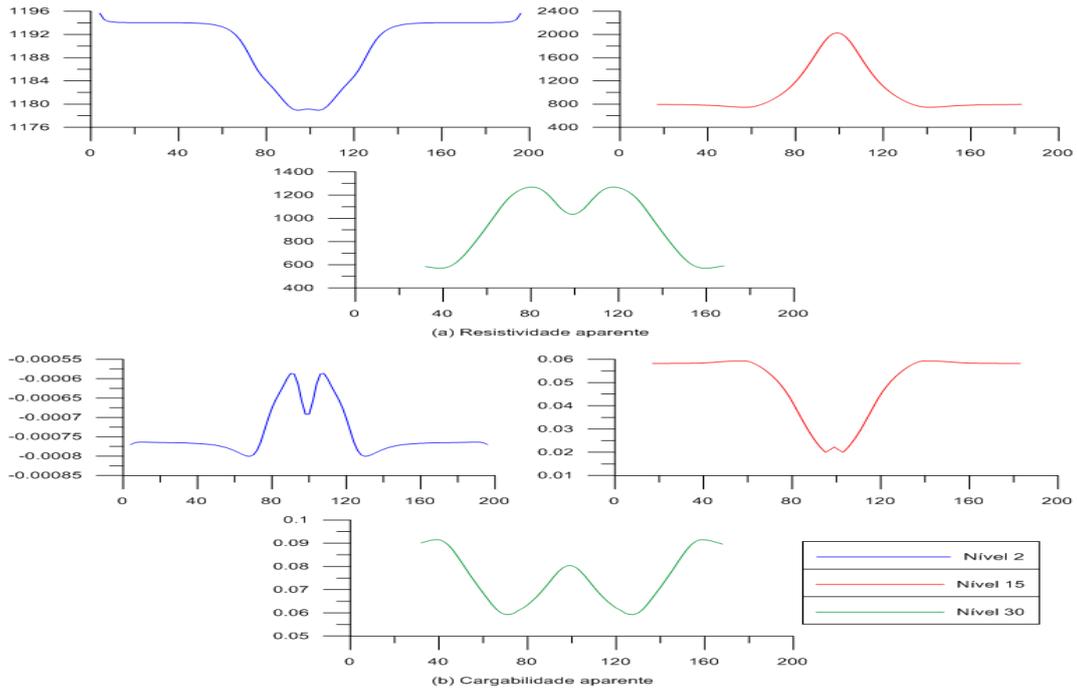


Figure 3.22: Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura mais resistiva de 7,5m de espessura, utilizando o arranjo dipolo-dipolo.

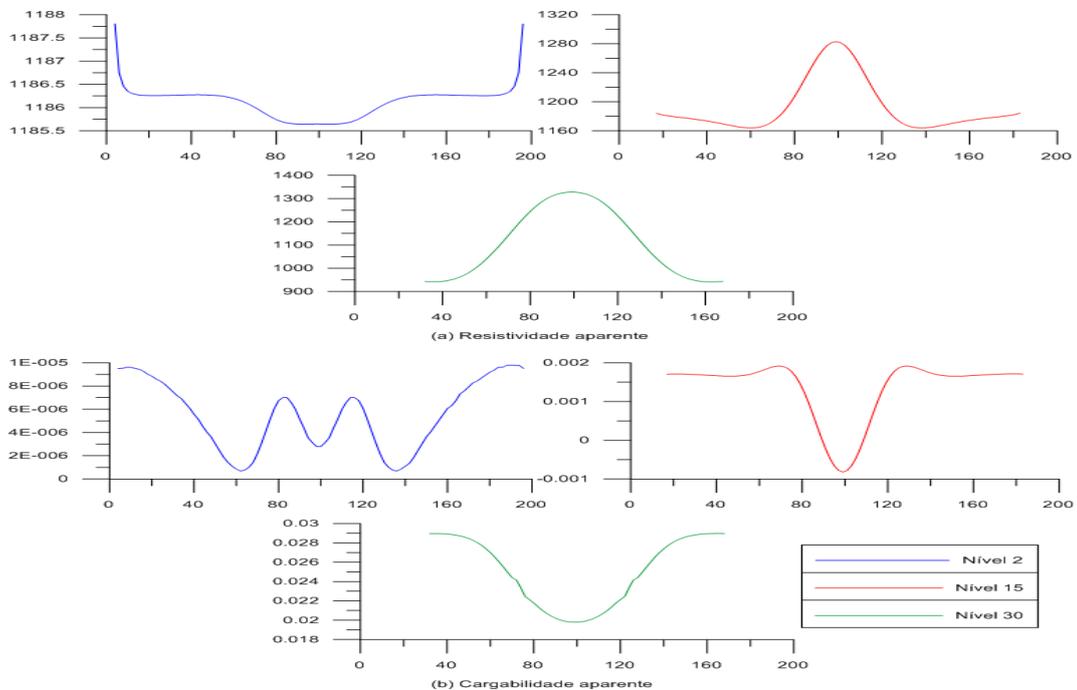


Figure 3.23: Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos com cobertura mais resistiva de 20m de espessura, utilizando o arranjo dipolo-dipolo.

### 3.4 Zona de Danos Inclinação Aflorante

O modelo de zona de danos inclinada possui um arenito com duzentos metros de largura e oitenta de profundidade. A zona de danos possui cinquenta metros de largura e cem metros de comprimento. Para modelar uma zona de danos inclinada foi necessário dividir a malha em blocos iguais de um metro de largura e três metros de comprimento.

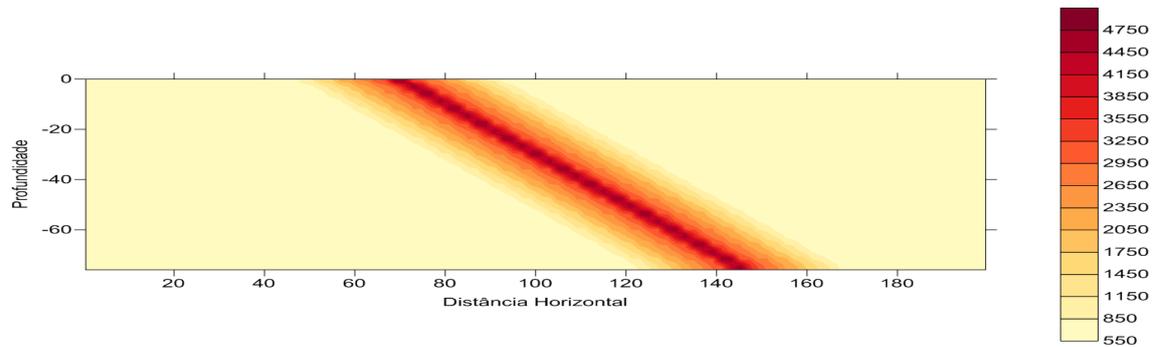


Figure 3.24: Modelo de uma Zona de Danos Inclinação Aflorante.

Para o arranjo Schlumberger, as pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes são assimétricas, apresentando valores máximos de  $\rho_a$  e mínimos de  $m_a$  na zona aflorante da falha (Figura 3.25). Os perfis apresentados na figura 3.26 também mostram a assimetria na distribuição dos valores de  $\rho_a$  e  $m_a$  com valor máximo de resistividade aparente (mínimo de cargabilidade aparente) na direção onde a zona de danos aflora. Valores anômalos de  $\rho_a$  e  $m_a$  abaixo do plano de falha podem levar a interpretações erradas acerca da estrutura geológica do local.

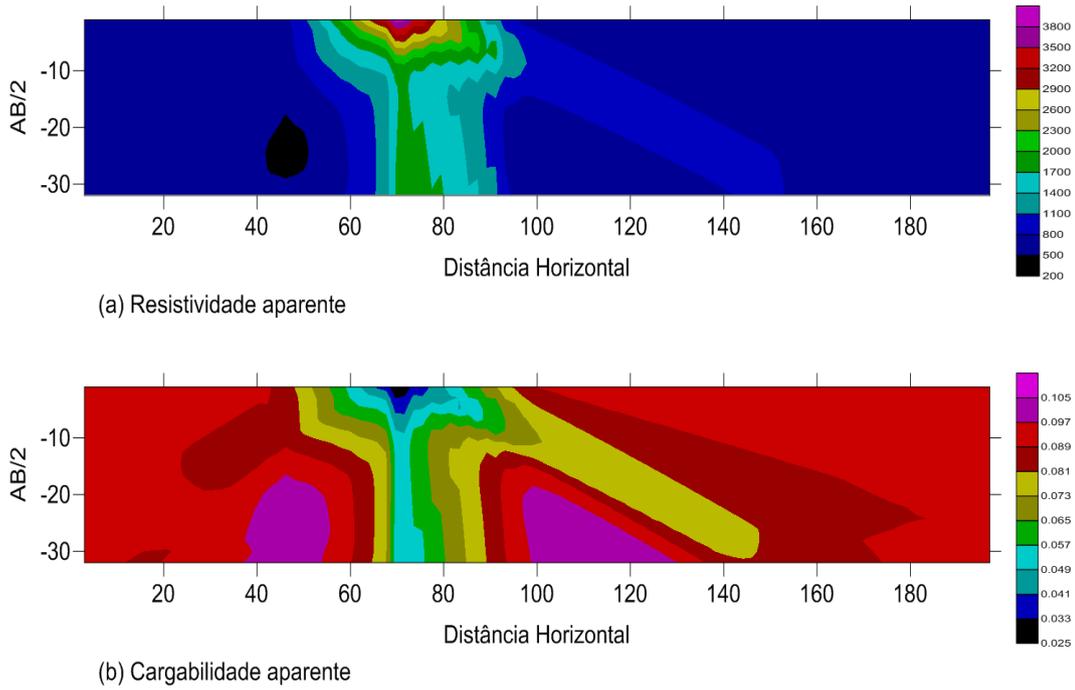


Figure 3.25: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada e aflorante, utilizando o arranjo Schlumberger.

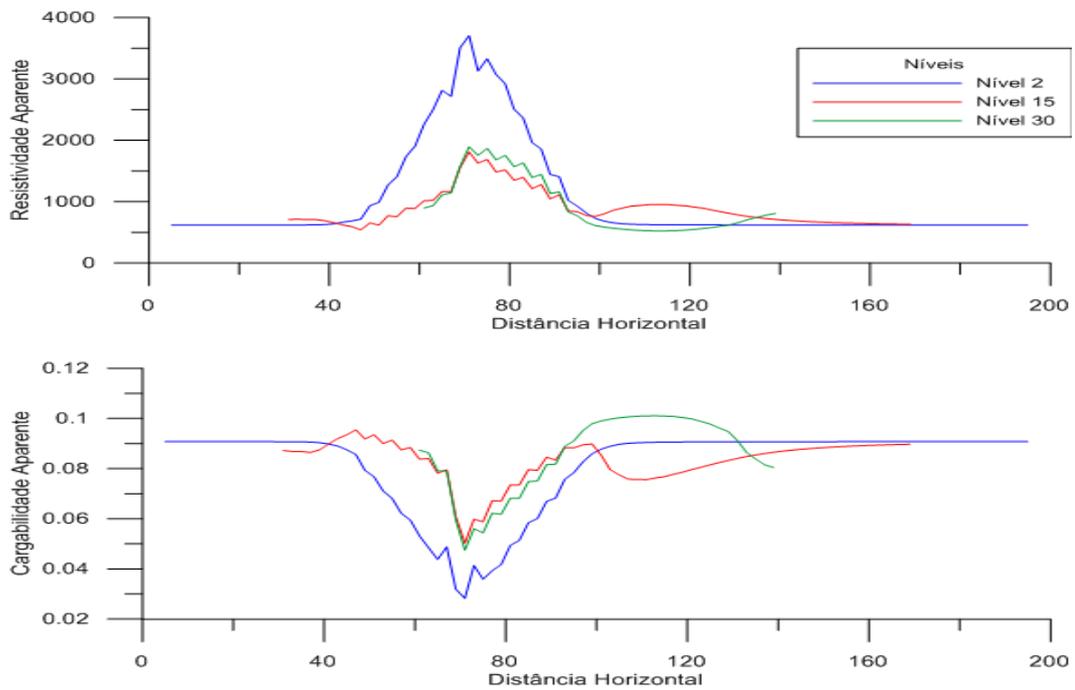


Figure 3.26: Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada e aflorante, utilizando o arranjo Schlumberger.

Para o arranjo dipolo-dipolo, as pseudo-seções são também assimétricas, apresentando

maiores valores de  $\rho_a$  e  $m_a$  paralelos ao plano de falha (Figura 3.27). Os perfis da figura 3.28 mostram a assimetria dos valores de  $\rho_a$  e  $m_a$  com picos de  $\rho_a$  (depressões de  $m_a$  deslocados no sentido do mergulho da falha. Distorções abaixo do plano de falha são características do arranjo dipolo-dipolo.

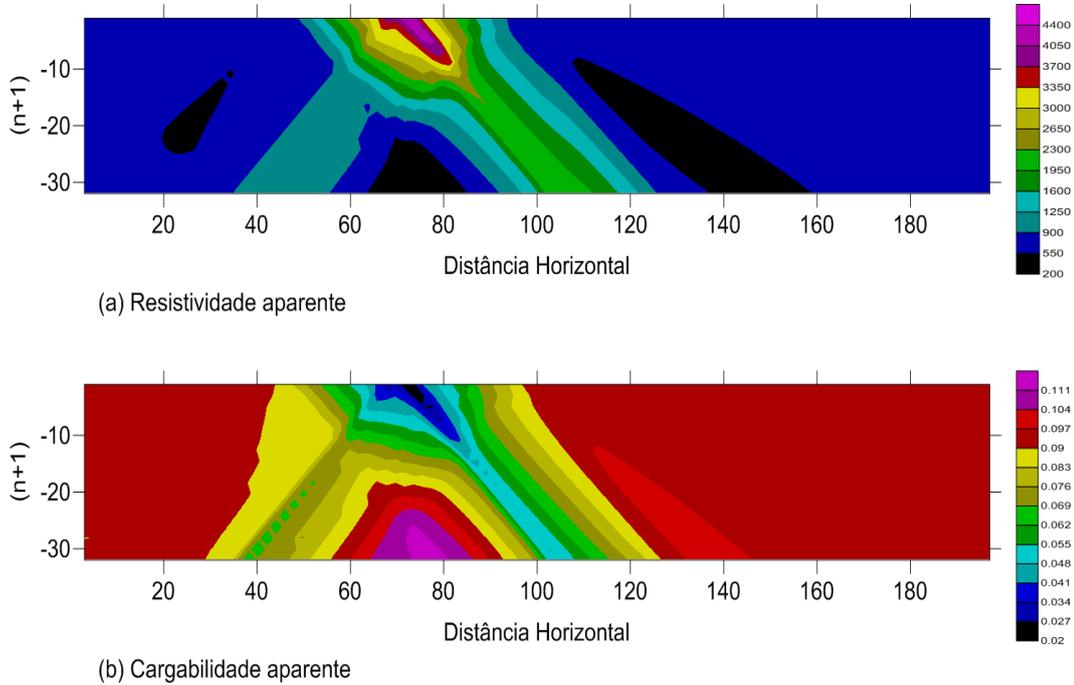


Figure 3.27: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada e aflorante, utilizando o arranjo dipolo-dipolo.

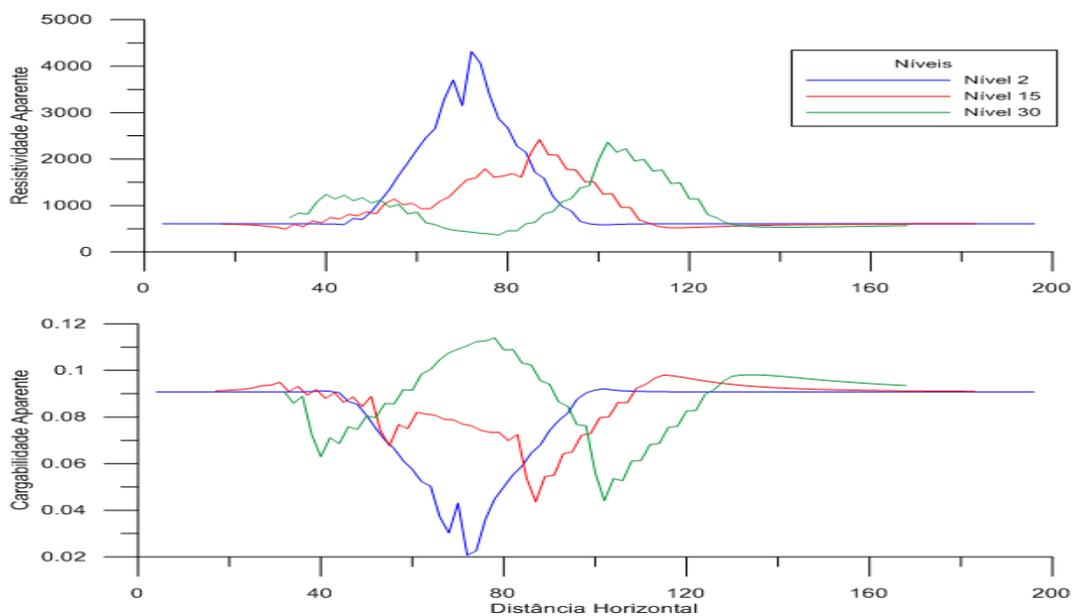


Figure 3.28: Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada e aflorante, utilizando o arranjo dipolo-dipolo.

### 3.5 Zona de danos inclinada com cobertura menos resistiva

A malha utilizada para construir esse modelo foi a mesma do modelo de zona de danos inclinada aflorante. As pseudo-seções foram calculadas para os arranjos Schlumberger e dipolo-dipolo, e para coberturas de espessuras iguais a 7,5m e 20m. A resistividade da cobertura é de  $60\Omega.m$ .

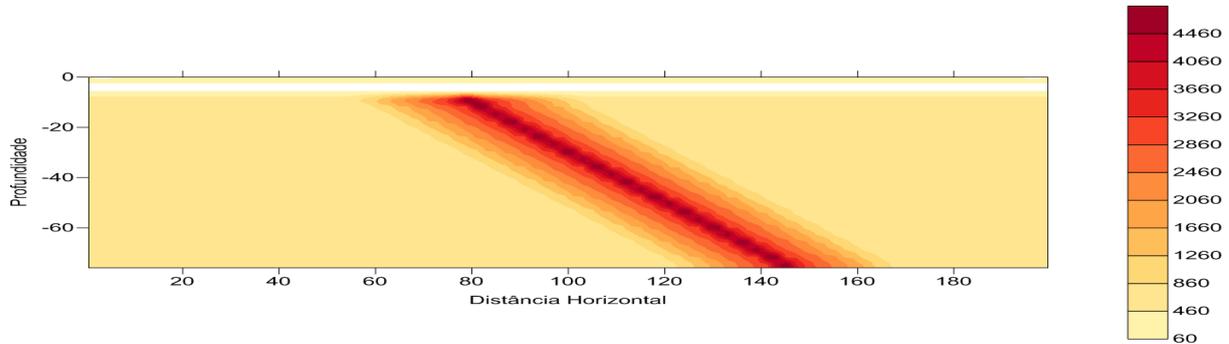
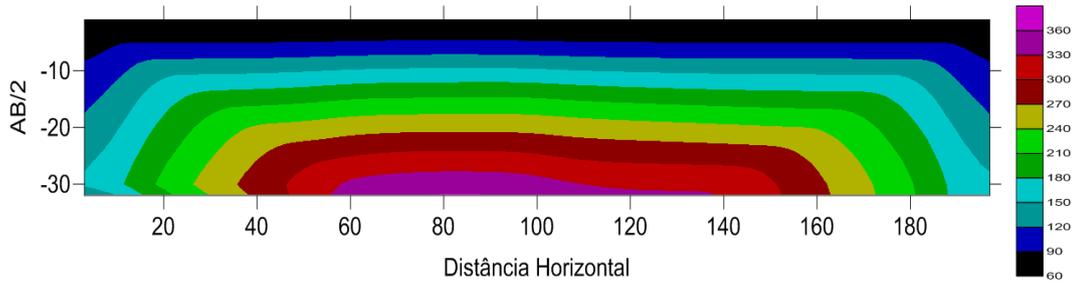
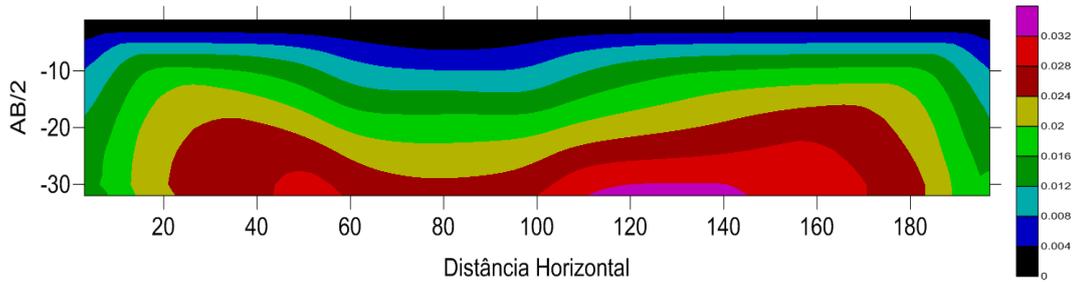


Figure 3.29: Modelo de uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva que a rocha sã.

Para o arranjo Schlumberger, as pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes são assimétricas e apresentam uma pequena elevação de  $\rho_a$  e um decréscimo de  $m_a$  na direção da parte mais rasa da falha (Figuras 3.30 e 3.31). Com o aumento da espessura da cobertura, esse acréscimo dos valores de  $\rho_a$  e o decréscimo de  $m_a$ , são suavizados. Como visto nas seções anteriores, a cobertura de baixa resistividade concentra a corrente elétrica injetada e não permite uma boa visualização da estrutura da zona de danos. Os perfis da figura 3.32 e 3.33 mostram a assimetria dos valores de  $\rho_a$  e  $m_a$ . No caso dos perfis de  $\rho_a$ , os picos estão sempre na região onde a falha está mais rasa. Nos perfis de  $m_a$  as depressões estão nesta região.

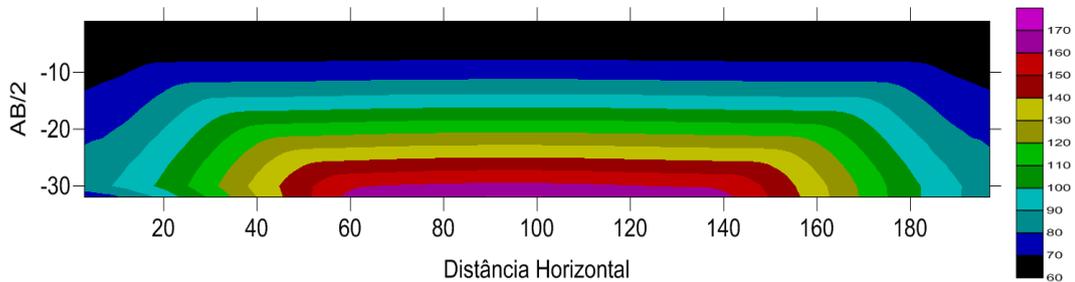


(a) Resistividade aparente

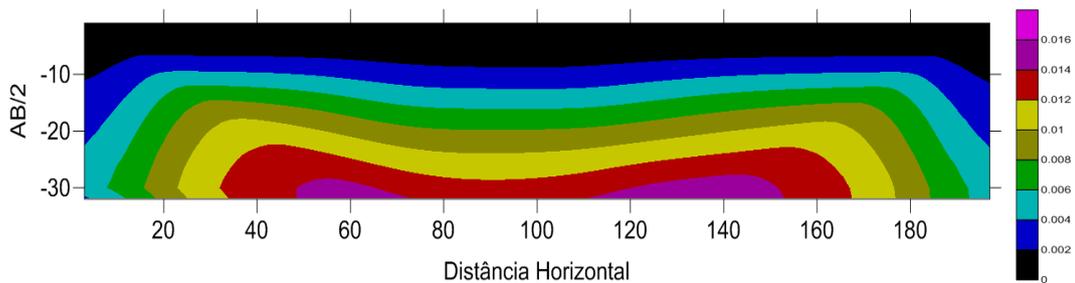


(b) Cargabilidade aparente

Figure 3.30: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva de 7,5m de espessura utilizando o arranjo Schlumberger.



(a) Resistividade aparente



(b) Cargabilidade aparente

Figure 3.31: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva de 20m de espessura utilizando o arranjo Schlumberger.

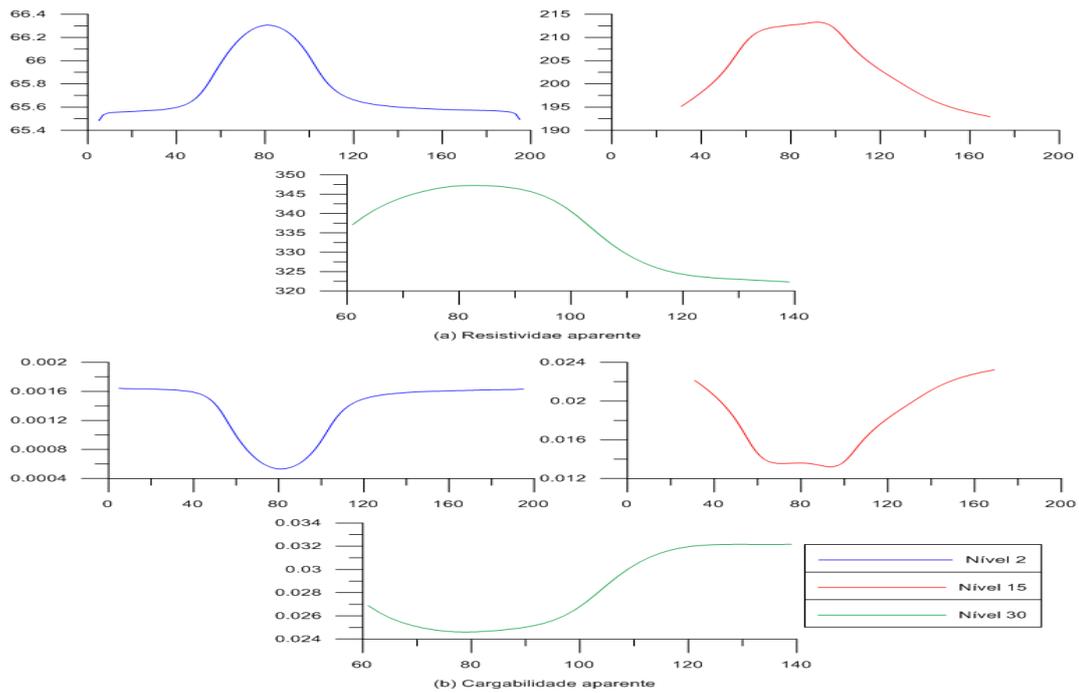


Figure 3.32: Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva de 7,5m de espessura utilizando o arranjo Schlumberger.

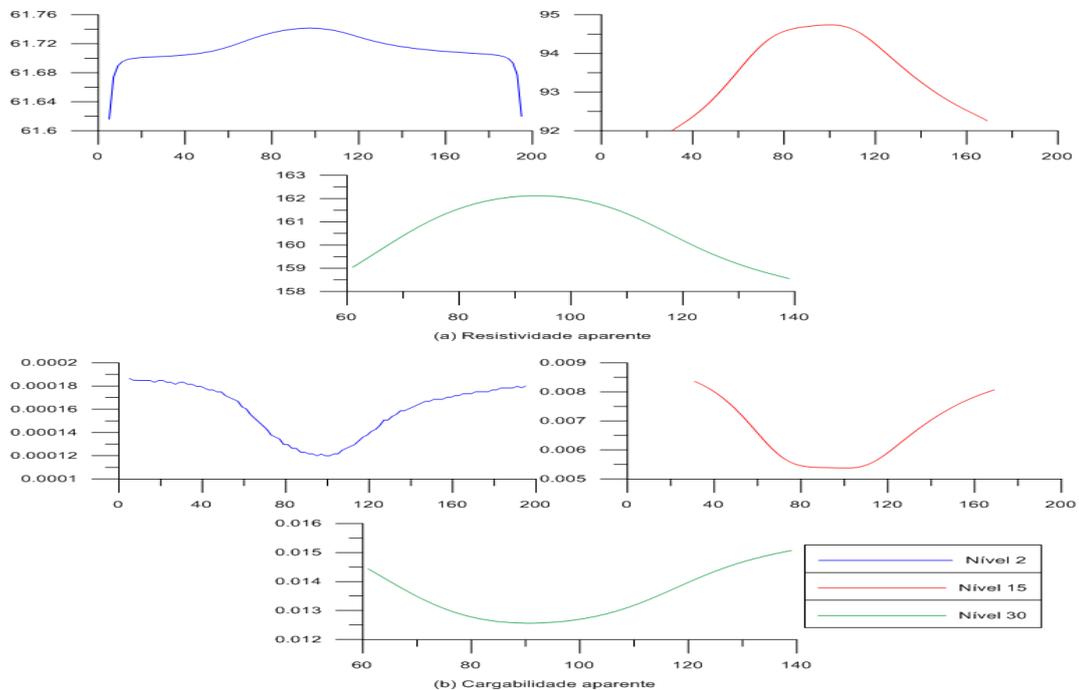


Figure 3.33: Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva de 20m de espessura utilizando o arranjo Schlumberger.

Para o arranjo dipolo-dipolo, as pseudo-seções também são assimétricas, e apresentam os maiores valores de  $\rho_a$  e menores de  $m_a$  numa região abaixo e paralela ao plano de falha (Figuras 3.34 e 3.35). Com o aumento da espessura da cobertura, esses valores foram atenuados. Nos perfis de resistividade e cargabilidade aparente da figura 3.36 e 3.37, percebe-se uma anomalia assimétrica de único pico nos níveis de medida 15 e 30, sendo que no centro ocorre um aumento dos valores de  $\rho_a$  e uma redução dos valores de  $m_a$ .

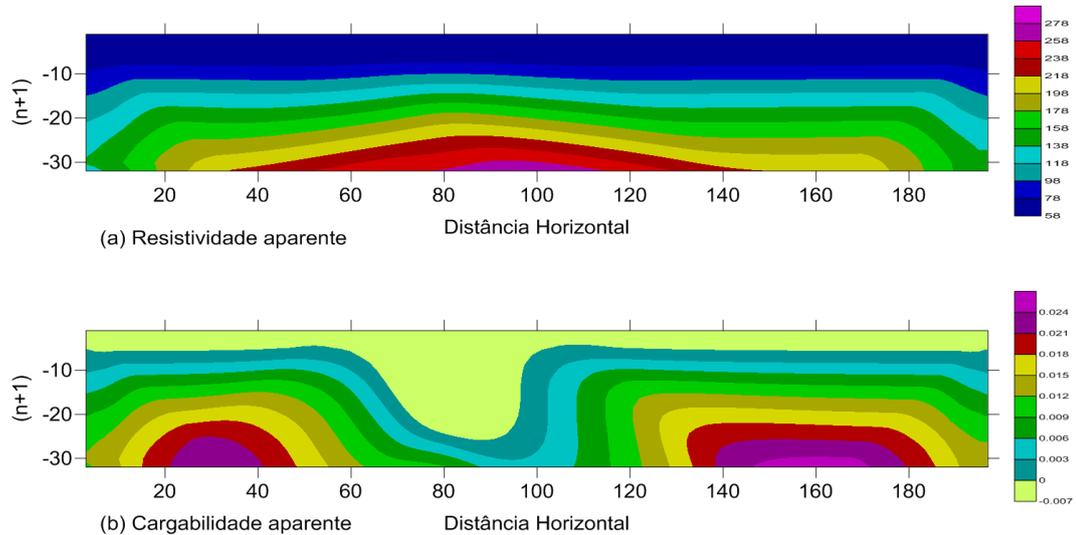


Figure 3.34: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva de 7,5m de espessura utilizando o arranjo dipolo-dipolo.

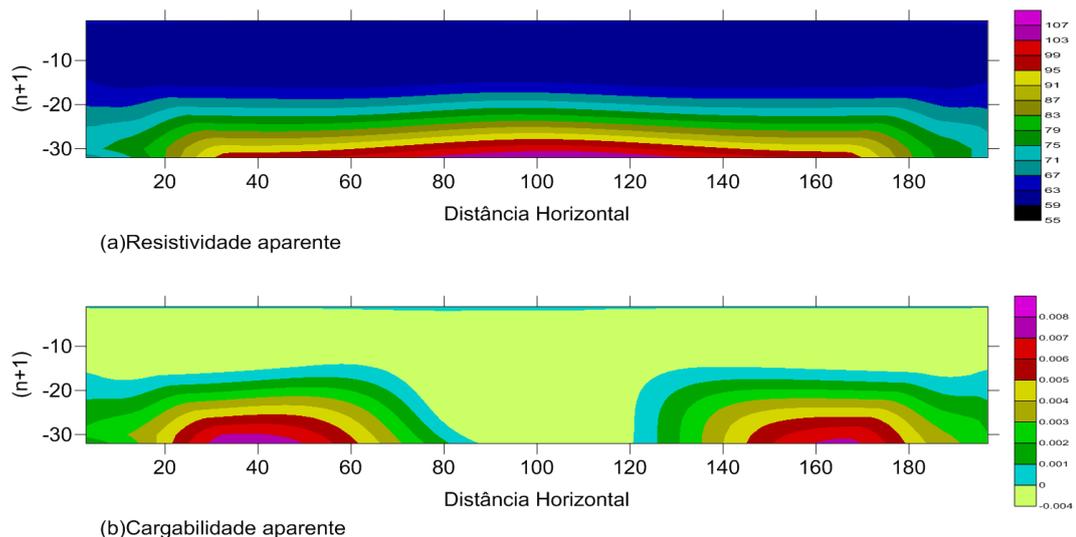


Figure 3.35: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva de 20m de espessura utilizando o arranjo dipolo-dipolo.

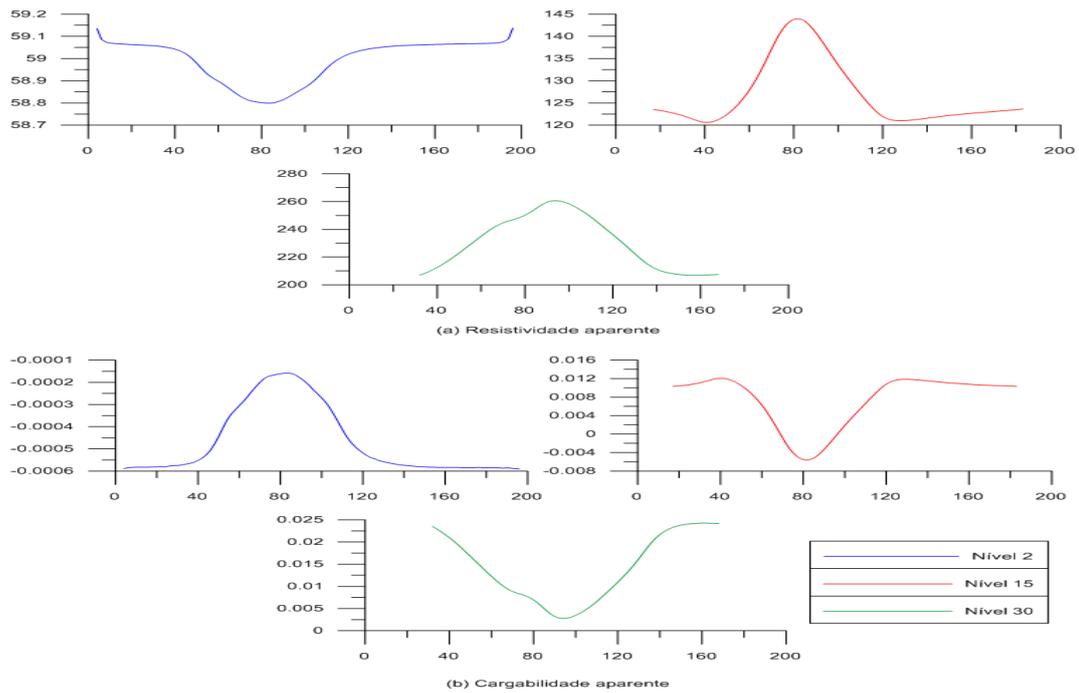


Figure 3.36: Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva de 7,5m de espessura utilizando o arranjo dipolo-dipolo.

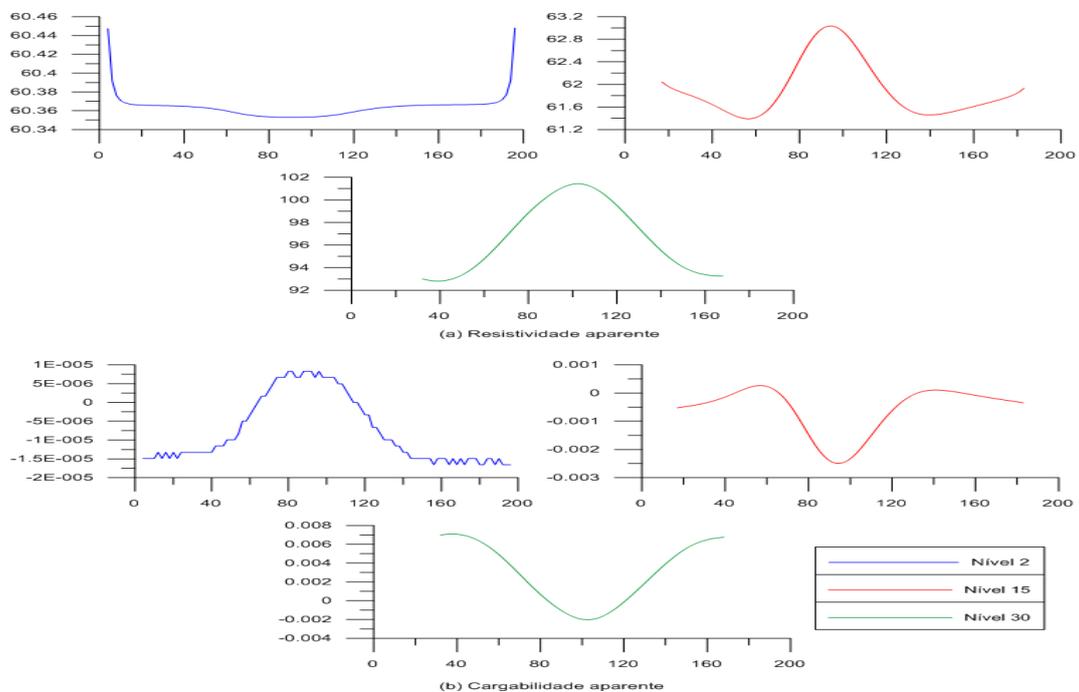


Figure 3.37: Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura menos resistiva de 20m de espessura utilizando o arranjo dipolo-dipolo.

### 3.6 Zona de danos inclinada com cobertura mais resistiva

A malha utilizada para construir esse modelo foi a mesma do modelo de zona de danos inclinada aflorante. As pseudo-seções foram calculadas para os arranjos Schlumberger e dipolo-dipolo e para coberturas de espessuras iguais a 7,5m e 20m. A resistividade da cobertura é de  $1200\Omega.m$ .

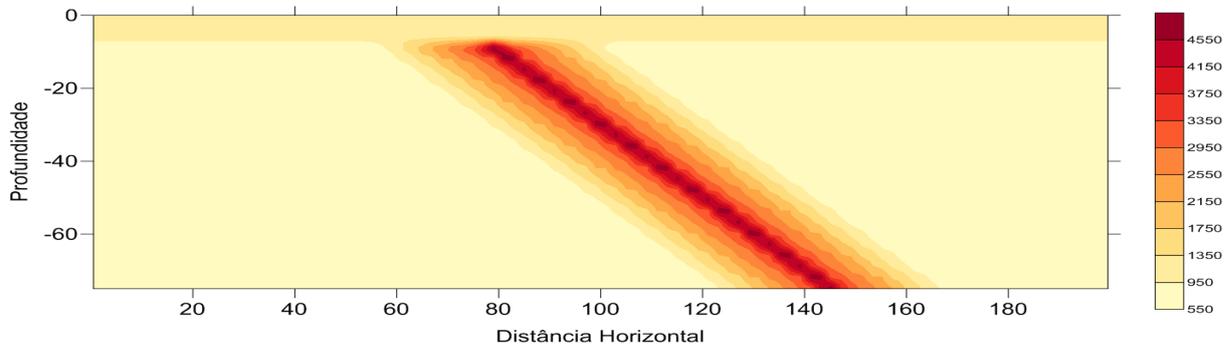
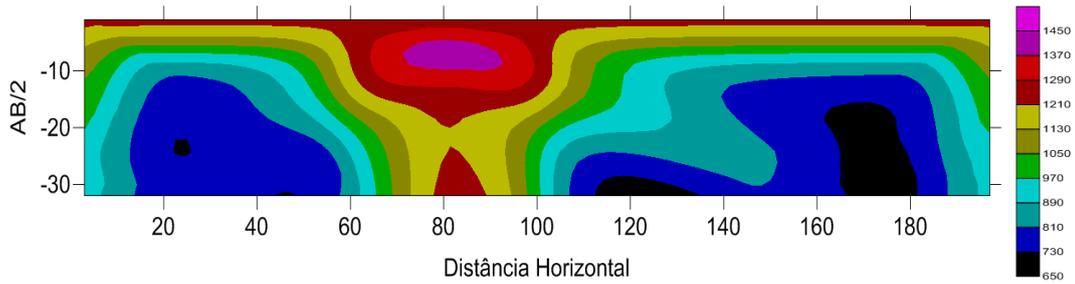
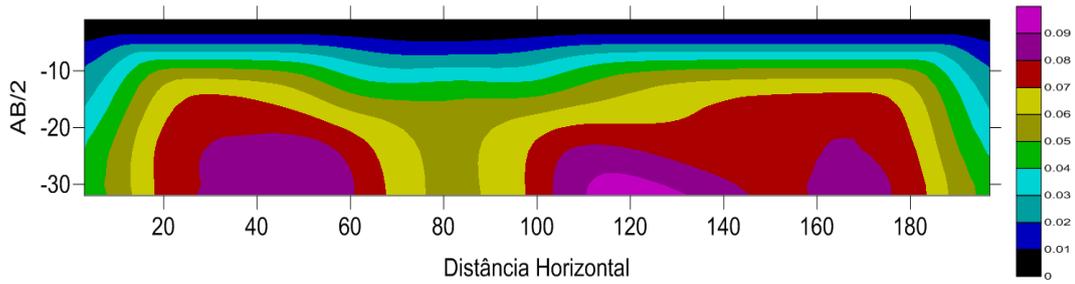


Figure 3.38: Modelo de uma zona de danos com uma cobertura mais resistiva que a rocha sã.

Para o arranjo Schlumberger, as imagens de resistividade e cargabilidade aparentes são assimétricas, com os valores máximos de  $\rho_a$  e mínimos de  $m_a$  em aproximadamente  $x=90m$  (Figura 3.39 e 3.40). A cobertura, por ser resistiva, permitiu uma boa visualização da zona de danos. Contudo, com o aumento da sua espessura os valores de  $\rho_a$  e  $m_a$  foram atenuados. Os perfis da figuras 3.41, mostram a simetria de único pico para os valores de  $\rho_a$  (depressão para  $m_a$  da anomalia. Na figura 3.42, os perfis também são assimétricos, mas mostram que o aumento da espessura da cobertura provoca valores anômalos de  $\rho_a$  e  $m_a$  nos níveis mais rasos das pseudo-seções.

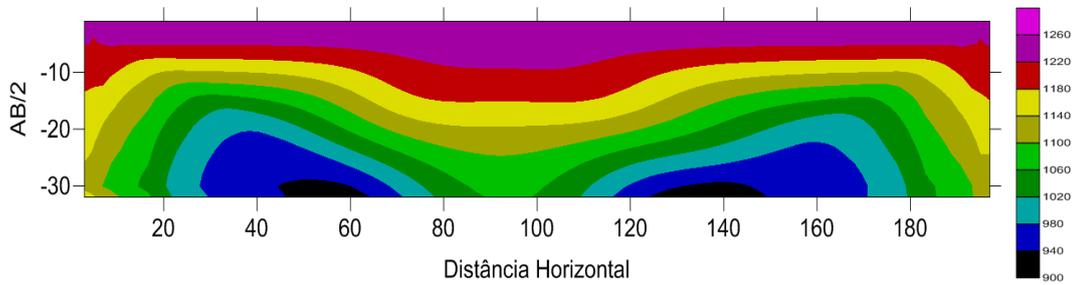


(a) Resistividade aparente

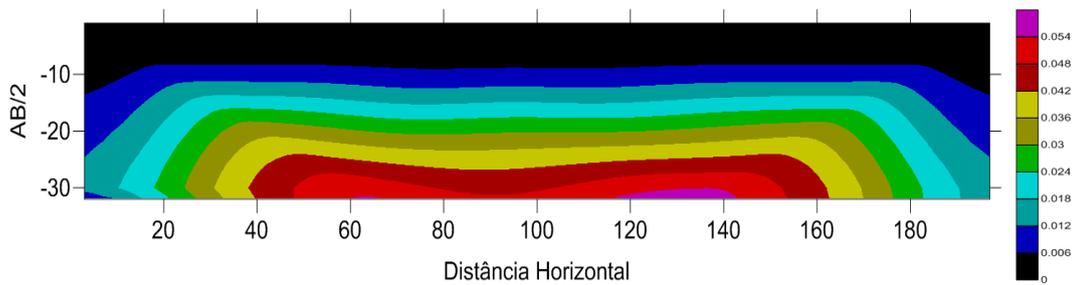


(b) Cargabilidade aparente

Figure 3.39: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura mais resistiva de 7,5m de espessura, utilizando o arranjo Schlumberger.



(a) Resistividade aparente



(b) Cargabilidade aparente

Figure 3.40: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura mais resistiva de 20m de espessura, utilizando o arranjo Schlumberger.

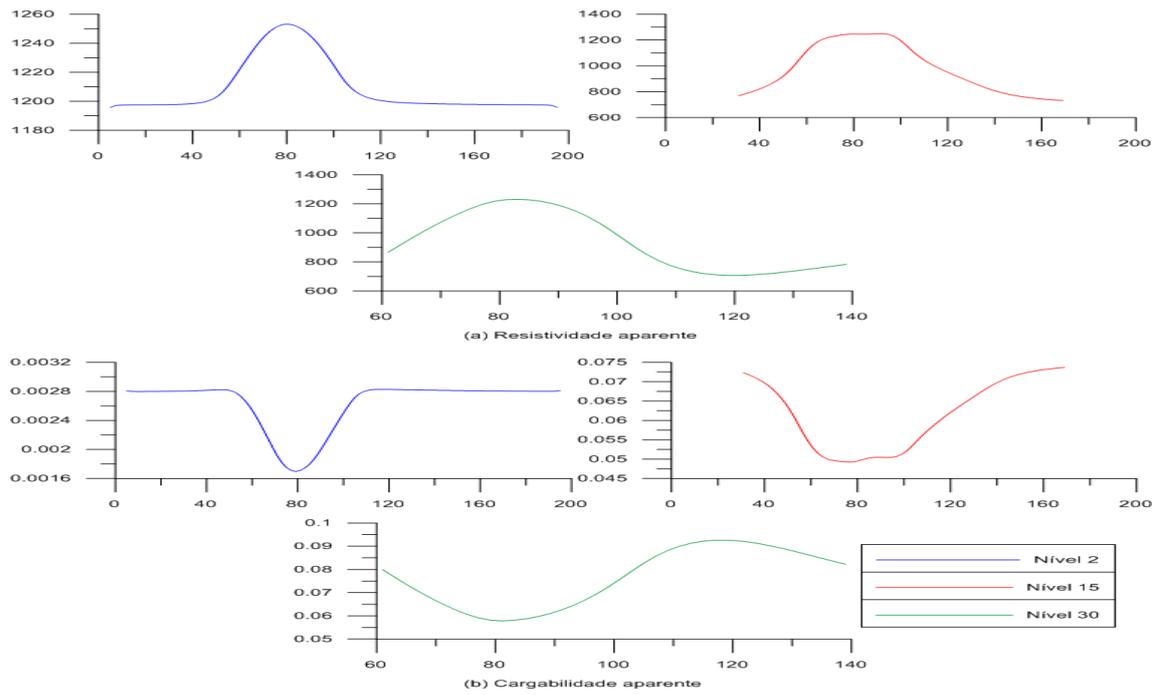


Figure 3.41: Perfis de resistividade e cargabilidade aparente para uma zona de danos inclinada com uma cobertura mais resistiva de 7,5m de espessura, utilizando arranjo Schlumberger.

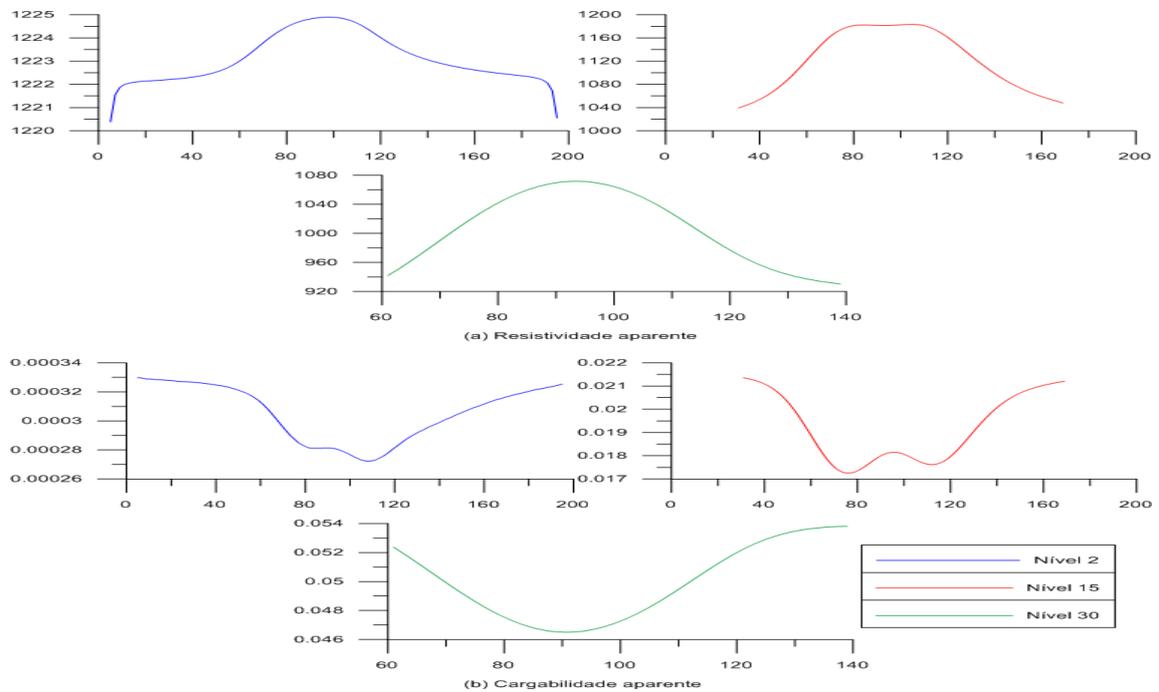


Figure 3.42: Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura mais resistiva de 20m de espessura utilizando o arranjo Schlumberger.

Para o arranjo dipolo-dipolo, as pseudo-seções também são assimétricas, e apresentam os maiores valores de  $\rho_a$  e menores de  $m_a$  numa região abaixo e paralela ao plano de falha (Figuras 3.43 e 3.44). Com o aumento da espessura da cobertura esses valores foram atenuados. Na figura 3.41, onde a cobertura possui 7,5m, nas maiores profundidades a zona de danos é quebrada em duas bandas inclinadas de mergulhos opostos. Como visto nas seções anteriores, essas distorções são características do arranjo dipolo-dipolo. Nos perfis de resistividade aparente da figura 3.45, percebe-se uma anomalia assimétrica, com dois picos de  $\rho_a$  (depressões de  $m_a$ ) para o nível de medida 30 e com um pico para os níveis 2 e 15. Nos perfis da figura 3.46, ocorre uma anomalia simétrica de um só pico para os níveis 15 e 30.

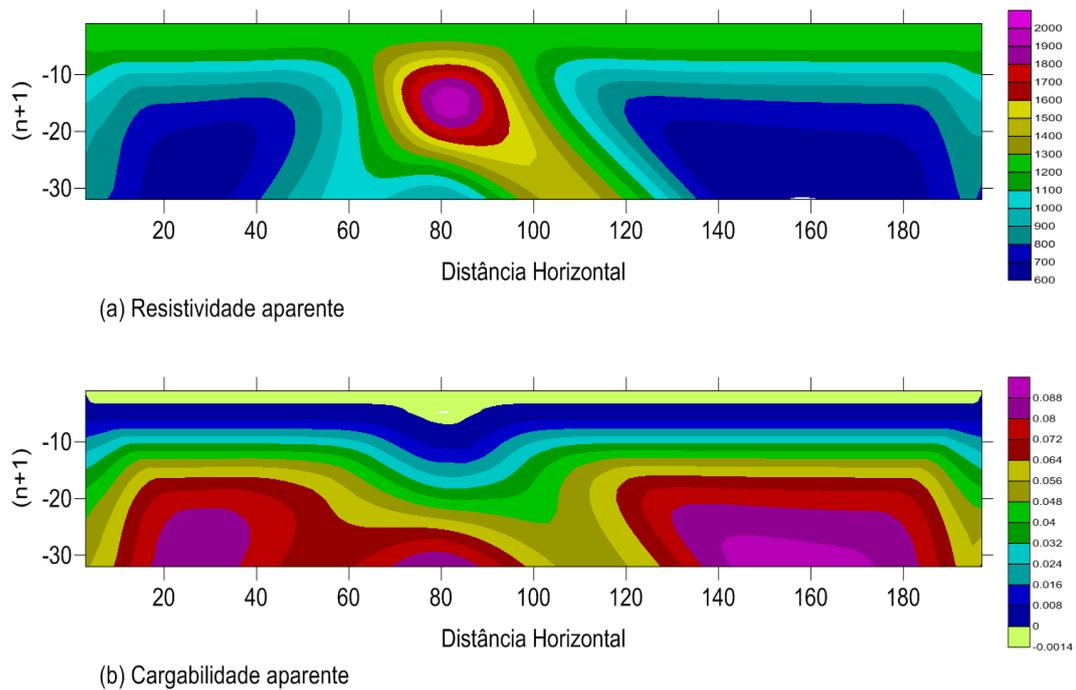


Figure 3.43: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura mais resistiva de 7,5m de espessura, utilizando o arranjo dipolo-dipolo.

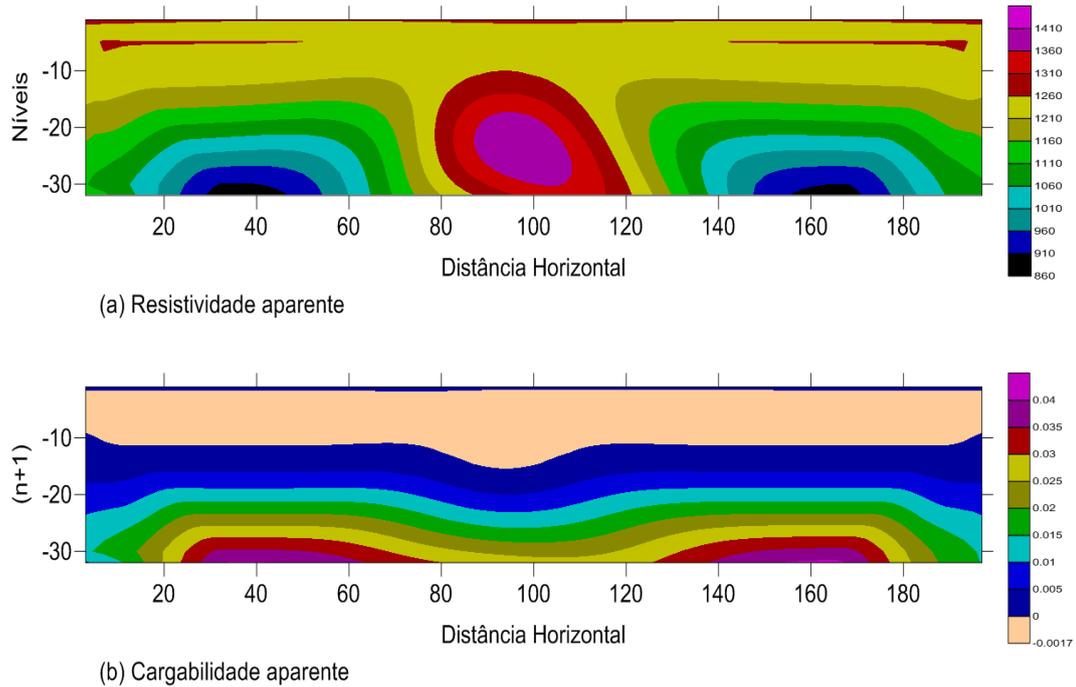


Figure 3.44: Pseudo-seções de resistividade e cargabilidade aparente para uma zona de danos inclinada com uma cobertura mais resistiva de 20m de espessura, utilizando o arranjo dipolo-dipolo.

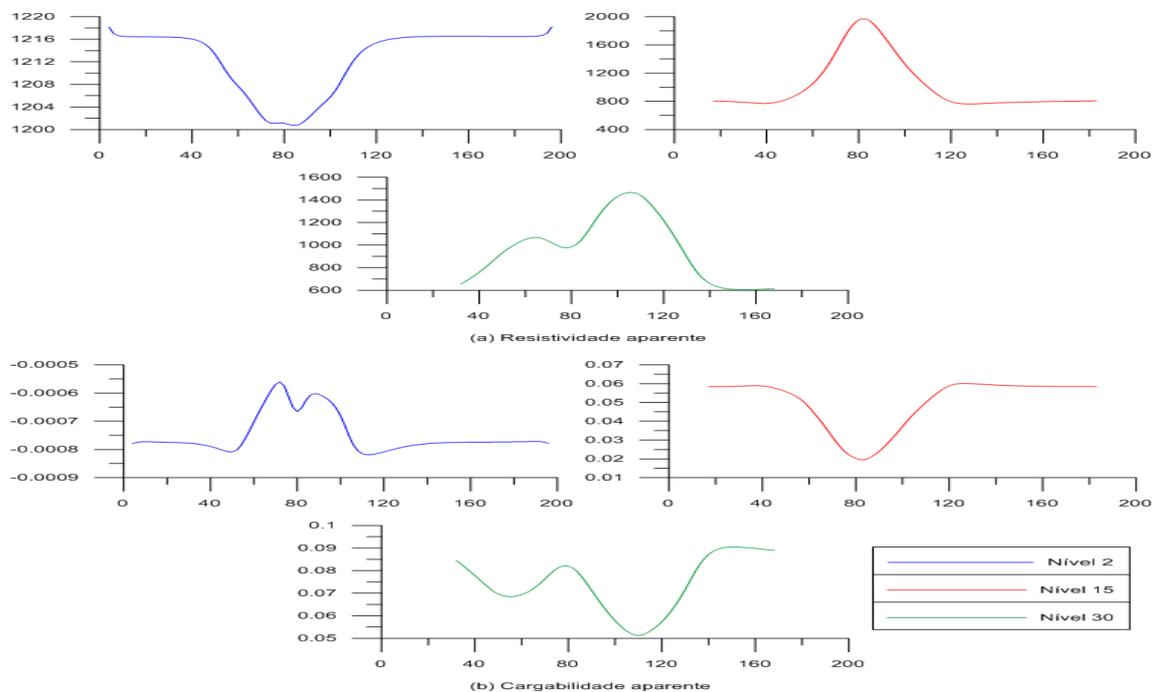


Figure 3.45: Perfis de resistividade e cargabilidade aparente para uma zona de danos inclinada com uma cobertura mais resistiva de 7,5m de espessura, utilizando arranjo dipolo-dipolo.

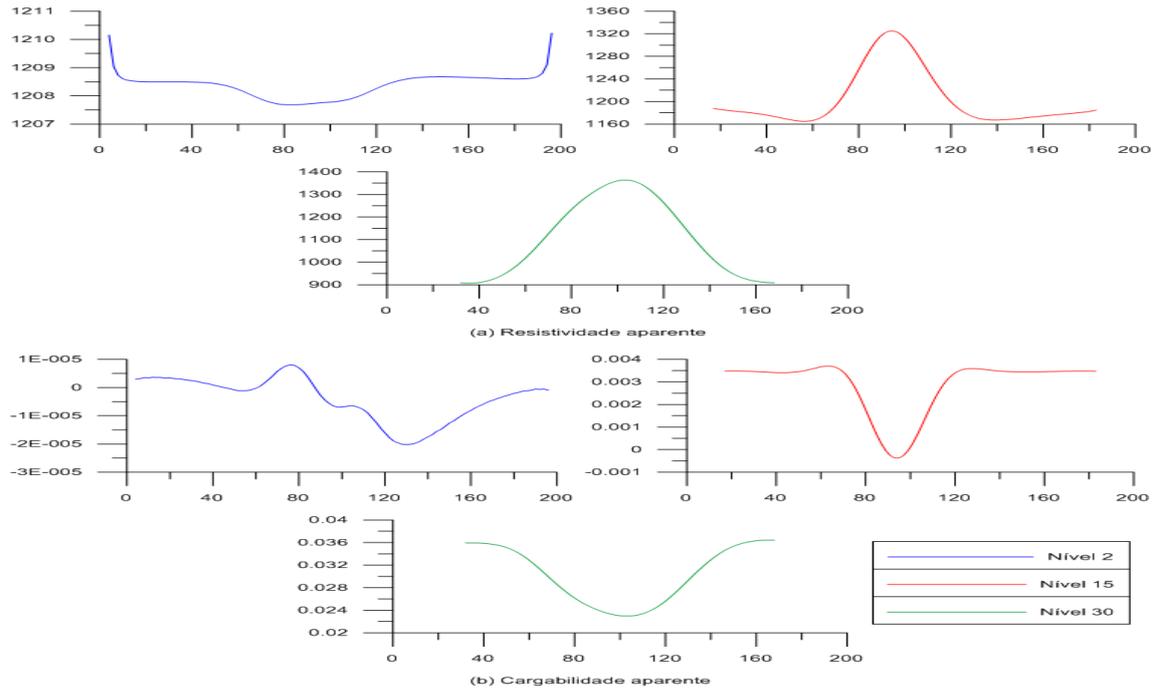


Figure 3.46: Perfis de resistividade e cargabilidade aparentes para uma zona de danos inclinada com uma cobertura mais resistiva de 20m de espessura utilizando o arranjo dipolo-dipolo.

## CAPÍTULO 4

# CONCLUSÃO

Os modelos bidimensionais de zonas de danos em falhas simulados neste trabalho mostraram que o método geoeletrico, usando a técnica de multiperfilagens de resistividade e polarização induzida(IP) é satisfatório para o mapeamento dessas estruturas. As anomalias elétricas causadas pelo aumento de resistividade e redução do efeito de IP são claramente identificadas nas seções geoeletricas, mesmo quando capeadas por sedimentos ou solos. Os resultados também mostram que as imagens produzidas apresentam distorções associadas à geometria dos arranjos de eletrodos utilizados, sendo que o arranjo Schlumberger é o que apresenta menos distorções. Obviamente, tais distorções serão eliminadas quando esses resultados forem submetidos a um processo de inversão bidimensional.

## Referências Bibliográficas

- Antonellini, M. A. e Aydin, A. (1994) Effects of faulting on fluid flow in porous sandstones: Petrophysical properties, **78**:355–377.
- Aydin, A. e Johnson, A. M. (1988) On the formation and growth of faults, an experimental study, **10**:413–430.
- Cowie, P. A. e Scholz, C. H. (1992) Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model, **14**:1149–1156.
- Cox, S. D. J. e Scholz, C. H. (1978) Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstones, **116**:931–942.
- Johansen, T. E. e Fossen, H. (2008) Internal geometry of fault damage zones in interbedded siliciclastic sediments, **299**:35–56.
- Kolyukhin, D., S. S. E. M. S. e Fossen, H. (2010) Deformation band population in fault damage zone-impact on fluid flow., **14**:231–248.
- Sato, H. K. (2002) Métodos elétricos.
- Shipton, Z. K. e Cowie, P. (2003) A conceptual model for the origin of fault damage zone structures in high-porosity sandstones, **25**:333–444.
- Telford, W. M., G. L. P. e Sheriff, R. E. (1990) Applied Geophysics, Cambridge Un. Press, Cambridge.
- Vermilye, J. M. e Scholz, C. H. (1998) The process zone: a microstructural view, **103**:12223–12237.