



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

RAFAEL SARAIVA RODRIGUES

**CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DO AMBIENTE CARSTICO DA CAVERNA
FURNA FEIA (BARAÚNA/RN) E DO COMPLEXO DE CAVERNAS TOCA DA BOA
VISTA (LAJES DOS NEGROS/BA)**

FORTALEZA

2020

RAFAEL SARAIVA RODRIGUES

CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DO AMBIENTE CARSTICO DA CAVERNA FURNA
FEIA (BARAÚNA/RN) E DO COMPLEXO DE CAVERNAS TOCA DA BOA VISTA
(LAJES DOS NEGROS/BA)

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia em. Área de concentração: Geologia Ambiental e Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. Dr. Raimundo Mariano Castelo Branco

FORTALEZA

2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- R616c Rodrigues, Rafael Saraiva.
Caracterização geofísica do ambiente carstico da caverna Furna Feia (Baraúna/RN) e do complexo de cavernas Toca da Boa Vista (Lajes dos Negros/BA) / Rafael Saraiva Rodrigues. – 2020.
146 f. : il. color.
- Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2020.
Orientação: Prof. Dr. Raimundo Mariano Castelo Branco.
1. ERT. 2. Ground Penetrating Radar. 3. Lidar. 4. Super-K. 5. Feeder. I. Título.

CDD 551

RAFAEL SARAIVA RODRIGUES

CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DO AMBIENTE CARSTICO DA CAVERNA FURNA
FEIA (BARAÚNA/RN) E DO COMPLEXO DE CAVERNAS TOCA DA BOA VISTA
(LAJES DOS NEGROS/BA)

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia em. Área de concentração: Geologia Ambiental e Recursos Hídricos.

Aprovada em: 07/08/2020.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Raimundo Mariano Castelo Branco (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Sergio Bezerra Lima Junior
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Sergio Roberto Bacelar Huhn
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Francisco Pinheiro Lima Filho
Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN)

Prof. Dr. João Andrade dos Reis Júnior
Universidade Federal Rural da Amazônia (UFRA)

Dedico este trabalho a minha esposa Juliana e
a minha filha Halita.

AGRADECIMENTOS

Quero expressar aqui minha gratidão a todas as pessoas que contribuíram para que essa nova etapa de vida se concretizasse.

Gostaria de começar agradecendo a Deus por esse escritório maravilhoso chamado Terra.

A Maria Edna, minha mãe, mulher guerreira e batalhadora, que literalmente deu seu sangue por seus filhos, e que mesmo a distância me ajudou a vencer os desafios, a minha segunda mãe Eldilene, por ajudar minha mãe na minha criação, resultando no caráter hoje formado. A minha querida avó Lindalva (in memoriam) pelas bênçãos, a meu pai José Aldemir “O sábio”, as minhas tias Jane, Magali, Cristina, pelo suporte e apoio. Meus irmãos Bruno e Coeli, aos meus sobrinhos David e Daniel, os quais amo como filhos, pelo carinho. Ao meu grande amigo e irmão Luiz Henrique, que mesmo com todos os caminhos que a vida traça sempre nos encontramos.

A minha esposa Juliana por sempre me apoiar, me incentivar e ser meu porto seguro. Agradecimento especial a minha filha Halita, que nasceu durante a trajetória desta Tese e chegou virando minha vida de pernas para o ar, mas a recompensa é incrível.

Ao meu orientador Prof. Dr. Raimundo Mariano Castelo Branco, pelo suporte, conhecimento passado e paciência. A todos do Laboratório de Geofísica e Sensoriamento Remoto.

A todos os professores e funcionários do Programa de pós-Graduação em Geologia (PPGG) da Universidade Federal do Ceará.

Ao Laboratório de Análises Estratigráficas (LAE), coordenado pelo Prof. Dr. Francisco Pinheiro, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) pelo apoio e que tornou possível a aquisição dos dados apresentados nesta Tese. Aos amigos do LAE com quem convivi durante o período deste doutorado e que foram muito importantes nesta caminhada Patrícia, Lucila, Rebeca, Poletto, Washington, Anderson, Frank, Pâmella, Jasmin, Jéssica.

Por último ao Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico (FUNCAP) pela bolsa, que resultou na presente Tese e à Petrobras pelo financiamento da pesquisa que resultou na presente tese.

RESUMO

Estudos relacionados à gênese e caracterização geométrica de feições cársticas podem contribuir para a melhor compreensão do comportamento de fluidos nestes importantes reservatório, visto que podem funcionar como barreiras de fluxo, dutos ou mesmo como reservatórios. Dentro do contexto as cavernas de Furna Feia, localizada no município de Baraúnas/RN nos carbonatos da Formação Jandaíra na Bacia Potiguar e Toca da Boa Vista, localizado na comunidade de Lajes dos Negros, no município de Campo Formoso, nos carbonatos da Formação Salitre da Bacia de Irecê, foram selecionadas para uma caracterização geofísica das feições cársticas. Desse modo, foram utilizados os métodos de Ground Penetrating Radar (GPR) e de Eletroresistividade (ER), que apresentaram respostas com diferentes profundidades e resoluções. O método ER apresenta um caráter de reconhecimento, em que a resolução métrica permite identificar zonas e picos de diferentes resistividades. Enquanto que o GPR exibe uma qualidade de detalhamento, possibilitando a identificação de radarfácies em até a escala centimétrica. Embora o ER apresente menor resolução, este proporciona dados com maior profundidade, enquanto que a profundidade de investigação do GPR é limitada pela atenuação da onda eletromagnética (EM) no meio, a qual está diretamente relacionada com a antena utilizada e as características geológicas do meio investigado. Os contrastes de resistividade e das propriedades EM, entre os espaços vazios e as rochas encaixantes menos alteradas, são identificadas respectivamente, nas seções geoeletrônicas e nos radargramas, por áreas de altas resistividade e por zonas de atenuação do sinal EM e, as quais permitem sua caracterização qualitativa e quantitativa. As características geológicas da área investigada e do alvo (dimensão e profundidade) são fatores cruciais para o sucesso do levantamento, como também a escolha do arranjo de eletrodos, o comprimento da linha de pesquisa e a relação sinal-ruído. Para tanto, as cavernas selecionadas foram imageadas e parametrizadas, comparando-se o resultado com o imageamento interno das mesmas obtido com o LIDAR. Como resultado para a região da caverna Furna Feia foram delimitadas 4 zonas de resistividade aparente e duas radarfácies com o GPR. Nelas foi possível identificar uma camada com alta permeabilidade que pode ser um análogo, em escala de afloramento, das camadas Super-K encontradas no Pré-Sal. Uma análise integrada entre os métodos possibilitou a construção de um modelo geológico conceitual para a formação desta caverna. Para a caverna da Toca da Boa Vista o método GPR apresentou maior correspondência entre a geometria interpretada da cúpula da caverna e a geometria obtida com o Laser Scanner. O método ERT mostrou um excelente resultado na identificação de feições

de alimentação de fluxo hipogênico (feeder), além de permitir a separação entre cavidades preenchidas por sedimentos ou ar em diferentes níveis de profundidade. Ambos os métodos corroboram com modelos conceituais já existentes na literatura, além de propiciar uma gama nova de informações e detalhamento sobre o comportamento frágil das camadas mais superficiais afetadas pela colisão, fraturamento e carstificação.

Palavras-chave: ERT. Ground Penetrating Radar. Lidar. Super-K. Feeder.

ABSTRACT

Studies related to the genesis and geometric characterization of karst features may contribute to a better understanding of the fluid behavior in these important reservoirs, since they can work as flow barriers, ducts or even as reservoirs. Within the context, the Furna Feia caves, located in Baraúnas city/RN in the carbonates of Jandaíra Formation in the Potiguar Basin, and Toca da Boa Vista cave, located in the community of Lajes dos Negros, in the Campo Formoso city/BA, in the carbonates of the Salitre Formation, Irecê Basin, were selected for a geophysical characterization of karst features. Thereby, the Ground Penetrating Radar (GPR) and Electroresistivity (ER) methods were used, which presented responses with different depths and resolutions. The ER method has a recognition character, in which the metric resolution allows to identify zones and peaks of different resistivities. While the GPR exhibits a detail quality, enabling the identification of radarfacies up to centimeter scale. Although the ER has lower resolution, it provides data with greater depth, while the GPR investigation depth is limited by the attenuation of the electromagnetic wave (EM) in the media, which is directly related to the antenna used and the geological characteristics of the investigated media. The resistivity and EM properties contrasts between the void spaces and the least altered host rocks are respectively identified in the geoelectric sections and radargrams by areas of high resistivity and attenuation zones of the EM signal, which allow their qualitative and quantitative characterization. The geological characteristics of the investigated area and the target (dimension and depth) are crucial factors for the success of the survey, as well as the choice of electrode arrangement, the line length, and signal-to-noise ratio. Therefore, the selected caves were imaged and parameterized, comparing the results with the internal imaging obtained with the LIDAR. As a result, for the Furna Feia cave, 4 zones of apparent resistivity and two radarfacies with the GPR were delimited. In these zones it was possible to identify a layer with high permeability that can be an analog, at an outcrop scale, of the Super-K layers found in the Pre-Salt. An integrated analysis between the methods allowed the construction of a conceptual geological model for the formation of this cave. For the Toca da Boa Vista cave, the GPR method showed a greater correspondence between the interpreted geometry of the cave dome and the geometry obtained with the Laser Scanner. The ERT method showed an excellent result in the identification of feeder features and allowed the separation between cavities filled by sediment or air at different depths. Both methods corroborate existing conceptual models in the literature and provide a new range of

information and detail of the fragile behavior of the most superficial layers affected by collision, fracturing and karstification.

Keywords: ERT. Ground Penetrating Radar. Lidar. Super-K. Feeder.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Localização Parque Nacional Fumaça, próximo ao assentamento Eldorado dos Carajás II, no município de Baraúna a 234 km da cidade de Fortaleza/CE. 26
- Figura 2 - Localização Toca da Boa Vista, destacando o percurso de Fortaleza/CE pela BR-116 até a região de Lajes dos Negros/BA pela BR-116 (em amarelo), totalizando um percurso de mais de 900 km. 27
- Figura 3 - Localização e geologia da porção emergida da Bacia Potiguar, com a representação de seus limites estruturais e da estrutura rifte. 29
- Figura 4 - Modelo de reconstrução tectônica do nordeste brasileiro e sudoeste africano durante os estágios Sin-Rifte I, II, III. 31
- Figura 5 - Distribuição da deformação na Margem Equatorial Atlântica durante o Albiano. 32
- Figura 6 - Arcabouço estrutural da Bacia Potiguar.
- Figura 7 - Coluna cronoestratigráfica da Bacia Potiguar. 36
- Figura 8 - Modelo deposicional da sequência transgressiva da Bacia Potiguar, este modelo mostra o trato de sistema de mar alto representado pela deposição dos sedimentos da Formação Jandaíra. 37
- Figura 9 - Localização, geologia e perfil geológico sintético da Bacia de Irecê (campo formoso), com a localização da bacia em relação ao Cráton São Francisco. I – Embasamento (1.8 Ga); II – Cobertura cratônica Neoproterozóica; III – Cobertura Fanerozóica. 38
- Figura 10 - Estágios de evolução do Cráton São Francisco durante o Neoproterozóico. 40
- Figura 11 - Modelo tridimensional esquemático idealizado por Lagoeiro (1990) mostrando a geometria do sistema de dobramento da primeira fase. 41
- Figura 12 - Modelo estrutural esquemático da deposição inicial da formação Salitre (A) e dos eventos deformacionais D1 (B) e D2 (C). 42
- Figura 13 - Figura 13 - Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço, no domínio Chapada Diamantina. 43
- Figura 14 - Esquema de um mar epicontinental, onde, neste contexto, foi depositada a Formação Salitre. 45
- Figura 15 - Unidades informais propostas por Bonfim *et al* (1985) para a Formação

	Salitre (Bacia Irecê) com seus respectivos ambientes de deposição.	47
Figura 16 -	Unidades informais propostas por Misi & Silva (1996) para Formação Salitre (Bacia de Irecê).	49
Figura 17 -	Em azul região de origem dos termos "Carso" e "Kras" para as rochas carbonáticas.	50
Figura 18 -	Áreas de ocorrência de carste carbonático no Brasil.	52
Figura 19 -	Representação do processo de carstificação de uma rocha carbonática a partir do aumento da concentração de CO ₂ em dissolução na água meteórica.	53
Figura 20 -	Geomorfologia cárstica e seus componentes.	54
Figura 21 -	Diagrama ilustrando as feições do epicarste e suas relações com a zona vadosa. SF = Shaft vertical, WF = Fluxo vadoso, WV = Infiltração vadosa.	55
Figura 22 -	Formação de um carste epigênico (A) e carste hipogênico (B). A principal diferença é a origem do fluido que favorece o processo de dissolução.	57
Figura 23 -	Fases de desenvolvimento de um sistema epigênico e hipogênico. Na imagem t ₀ corresponde à fase ativa e t ₁ à fase inativa com a conexão entre os sistemas Epigenéticos e Hipogenéticos.	57
Figura 24 -	Evolução de galerias paragenéticas e entalhes aluviais em situações freáticas e vadosas (elevação e seções transversais) sob condições de alto fluxo de sedimentos e seguintes.	58
Figura 25 -	Ilustração da emissão de um pulso laser pelo equipamento. Na parte inferior, o diagrama correspondente do pulso do Laser Scanner para equipamentos do tipo Full Waveform.	60
Figura 26 -	Esquema genérico de posicionamento no espaço de um ponto imageado pelo Laser Scanner Terrestre.	61
Figura 27 -	Prisma topográfico fixado sobre o Laser Scanner.	63
Figura 28 -	A - Receptores dupla frequência (Base e Rover) e coletor de dados FC-100 do GNSS Geodésico Hiper Lite Plus da marca TOPCON. B - Levantamento planialtimétrico utilizando a Estação Total Topcon CTS 3007.	64
Figura 29 -	Comparação entre as diferentes geometrias extraídas de cenas de Laser Scanner para cada perfil geofísico. Furna A) Perfil 1; B) Perfil 2; C)	

	Perfil 3; D) Perfil 4. Toca da Boa Vista E) Perfil 1 e 2.	66
Figura 30 -	Esquema de aquisição ilustrativo para um perfil de reflexão com GPR, com antenas no modo monoestático (a). Radargrama resultante mostrando as chegadas das principais frentes de onda do GPR (b).	70
Figura 31 -	Aquisição GPR técnica PR com antena de 200MHz.	72
Figura 32 -	Aquisição CMP com antena de 400 MHz.	72
Figura 33 -	Perfis GPR 2D e a CMP adquiridos (Triângulo amarelo) no Parque Nacional da Furna Feia. Perfil 1- Azul, perfil 2 – Vermelho, perfil 3 – Laranja e perfil 4 – Verde.	74
Figura 34 -	Perfi GPR 2D no Complexo de cavernas Toca da Boa Vista. Perfil 1- Vermelho.	75
Figura 35 -	Cenas de Laser Scanner. a) Visão em planta da aquisição de dados geofísicos realizada na Furna Feia e b) destaque para os pontos de referência adotados em superfície e a sua correlação com os dados do LIDAR.	78
Figura 36 -	Cenas de Laser Scanner. a) Visão em planta da aquisição de dados geofísicos realizada na Toca da Boa Vista e b) destaque para os pontos de referência adotados em superfície e a sua correlação com os dados do LIDAR.	79
Figura 37 -	Diagrama conceitual do princípio do método de eletro-resistividade. Os pontos A e B indicam a posição dos eletrodos de corrente, enquanto M e N os eletrodos de potencial. (adaptado de Kirsch, 2006).	81
Figura 38 -	Representação esquemática do arranjo Schlumberger.	82
Figura 39 -	Representação esquemática do arranjo Dipolo-Dipolo.	82
Figura 40 -	Imagem de drone, com a projeção da caverna Furna Feia obtida com o Laser Scanner, e a localização dos perfis de ER. Perfil 1- Vermelho, perfil 2 – Verde, perfil 3 – Amarelo e perfil 4 – Azul.	84
Figura 41 -	Imagem de satélite com a localização dos perfis ER, num total de 1.100m de comprimento, com a projeção da Toca da Boa Vista obtida com o Laser Scanner. Perfil 1 – Vermelho e perfil 2 – Verde.	85
Figura 42 -	Exemplo de uma simulação de um problema direto.	
Figura 43 -	Exemplo de uma simulação de um problema inverso.	
Figura 44 -	Perfil geométrico 1 da Furna Feia (Baraúna/RN): A) Arranjo Dipolo-Dipolo e B) Arranjo Schlumberger. Com a localização das geometrias da	

	caverna Fura Feia a partir da nuvem de pontos adquiridas com Laser Scanner e suas zonas de resistividade aparente, onde a linha vermelha representa a base da Zona 1, a linha preta a base da Zona 2 e a linha branca a base da Zona 3.	94
Figura 45 -	Características e interpretações das radarfácies na região da caverna Furna Feia.	95
Figura 46 -	Perfil 1 GPR da Furna Feia (Baraúna/RN) interpretado.	97
Figura 47 -	Perfil geoeétrico 2 da Furna Feia (Baraúna/RN): A) Arranjo Dipolo-Dipolo e B) Arranjo Schlumberger. Com a localização das geometrias da caverna Fura Feia a partir da nuvem de pontos adquiridas com Laser Scanner e suas zonas de resistividade aparente, onde a linha vermelha representa a base da Zona 1, a linha preta a base da Zona 2 e a linha branca a base da Zona 3.	98
Figura 48 -	Perfil 2 GPR da Furna Feia (Baraúna/RN) interpretado.	101
Figura 49 -	Perfil geoeétrico 3 da Furna Feia (Baraúna/RN): A) Arranjo Dipolo-Dipolo e B) Arranjo Schlumberger. Com a localização das geometrias da caverna Fura Feia a partir da nuvem de pontos adquiridas com Laser Scanner e suas zonas de resistividade aparente, onde a linha vermelha representa a base da Zona 1, a linha preta a base da Zona 2 e a linha branca a base da Zona 3.	102
Figura 50 -	Perfil 3 GPR da Furna Feia (Baraúna/RN) interpretado.	104
Figura 51 -	Perfil geoeétrico 4 da Furna Feia (Baraúna/RN): A) Arranjo Dipolo-Dipolo e B) Arranjo Schlumberger. Com a localização das geometrias da caverna Fura Feia a partir da nuvem de pontos adquiridas com Laser Scanner e suas zonas de resistividade aparente, onde a linha vermelha representa a base da Zona 1, a linha preta a base da Zona 2 e a linha branca a base da Zona 3.	105
Figura 52 -	Perfil 4 GPR da Furna Feia (Baraúna/RN) interpretado.	
Figura 53 -	Comparativo entre a geometria da caverna obtida com Laser Scanner (contorno preto) e as anomalias causadas pela presença da caverna com os arranjos Dipolo-Dipolo (contorno azul) e Schlumberger (contorno vermelho). Estas apresenta um deslocamento entre o centro da caverna e o centro das anomalias de: A – Perfil 1 Dipolo-Dipolo -0,85m no eixo x e -2,14m no eixo y (ponto azul), Schlumberger -1,94m no eixo x e -3,6m	

	no eixo y (ponto vermelho); B – Perfil 2 Dipolo-Dipolo 1,83m no eixo x e -4,18m no eixo y (ponto azul), Schlumberger 0,93m no eixo x e -5,59m no eixo y (ponto vermelho); C – Perfil 3 Dipolo-Dipolo 1,18m no eixo x e -4,11m no eixo y (ponto azul), Schlumberger 1,60m no eixo x e -5,12m no eixo y (ponto vermelho); D – Perfil 4 Dipolo-Dipolo 8,83m no eixo x e -2,24m no eixo y (ponto azul), Schlumberger 12m no eixo x e -3,84m no eixo y (ponto vermelho)	108
Figura 54 -	Os ângulos de 50° e 32° medidos entre a caverna Furna Feia (projeção horizontal da nuvem de pontos) e os perfis de ERT (linha preta) foi considerado um dos fatores responsáveis pela diminuição da geometria e do valor de resistividade.	109
Figura 55 -	Anomalia causada pela presença de uma outra cavidade próxima a caverna de Furna Feia interpretada no perfil 2 que pode ser a causa do deslocamento da anomalia associada a caverna.	110
Figura 56 -	Processamento ajustado com o auxílio da nuvem de pontos do Laser Scanner.	111
Figura 57 -	Processamento ajustado com o auxílio da nuvem de pontos do Laser Scanner.	111
Figura 58 -	Comparação ERT x GPR evidenciando a correlação entre as zonas de resistividade aparente e as radarfácies. Em A Perfil 1, B perfil 2, C perfil 3 e D perfil 4.	112
Figura 59 -	Perfis esquemáticos interpretados a partir dos perfis geofísicos destacando os limites entre as zonas morfogenéticas hidrológicas definidas por Ford & Williams (2007).	114
Figura 60 -	A) Fotografias de campo ilustrando a superfície da radarfície R2 e da zona 2 de resistividade aparente; B) Cenas de Laser Scanner mostrando detalhe da porosidade observada nesta superfície e suas dimensões.	116
Figura 61-	Anomalias com valores de 1.500 a 3.000 Ohm.m e zonas de baixa amplitude (áreas em vermelho) interpretadas como cavidades colapsadas parcialmente preenchidas por ar identificadas nos Perfis.	117
Figura 62 -	Visualização 3D dos perfis geofísicos e da nuvem de pontos do Laser Scanner.	117
Figura 63 -	Destaque para a zona de alta permeabilidade e a anomalia causada pela	

	caverna de Furna Feia.	117
Figura 64 -	Interpolação das principais fraturas interpretadas nos perfis Dipolo-Dipolo.	119
Figura 65 -	Sólido digital das anomalias geofísicas (Laranja) em relação a nuvem de pontos do Laser Scanner.	119
Figura 66 -	Visão lateral dos sólidos em comparação com a nuvem de pontos do Laser Scanner com deslocamento vertical das anomalias (A) e zona de concentração de anomalias referente a cavidades (A e B).	120
Figura 67 -	Modelo conceitual da caverna Furna Feia. A - Retenção de água meteórica na base do epicarste; B- Formação das cavidades na zona de alta permeabilidade; e C - Perfil geoeletrico resultante.	120
Figura 68 -	Perfil geoeletrico 1 da Toca da Boa Vista (Lajes dos Negros/BA): A) Arranjo Dipolo- Dipolo e B) Arranjo Schlumberger. Com a localização das geometrias da caverna Toca da Boa vista a partir da nuvem de pontos adquiridas com Laser Scanner.	123
Figura 69 -	Características e interpretações dos refletores na região da caverna Toca da Boa Vista.	124
Figura 70 -	Seção GPR da Toca da Boa Vista processada (A) e interpretada (B) com as cavidades preenchidas por ar (R2 em azul), preenchidas por sedimentos (R3 em vermelho) e as principais estruturas em preto (R1). Localização da caverna em verde.	126
Figura 71 -	Perfil geoeletrico 2 da Toca da Boa Vista (Lajes dos Negros/BA): A) Arranjo Dipolo- Dipolo e B) Arranjo Schlumberger. Com a localização das geometrias da caverna Toca da Boa vista a partir da nuvem de pontos adquiridas com Laser Scanner.	126
Figura 72 -	Comparação ERT x GPR evidenciando a correlação entre as zonas de resistividade aparente e as radarfácies.	126
Figura 73 -	Comparativo entre a geometria da caverna obtida com Laser Scanner (contorno preto) e as anomalias causadas pela presença da caverna com os arranjos Dipolo-Dipolo (contorno azul) e Schlumberger (contorno vermelho). Estas apresenta um deslocamento entre o centro da caverna e o centro das anomalias de: A – Perfil 1 Dipolo-Dipolo -9,14m no eixo x e 3,15m no eixo y (ponto azul), Schlumberger -9,14m no eixo x e 0,67m no eixo y (ponto vermelho); B – Perfil 2 Dipolo-Dipolo -11m no eixo x e	

	5,23m no eixo y (ponto azul), Schlumberger -10m no eixo x e 0m no eixo y (ponto vermelho).	127
Figura 74 -	Seção esquemática mostrando as unidades deposicionais propostas por Cazarin <i>et al</i> (2019).	129
Figura 75 -	Seção esquemática mostrando a conexão dos Feedrs com as cavidades.	129
Figura 76 -	Modelo conceitual do complexo de cavernas Toca da Boa Vista a partir dos dados geofísicos e modificado de Ennes-Silva <i>et al.</i> 2016 (Modelo E) e Cazarin <i>et al.</i> 2019 (Modelo C).	130
Figura 77 -	Modelo conceitual com o perfil de geoeletrico 2.	131

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Resumo da aquisição com LIDAR.	65
Tabela 2 -	Parâmetros de Aquisição de dados GPR na Furna Feia e Toca da Boa Vista.	73
Tabela 3 -	Constantes dielétricas estimadas a partir das velocidades inferidas pelas três técnicas de análise de velocidade, de acordo com (NEAL, 2004), da Furna Feia.	77
Tabela 4 -	Proposta de classificação dos métodos geoeletricos	83
Tabela 5 -	Parâmetros de aquisição de dados de ERT na Furna Feia e Toca da Boa Vista.	86

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	19
1.1	Objetivos	23
<i>1.2.1</i>	<i>Objetivo Geral</i>	<i>23</i>
<i>1.2.2</i>	<i>Objetivo Específico</i>	<i>24</i>
1.3	Localização e acesso	24
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	28
2.1	Introdução	28
2.2	Bacia Potiguar	28
<i>2.2.1</i>	<i>Evolução Tectono sedimentar</i>	<i>30</i>
<i>2.2.2</i>	<i>Arcabouço Estrutural</i>	<i>33</i>
<i>2.2.3</i>	<i>Estratigrafia</i>	<i>34</i>
2.3	Bacia Irecê	37
<i>2.3.1</i>	<i>Evolução Geotectônica</i>	<i>38</i>
<i>2.3.2</i>	<i>Arcabouço Estrutural</i>	<i>41</i>
<i>2.3.3</i>	<i>Estratigrafia</i>	<i>42</i>
<i>2.3.3.1</i>	<i>Supergrupo São Francisco</i>	<i>44</i>
<i>2.3.3.1.1</i>	<i>Formação Salitre</i>	<i>44</i>
3	CARSTE	50
3.1	Introdução	50
3.2	Desenvolvimento do Carste	52
3.3	Aspectos geomorfológicos do Carste	54
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA, MATERIAIS E MÉTODOS	59
4.1	Light detection and ranging (LIDAR)	59
<i>4.1.1</i>	<i>Fundamentação teórica</i>	<i>59</i>
<i>4.1.2</i>	<i>Aquisição de LIDAR</i>	<i>62</i>
<i>4.1.3</i>	<i>Processamento LIDAR</i>	<i>65</i>
4.2	Ground penetrating radar (GPR)	68
<i>4.2.1</i>	<i>Fundamentação teórica</i>	<i>68</i>
<i>4.2.2</i>	<i>Aquisição dos dados GPR</i>	<i>71</i>
<i>4.2.3</i>	<i>Processamento GPR</i>	<i>75</i>
4.3	Método de eletrorresistividade	80
<i>4.3.1</i>	<i>Fundamentação teórica</i>	<i>80</i>

4.3.2	<i>Aquisição dos dados de Tomografia de Resistividade Elétrica</i>	83
4.3.3	<i>Processamento de Tomografia de Resistividade Elétrica</i>	87
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	91
5.1	Introdução	91
5.2	Bacia Potiguar caverna Furna Feia	92
5.2.1	<i>Perfil 1 ERT</i>	92
5.2.2	<i>Perfil 1 GPR</i>	94
5.2.3	<i>Perfil 2 ERT</i>	95
5.2.4	<i>Perfil 2 GPR</i>	99
5.2.5	<i>Perfil 3 ERT</i>	99
5.2.6	<i>Perfil 3 GPR</i>	102
5.2.7	<i>Perfil 4 ERT</i>	102
5.2.8	<i>Perfil 4 GPR</i>	106
5.3	Discrepâncias dos perfis de ERT x Laser Scanner	106
5.4	Interpretação	111
5.4.1	<i>Correlação 3D</i>	116
5.5	Bacia de Irecê caverna Toca da Boa vista	121
5.5.1	<i>Perfil 1 ERT</i>	121
5.5.2	<i>Perfil GPR 1</i>	122
5.5.3	<i>Perfil 2 ERT</i>	125
5.6	Interpretação	126
6	CONCLUSÃO	132
	REFERÊNCIAS	133

1 INTRODUÇÃO

Estudos relacionados à caracterização da geometria de feições cársticas em afloramentos análogos a reservatórios são de vital importância, visto que tais feições podem atuar como: dutos em reservatórios petrolíferos; “caminhos” para percolação de fluidos mineralizantes; recarga de aquíferos ou, até mesmo, para dispersão de agentes contaminantes (poluição), pois, nem sempre, o acesso ao aquífero e/ou zonas mineralizadas propicia todas as informações necessárias para a modelagem destas feições.

As feições cársticas podem se desenvolver em rochas carbonáticas de diferentes bacias e com diferentes idades como, por exemplo, na Formação Jandaíra (Bacia Potiguar) e nos carbonatos pré-cambrianos da Formação Salitre (Bacia de Irecê), escolhidos como as rochas estudadas nesta tese. Atualmente, essas rochas são bastante procuradas como análogos geométricos de dutos ou barreiras de fluxo em reservatórios petrolíferos.

Para a caracterização geométrica de feições cársticas em afloramentos análogos a reservatórios, em diferentes escalas, é recomendado o uso de métodos geofísicos rasos como o de Eletroresistividade e *Ground Penetration Radar* (GPR), cuja metodologia e aplicação motivaram o desenvolvimento do trabalho em apreço.

Carste é o termo utilizado para um tipo especial de terreno com hidrologia e formas de relevo distintas. No processo cárstico, o intemperismo químico domina os processos mecânicos pela combinação de alta solubilidade da rocha e da porosidade secundária bem desenvolvida, resultantes do alargamento de planos de acamamento e de fraturas (FORD; WILLIAMS, 2007). De acordo com Klimchouck (2015), o carste pode ser classificado em dois tipos de acordo com as características hidrodinâmica do sistema de fluxo de águas subterrâneas: 1) carste hipogênico, ocorre em rochas carbonáticas pela ação de fluidos subterrâneos ascendentes; 2) carste epigênico, ocasionado pela ação de água meteórica, superficial ou penetrante na rocha. O fenômeno ocorre em várias escalas, podendo afetar desde a porosidade primária a secundárias, resultando no aumento de porosidade.

Segundo Drew (1985), a porosidade primária está relacionada à porosidade intergranular e geralmente tem menor relação com o desenvolvimento de processos cársticos. Por outro lado, a porosidade secundária representada pela dissolução dos planos de acamamento, planos de juntas/falhas, planos de dobras e outras estruturas que podem apresentar descontinuidades, são de real importância no processo de carstificação por

apresentarem-se como dutos ou barreiras de fluxo. Para Martini (1979), a percolação da água em rochas carbonáticas ocorre preferencialmente ao longo de fraturas.

Diversos exemplos de controle estrutural do carste já foram apresentados na literatura especializada como, por exemplo, Droppa (1951) que caracterizou a caverna de Driny (Cretáceo), localizada na Eslováquia ocidental, como uma caverna de fissuras condicionadas por diversas falhas verticais. Droppa (1951) acredita que a caverna se originou como resultado da reação química entre a água meteórica e as rochas carbonáticas ao longo de planos de falhas. Segundo Palmer (1991), esta caverna corresponde a uma rede de cavernas compostas por interseção das fissuras controladas por falhas. Estudos realizados na caverna de Driny (BRIETENSKY, 2010) mostram que o sistema de falha de Smolenice e a falha transversal de Karpaty Malé influenciaram no desenvolvimento de passagens desta caverna. De acordo com esse estudo, é evidente o alargamento de pequenos corredores por interação do sistema de falhas e que o faturamento na caverna é devido à movimentação de falha ativa.

Nos últimos anos houve um aumento considerável do número e da natureza das pesquisas em afloramentos análogos a reservatórios carbonáticos, principalmente em virtude das importantes descobertas de campos petrolíferos do Pré-sal. O estudo de afloramentos análogos a reservatórios pode propiciar a determinação da distribuição espacial das propriedades petrofísicas, bem como, informações importantes sobre a dimensão, geometria e conectividades das porosidades. Com estas informações, pode-se realizar a modelagem, em uma escala de detalhes, que muitas vezes não pode ser obtida com uso de técnicas convencionais como Sísmica de Reflexão (SOUZA *et. al.*, 2005).

Existem quatro tipos principais de dados que podem ser obtidos a partir do estudo de reservatórios análogos: 1) “*hard data*” - descrevem as dimensões e a geometria do reservatório; 2) “*soft data*” - descrevem as relações conceituais entre diferentes tipos de reservatórios; 3) “*training images*” - registram as dimensões, proporções e relação espacial; e 4) “*analogue production data*” que são retirados de análogos de produção subsuperficiais diretos (HOWELL, 2014). Aqui serão usados os dados de “*analogue production data*” nos reservatórios análogos a carbonatos.

Baseado nestas informações, a área selecionada para esta pesquisa foram as Bacias Potiguar (RN) e Irecê (BA), pois ambas constituem as maiores exposições de rochas carbonáticas do Brasil, além da presença de feições cársticas, como por exemplo: cavernas, dolinas e fraturas dissolvidas. De acordo com o Anuário estatístico do patrimônio espeleológico brasileiro de 2018 (CECAV), o estado da Bahia é o terceiro estado brasileiro em quantidade de cavernas, com um total de 1367 cavernas cadastradas. Este valor

corresponde a 7,45% do total de cavernas do território nacional. Na Bacia de Irecê, as cavernas desenvolvem-se principalmente por dissolução e alargamento de corredores de fraturas por meio de fluxo hipogênico, associadas aos dobramentos regionais que afetam o pacote rochoso (CAZARIN *et. al.*, 2019). Estratigraficamente, este sistema de cavernas está inserido nas rochas carbonáticas neoproterozóicas da Formação Salitre na região norte do Craton São Francisco (ENNES-SILVA *et. al.*, 2016).

No estado do Rio Grande do Norte, onde também foi escolhida uma caverna para ser estudada e imageada, estão cadastradas 1.047 cavidades na base de dados do CECAV/RN. Mais de 90% dessas cavidades ocorrem em rochas carbonáticas da Formação Jandaíra; 6,04% em mármore da Formação Jucurutu; 2,31% em rochas graníticas e, cerca de 0,18%, em arenitos (CRUZ *et. al.*, 2010).

Na região de Baraúna, RN, onde ocorrem rochas carbonáticas da Formação Jandaíra, Gomes (2008) atribui ao comportamento das fraturas o desenvolvimento do carste, uma vez que são planos de fraqueza favoráveis à formação de estruturas maiores. Gomes (*op cit*) observou que nesta região as fraturas naturais coincidem com a topografia da caverna, o que significa que a presença destas estruturas exerce forte controle e influência diretamente na formação da cavidade subterrânea.

Alguns métodos geofísicos têm resolução que propiciam, de forma não destrutiva, o imageamento de espaços vazios (porosidade) e podem fornecer dados que ajudam na compreensão da origem e desenvolvimento de feições cársticas em rochas carbonáticas. Além disso, o colapso de vazios subterrâneos de maior porte pode resultar em danos à propriedade e perigo para as pessoas (WALTHAM, 2005). A partir dos anos 90, as investigações geofísicas em regiões cársticas tiveram um aumento considerável devido ao desenvolvimento tecnológico (CHALIKAKIS, 2011).

Como a existência de uma cavidade altera o estado físico do subsolo, em tese, pode ser detectada se forem utilizados os métodos geofísicos adequados, se os contrastes de propriedades físicas são suficientemente grandes e se as características são de dimensão suficiente (MCDOWELL, 2002). Alguns métodos geofísicos podem ser utilizados para detectar a presença das maiores cavidades (cavernas), dentre eles o método de Eletroresistividade e o GPR são recomendados (GAMBETTA *et al.*, 2011).

O método de eletroresistividade pode ser eficaz para a detecção de aberturas subterrâneas, pois o ar contido nos espaços livres possibilita um contraste de resistividade significativo em relação à rocha hospedeira. Muitos são os estudos na literatura que utilizaram com sucesso métodos geoeletricos em regiões cársticas na detecção de cavidades e cavernas

(SHEETS, 1997; JOHNSON, 2003; EL-QADY *et. al.*, 2005; GUERIN *et. al.*, 2009; RIDDLE *et. al.*, 2010; CARDARELLI *et. al.*, 2010; ZHU *et. al.*, 2011; MARTINEZ-MORENO *et. al.*, 2013; MARTINEZ-LOPEZ *et. al.*, 2013; CASTELO BRANCO *et. al.*, 2013; PUTSKA *et. al.*, 2014; MARTINEZ-MORENO *et. al.*, 2014; MOHAMED *et. al.*, 2019).

As condições geológicas da área de pesquisa (falhas/juntas, litologias, estratigráficas e solos), tamanho e profundidade do alvo são fatores cruciais para um levantamento de resistividade bem-sucedido. Além disso, existem outros fatores como o arranjo de elétrodos, o comprimento da linha de pesquisa, a utilização de inversão 2D ou 3D, a relação sinal-ruído etc, que também influenciam na eficácia do método de resistividade (ZHOU, 2018). Muitos pesquisadores têm sugerido, usando dados sintéticos ou casos reais de estudo, que a interpretação com inversão 3D de linhas de pesquisa densamente paralelas é um bom ajuste entre a aquisição de campo quick-easy e a resolução de imagem real em 3D (DAHLIN; BERNSTONE, 1997; DAHLIN *et. al.*, 2002; LOKE 2003; TSOURLOS, 2004; DAHLIN *et. al.*, 2007).

O GPR tem sido uma metodologia muito eficiente, cada vez mais utilizada na última década em áreas cársticas, para descrever detalhadamente a região mais rasa do sistema cárstico de até 15m de profundidade, podendo, em alguns casos específicos, chegar à profundidade de 30m (MARTINEZ-MORENO *et. al.*, 2014). Além disso, o GPR é amplamente utilizado para identificar e localizar feições cársticas de subsuperfície como cavidades, condutos e fraturas (CHALIKAKIS *et. al.*, 2011).

Perfis GPR são comumente usados na detecção de cavernas rasas porque as amplitudes de ondas eletromagnéticas difratadas e refletidas, geradas no topo de uma cavidade, podem ser detectadas na seção radargrama, sendo caracterizadas pela presença de eventos hiperbólicos de alta amplitude, com a polaridade das reflexões individuais invertida (Martel, 2018). Existem vários exemplos de utilização do método na detecção e caracterização de cavidades superficiais (AL-FARES *et. al.*, 2002; JESUS *et. al.*, 2012; REIS JR *et. al.*, 2014; REIS JR *et. al.*; 2015, MOHAMED *et. al.*, 2019).

Nos últimos anos o método de Laser Scanner vem sendo utilizado para criar mapas de visualização 3D de alta resolução em cavernas (ZLOT; BOSSE, 2014). O *Light Detection and Ranging* (LiDAR) é uma tecnologia de sensoriamento remoto que mede com rapidez e precisão as características da superfície da Terra, emitindo pulsos curtos de laser direcionado ao objeto a ser modelado e medindo seus retornos de uma aeronave ou plataforma terrestre (ZHU *et. al.*, 2014). Muitas são as pesquisas que utilizam dados de LIDAR obtidos em feições cársticas de superfície, como as dolinas, em conjunto com dados geofísicos (e.g.

KASPRZAK *et. al.*, 2015e CERU *et. al.*, 2017), mas os que utilizam dados da subsuperfície cárstica, como as cavernas, são raros como os trabalhos de Fabbri *et. al.* (2017) e Kasprzak; Sobczyk (2017). Isso se deve muito ao fato do alto custo dos scanners, tamanho, peso e fragilidade do equipamento, dificultando o transporte por terrenos difíceis e apertados, como o encontrado em cavernas (ZLOT; BOSSE, 2014).

Diversos são os trabalhos voltados ao estudo integrado entre dados geofísicos e a tecnologia de Light Detection and Ranging (LiDAR), em sua maioria, esses trabalhos comparam levantamentos aerotopográficos com perfis de eletrorresistividade (UDPHUAY *et al* 2011; KASPRZAK *et al* 2015; KASPRZAK; SOBCZYK, 2017; CHALUPA *et al* 2018; BERNADINI *et al* 2018), mas na literatura não se encontra o uso integrado dos dados de eletrorresistividade com a tecnologia LiDAR no ambiente interno das cavernas. A análise quantitativa desta tecnologia proporciona uma maior acurácia e precisão na interpretação dos dados geofísicos e confere maior entendimento das feições cársticas em subsuperfície.

As geometrias e as informações espaciais fornecidas pela tecnologia LiDAR, a partir de medições métricas, seções e planos representam a base para a construção de modelos geológicos (BUCKLEY, 2008; MOHAMMED OLUDARE; PRADHAN, 2016). A análise integrada dos dados geofísicos rasos e a tecnologia LiDAR visa construir modelos conceituais geológicos e estruturais de reservatórios análogos a reservatórios carbonáticos fraturados, pois em muitos reservatórios carbonáticos fraturados é difícil gerar modelos preditivos para uma distribuição de qualidade de reservatório, resultando em significativa incerteza nos cálculos de reservas de hidrocarbonetos ou no planejamento de gestão de reservatórios (GIUFFRIDA *et. al.*, 2019; LONNOY, 2006; LUCIA, 2007).

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo Geral

- Comparar os resultados obtidos pelos métodos geofísicos rasos no imageamento de feições cársticas por meio de aquisições, processamento e interpretação do Radar de Penetração no Solo e Eletrorresistividade, visando à comparação dos resultados obtidos quando tais métodos forem utilizados simultaneamente em locais onde ocorram cavernas (colapsadas ou não) e fraturas. Para tanto, as cavernas selecionadas foram imageadas e parametrizadas, comparando-se o resultado com o imageamento interno de alta resolução obtido com o LIDAR.

1.2.2 Objetivo Específico

- Avaliar a eficácia da utilização de métodos geofísicos rasos no imageamento de rochas carbonáticas para melhor entender as relações existentes entre fraturas e feições cársticas mapeadas em superfície e suas expressões em subsuperfície;
- Imagear e comparar as diferentes resoluções e profundidades de investigação obtidas a partir da utilização de métodos geofísicos distintos;
- Determinar e identificar de forma qualitativa e quantitativa o sinal geofísico com os parâmetros geométricos e espaciais das feições cársticas de interesse, a partir da correlação da nuvem de pontos do Laser Scanner e perfis geofísicos;
- Diferenciar as anomalias causadas pela presença de cavidades preenchidas por ar das anomalias causadas pela presença de cavidades colapsadas ou preenchidas por sedimentos, em fraturas ou planos de acamamentos;
- Contribuir no entendimento das respostas geofísicas dos sistemas cársticos epigênico (caverna Furna Feia/RN) e hipogênico (caverna Toca da Boa Vista/BA), identificando nos perfis geofísicos as diversas tipologias cársticas existentes nos ambientes estudados.
- Detectar os diversos níveis de cavidades presentes no carste hipogênico do complexo de cavernas Toca da Boa Vista, bem como os dutos de alimentação de fluxo hipogênico (Feeders) que deram origem a essas cavidades.

1.3 Localização e acesso

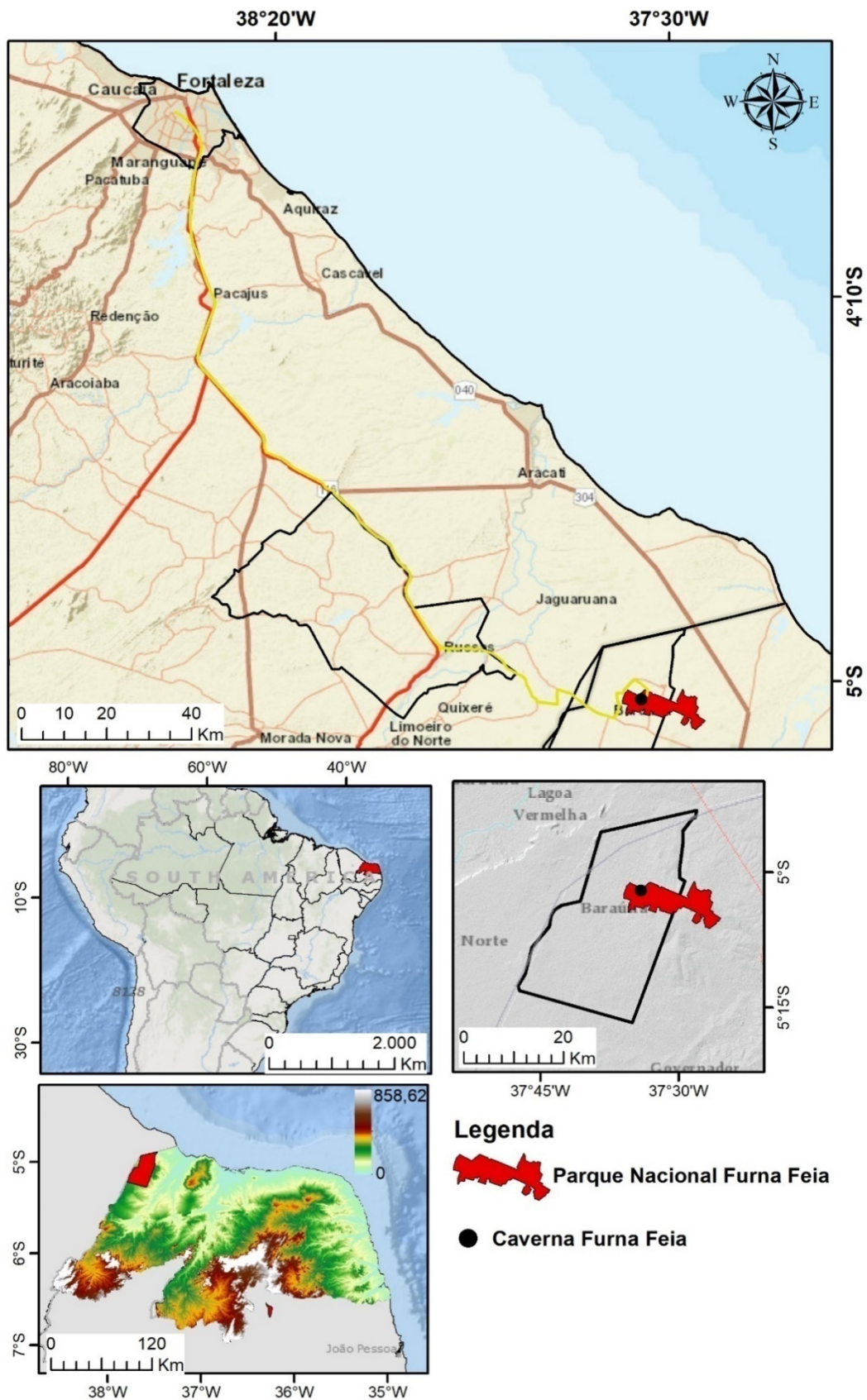
As cavernas objeto desta pesquisa localizam-se nos carbonatos da Bacia Potiguar, porção oeste do estado do Rio Grande do Norte, e na Bacia de Irecê (campo formoso), porção norte do estado da Bahia, mais especificamente nos municípios de Baraúnas (Parque nacional Furna Feia) e Campo formoso (Toca da Boa Vista) (Fig. 1). Estas áreas constituem-se em algumas das maiores exposições de rochas carbonáticas do Brasil.

A caverna Furna Feia localiza-se no Parque Nacional da Furna Feia, próximo ao assentamento Eldorado dos Carajás II (antiga Fazenda Maisa), no município de Baraúna, estado do Rio Grande do Norte, a 234 km de Fortaleza/CE (Fig. 1). O acesso, a partir da cidade de Fortaleza, pode ser feito pela BR - 116 seguindo aproximadamente 167 km até a cidade de Russas/CE; de Russas a Baraúna/RN através das rodovias estaduais CE – 356 e RN

– 015. A partir de Baraúna, o acesso até a região da caverna Furna Feia se dá em 8 km de estradas não pavimentadas no limite oeste do Parque Nacional Furna Feia.

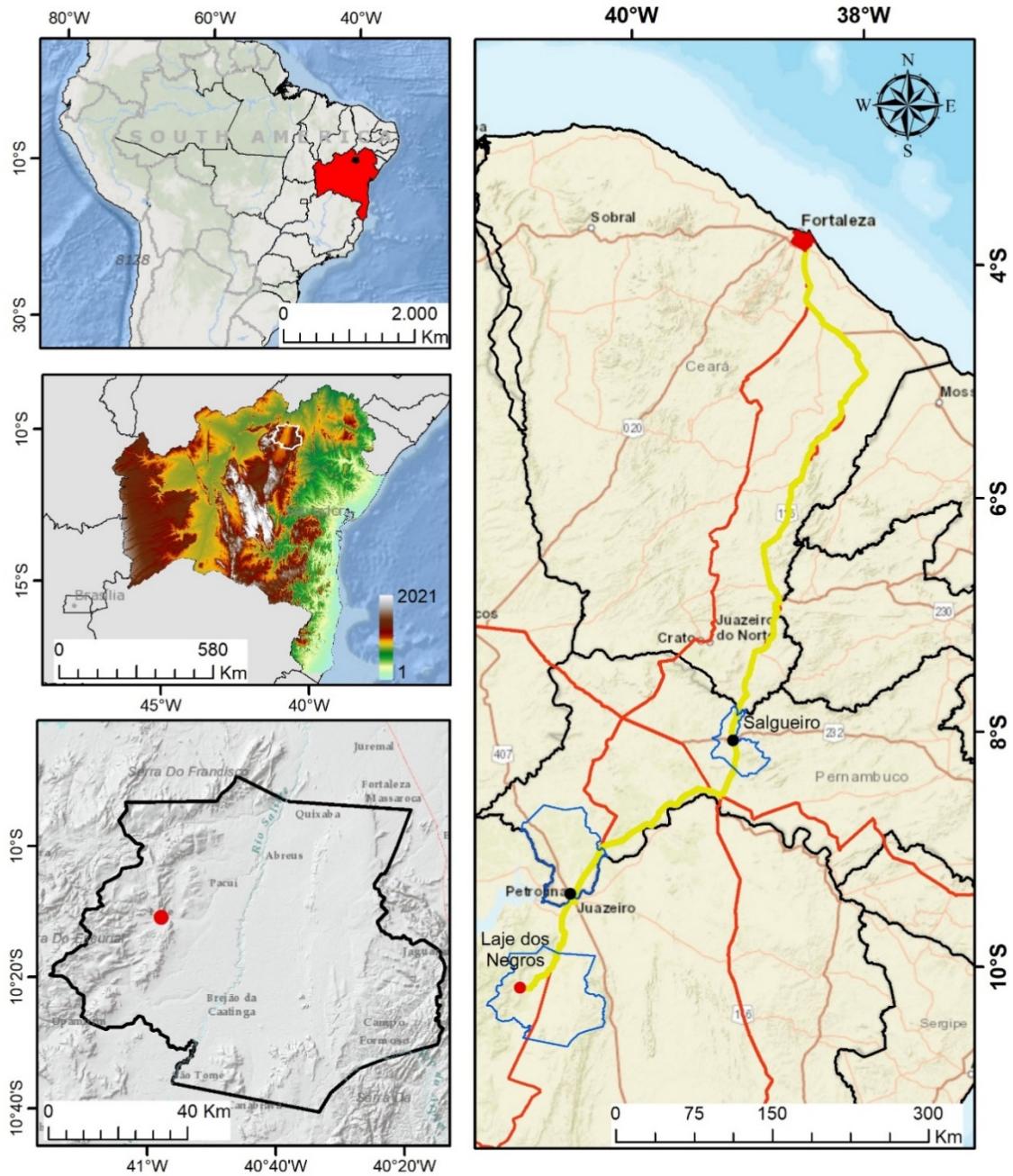
A Toca da Boa Vista localiza-se a 949 km de Fortaleza/CE (Fig. 2), cujo percurso parte de Fortaleza/CE pela BR-116 até a Cidade de Salgueiro/PE pela BR-116. De Salgueiro a Petrolina/PE através da BR-428. De Petrolina ao Povoado de Laje dos Negros são percorridos mais 150km. A partir de Petrolina/PE, o acesso até a região de Lage dos Negros se dá por rodovia não pavimentada a sul de Juazeiro/BA.

Figura 1 - Localização Parque Nacional Furna Feia, próximo ao assentamento Eldorado dos Carajás II, no município de Baraúna a 234 km da cidade de Fortaleza/CE.



Fonte: Autor

Figura 2 - Localização Toca da Boa Vista, destacando o percurso de Fortaleza/CE pela BR-116 até a região de Lajes dos Negros/BA pela BR-116 (em amarelo), totalizando um percurso de mais de 900 km.



Fonte: Autor

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Introdução

As áreas de estudo estão situadas nas bacias Potiguar, situada no extremo nordeste do Brasil, ocupando a metade do estado do Rio Grande do Norte, com uma pequena porção mais ocidental no estado do Ceará; e Bacia de Irecê, localizada no centro norte do estado da Bahia.

A Bacia Potiguar ocupa uma área de 26.700 km² na sua parte emersa e 195.400 km² na sua parte submersa, perfazendo uma área total de 222.100 km² (PORTELLA; FABIANOVICZ, 2017). Limita-se a sul com rochas do embasamento cristalino, ao norte pelo Oceano Atlântico até a isóbata de 2.000 m, separada a noroeste da Bacia do Ceará pelo Alto de Fortaleza, a leste, com a Bacia Paraíba, pelo Alto de Touros.

A Bacia de Irecê abrange uma área aproximada de 30.000 km² e exibe as mais significativas exposições de coberturas neoproterozoicas conhecidas na porção norte do Cráton do São Francisco (REIS *et. al.*, 2013). Limitada a leste com o bloco Morro do Chapéu através da Falha São Rafael, a oeste pelo lineamento Barra do Mendes/ João Correia, seu limite norte é estabelecido pela Falha Morro da Fome.

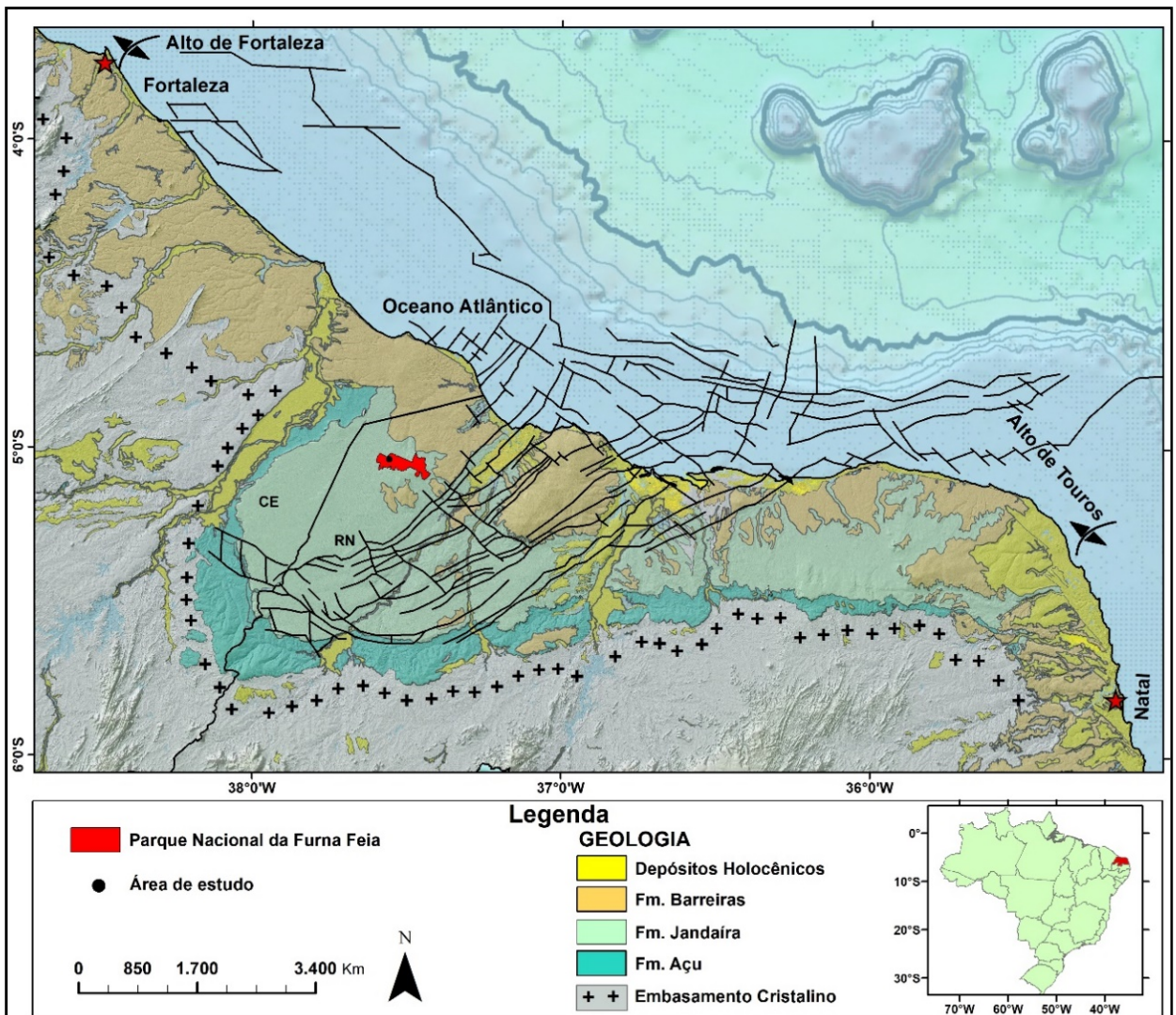
A seguir será abordada uma sucinta revisão bibliográfica dos elementos geológicos dessas bacias, estando incluídas a litoestratigrafia, arcabouço estrutural e evolução tectono-sedimentar, focando principalmente nas unidades litoestratigráficas em que estão inseridas as cavernas estudadas.

2.2 Bacia Potiguar

A Bacia Potiguar (Fig. 3) é uma bacia do tipo rifte, formada a partir do Neojurássico durante a separação das placas sul-americana e africana. A origem da bacia está ligada à formação do Oceano Atlântico Sul, sendo associada a uma série de bacias neocomianas e intracontinentais que compõem o Sistema de Riftes do Nordeste Brasileiro (MATOS, 1987). Sua origem está relacionada a esforços distensionais durante o Eocretáceo, associados ao início do rifteamento que resultaria na separação das placas sul-americana e africana (LIRA *et. al.*, 2006).

O arcabouço estrutural da Bacia Potiguar é constituído por um conjunto de grábens e meio-grábens assimétricos (basculados para SE), separados por altos do embasamento, formados por litotipos diversos com direção preferencial para NE-SW. Esta estruturação, denominada de Rifte Potiguar, é limitada a leste e a oeste pelas falhas Carnaubais e Areia Branca, respectivamente, constituindo um duplo sistema de falhas lítricas normais que teriam se desenvolvido durante a reativação mesozóica de zonas de cisalhamento neoproterozóicas (MATOS, 1987).

Figura 3 - Localização e geologia da porção emersa da Bacia Potiguar, com a representação de seus limites estruturais e da estrutura rifte.



Fonte: Modificado de Neto (2003).

2.2.1 Evolução Tectono sedimentar

A origem das bacias da margem continental brasileira e a separação do continente Gondwana têm sido alvo de inúmeros modelos que tentam explicar o mecanismo principal de geração do Rifte Potiguar, destacando-se os trabalhos de Matos (1987, 1992 e 2000).

Em resposta à dinâmica das placas durante o início da fragmentação do Gondwana, Matos (1987; 1992) reconhece pelo menos três importantes estágios tectônicos, denominados de Sin-Rifte I, Sin-Rifte II e Sin-Rifte III (Fig. 4). O estágio Sin-Rifte I (Fig. 4 A), do Neojurássico, refere-se ao início da deformação distensional, com a deposição de sedimentos clásticos em uma ampla depressão denominada de Depressão Afro-Brasileira. Nenhum registro desse estágio é observado na Bacia Potiguar.

O estágio Sin-Rifte II (Fig. 4B), do Neocomiano ao Eobarremiano, é caracterizado pelo desenvolvimento de bacias rifte controladas por falhas de rejeito preferencialmente normal. Suas geometrias internas são definidas por meio-grabens assimétricos, a exemplo do rifte Neocomiano da Bacia Potiguar emersa e demais riftes intracontinentais do Nordeste Brasileiro. Durante essa fase ocorre a deposição dos sedimentos da Formação Pendência na Bacia Potiguar.

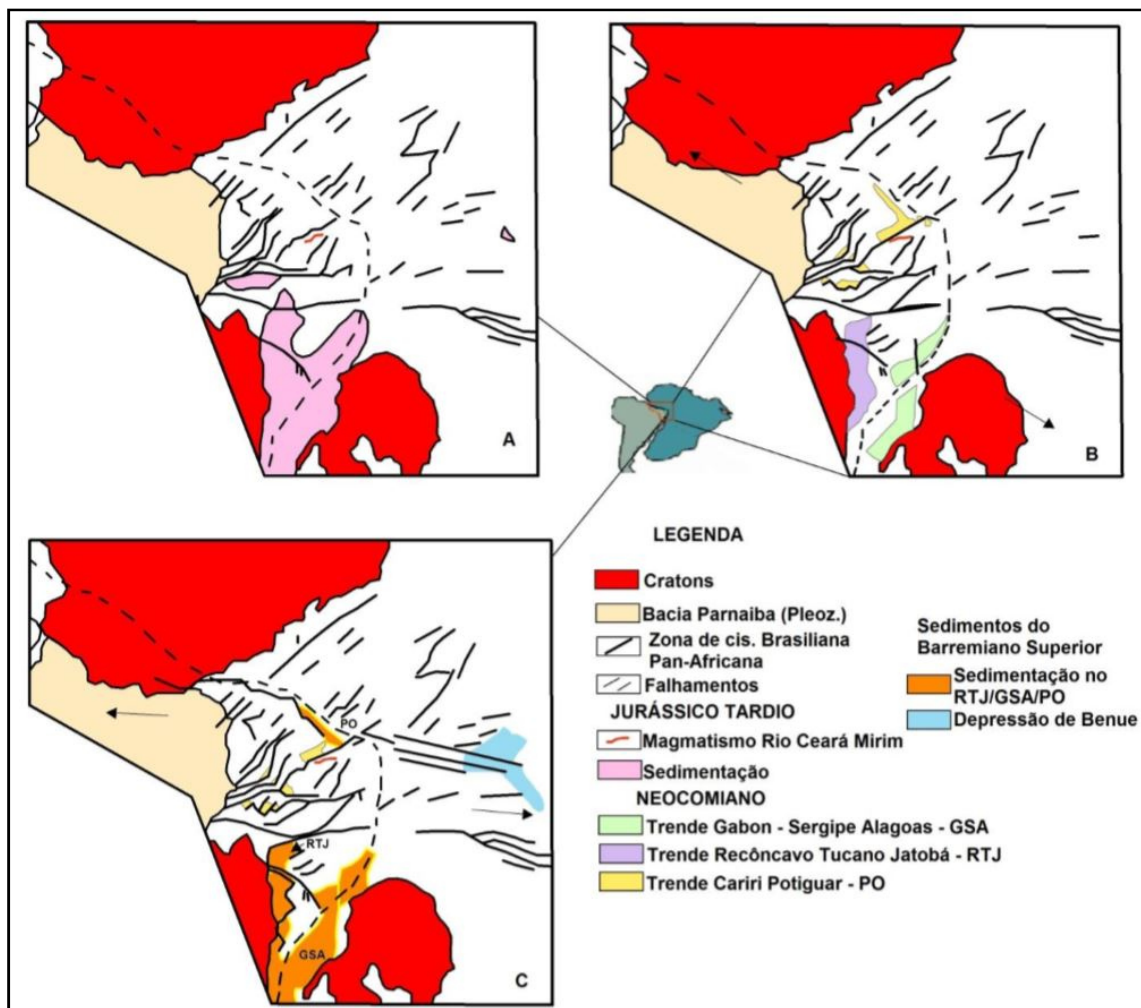
No estágio Sin-Rifte III (Fig. 4C), durante o Neobarremiano, o processo distensional começou a concentrar a deformação ao longo da futura margem continental, causando uma grande mudança na cinemática do rifte. Na Bacia Potiguar, esse evento provocou um deslocamento do eixo de rifteamento para a porção submersa da bacia, ao mesmo tempo em que causou um soerguimento e erosão na porção emersa. A direção de transporte tectônico mudou de NW-SE para E-W, com movimentos predominantemente transtrativos dextrais, em resposta ao processo de deriva continental. O registro dessa fase na Bacia Potiguar é restrito à porção submersa, na Formação Pescada.

A sedimentação na Bacia Potiguar, tanto no estágio Sin-Rifte II como no SinRifte III, foi tipicamente continental, num sistema deposicional flúvio-lacustre.

Mais tarde, Matos (2000) propõe uma nova abordagem para a evolução tectonosedimentar da Margem Equatorial Atlântica, levando em consideração que os mecanismos até então aceitos não explicavam corretamente a cinemática e a geometria observadas nas bacias de margem transformante. Sendo assim, ao invés de caracterizar as tectono-sequências em Pré, Sin e Pós-Rifte, o autor subdividiu a evolução tectônica da margem equatorial, em resposta à dinâmica das placas durante a fragmentação do Gondwana,

em três estágios deformacionais, denominados de pré-, sin- e pós- movimentação transformante. Reconheceu ainda feições geométricas originadas por cisalhamento simples, como bacias do tipo pull-apart e estruturas pop-up, associadas à cinemática dextral destas falhas transformantes.

Figura 4 - Modelo de reconstrução tectônica do nordeste brasileiro e sudoeste africano durante os estágios Sin-Rifte I, II, III.



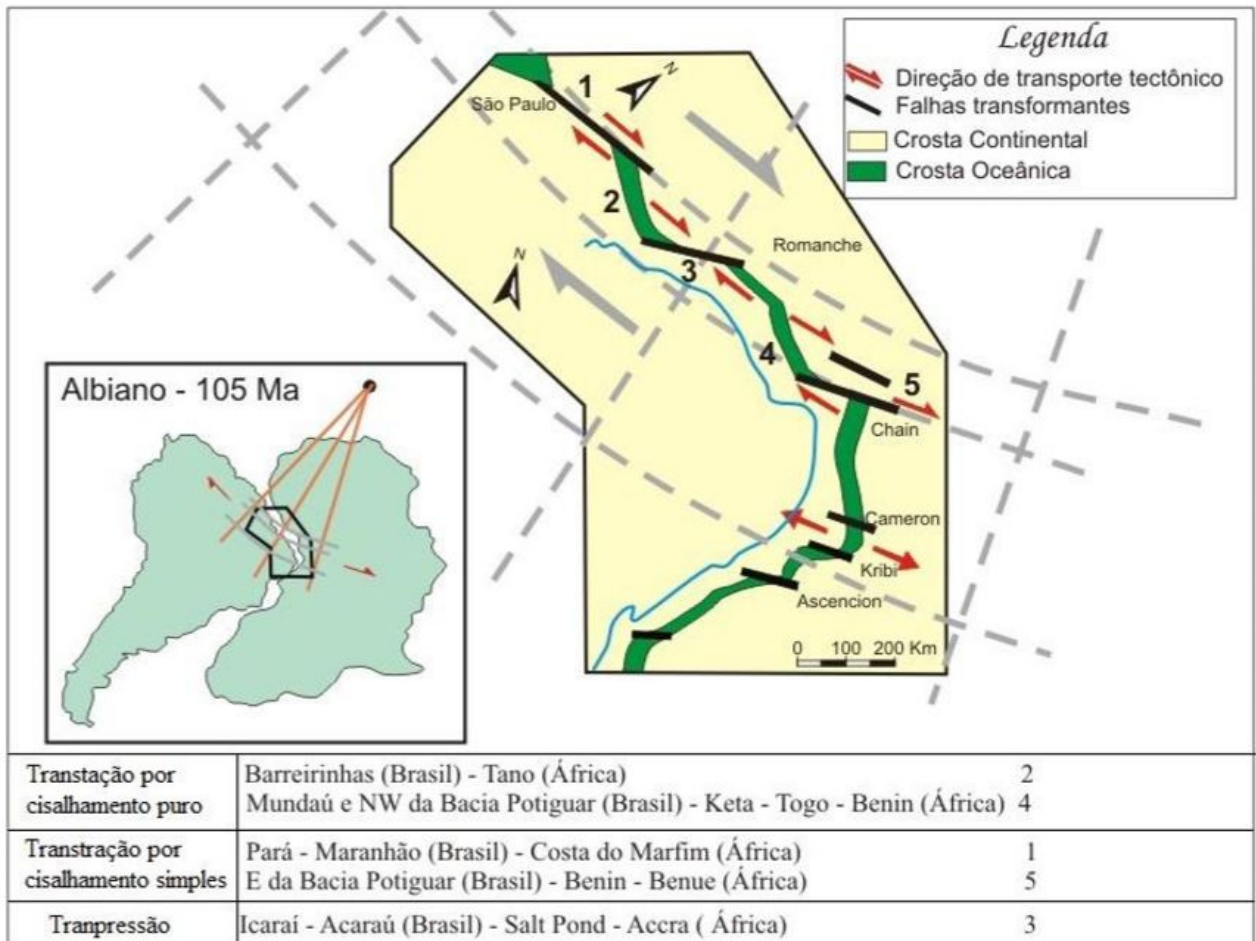
Fonte: Adaptado de Matos (1992).

O estágio Pré-transformante compreende a fase pré-deriva continental, sendo subdividido em Pré-Transtração e Sin-Transtração. O primeiro sub-estágio é representado na Bacia Potiguar pela seção rifte Neocomiana da Formação Pendência, presente nos grábens das porções emersa e submersa. O segundo sub-estágio é representado na bacia pela seção Barremiana da Formação Pendência e Aptiana Inferior da Formação Pescada, presentes

apenas na porção submersa da bacia e pela seção Aptiana superior da Formação Alagamar, presente nas porções emersa e submersa.

O estágio Sin-Transformante é dominado por eventos transtrativos e transpressivos, marcados por afinamento litosférico (Fig. 5). A cinemática é dominada por uma tectônica transcorrente dextral, caracterizada por um sistema de falhas direcionais associadas a falhas normais e reversas. Falhas direcionais oblíquas e dobras formam-se como resultado de regimes distensionais e compressionais simultâneos, no plano horizontal (MATOS, 2000). A assinatura do cisalhamento e as feições pull-apart originadas podem ser reconhecidas ao longo de toda a margem equatorial e sua magnitude varia com a distância das principais zonas transformantes.

Figura 5 - Distribuição da deformação na Margem Equatorial Atlântica durante o Albiano.



Fonte: Matos (2000).

O estágio Pós-Transformante registra o domínio da deriva continental (drifte), caracterizado por segmentos tipicamente da margem passiva, com pouca influência tectônica

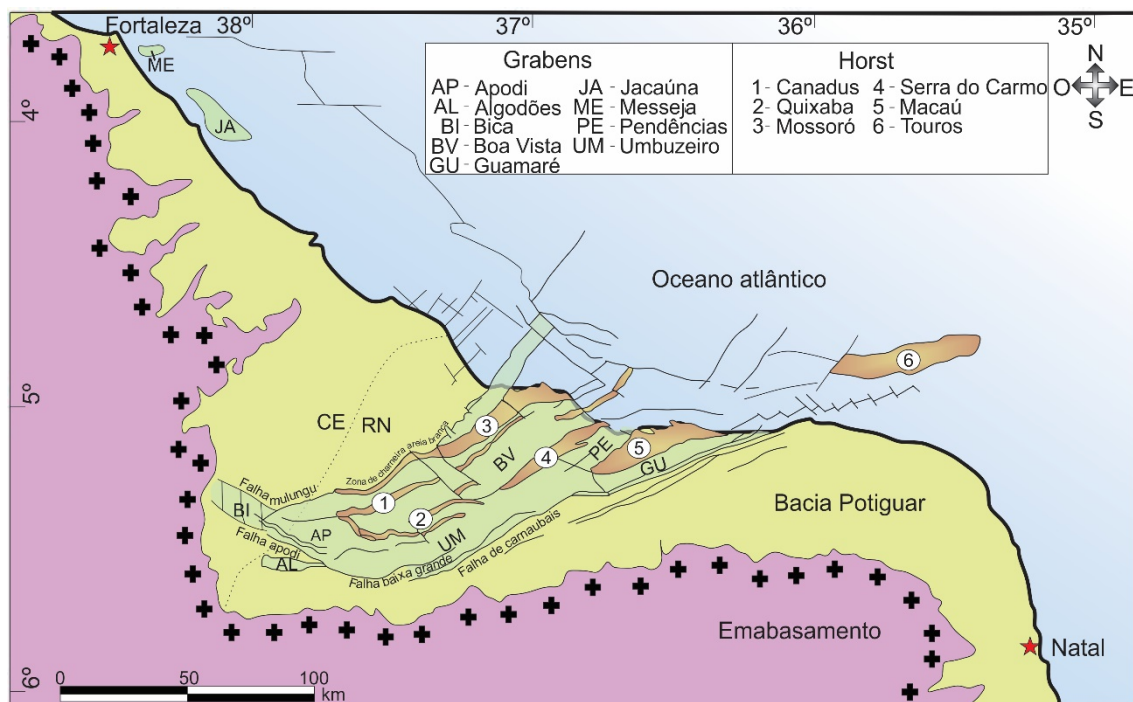
das zonas transformantes. É representado na Bacia Potiguar pelas seções Turoniana-Campiniana Inferior da Formação Jandaíra e Campaniana Superior recente das formações Ubarana, Tibau e Guamaré.

2.2.2 Arcabouço Estrutural

A Bacia Potiguar emersa exhibe estilo estrutural controlado por regime tectônico distensional. Este confere à região um arcabouço composto por sistemas de horsts (altos internos) e grábens orientados segundo o trend estrutural NE-SW (Fig. 6). A arquitetura interna da bacia rifte é regida, fundamentalmente, pelas zonas de anisotropias do embasamento (BERTANI *et. al.*, 1990).

O Rifte Potiguar é limitado a leste e a oeste pelos sistemas de falhas de Carnaubais e Areia Branca, respectivamente. Constituem dois importantes conjuntos de falhas lístricas normais, que teriam se desenvolvido durante uma reativação mesozóica de zonas de cisalhamento neoproterozóicas. As profundidades máximas de deslocamento são estimadas entre 20 e 22 km (MATOS, 1987 e 1992).

Figura 6 - Arcabouço estrutural da Bacia Potiguar.



Fonte: Modificado de Cremonine *et. al.*, (1996) e de Castro e Bezerra, (2015).

O arcabouço estrutural do Rifte Potiguar é constituído por um conjunto de grábens e meio-grábens assimétricos, basculados para SE. São separados por altos do embasamento formados por litotipos diversos com direção preferencial para NE-SW. O rifte é margeado pelas plataformas rasas de Aracati, a oeste, e Touros, a leste.

Os altos internos consistem de cristas alongadas do embasamento, separando os principais grábens. Os horts de Quixaba, Serra do Carmo e Macau representam os principais altos internos da bacia, sendo compostos por blocos de gnaisses, migmatitos ou xistos soerguidos por falhas normais, mostrando-se subparalelos aos eixos dos grábens adjacentes. Normalmente, não ocorrem sequências do Cretáceo Inferior devido à erosão ou não deposição (BERTANI *et. al.*, 1990).

As plataformas do embasamento que limitam os grábens centrais, a leste e a oeste, são denominadas de Touros e Aracati. Nesta região, o embasamento é menos afetado por falhas, as quais apresentam rejeitos de dezenas a poucas centenas de metros. As plataformas do embasamento são normalmente recobertas por sedimentos do Aptiano e Cretáceo Superior na parte emersa e também por sequências terciárias na parte submersa (Bertani *et. al.*, 1990).

2.2.3 Estratigrafia

O preenchimento sedimentar da Bacia Potiguar inclui os registros de diversos estágios tectônicos, tendo sua história deposicional diretamente ligada à evolução da margem continental brasileira (MATOS, 1992). O arcabouço estratigráfico de toda a bacia é uma atualização dos diagramas de Souza (1982) e Lima Neto (1985) por Araripe e Feijó (1994), com a evolução dos conhecimentos sobre a bacia, em função da crescente atividade exploratória de hidrocarbonetos (LIRA *et. al.*, 2006).

Atualmente, as unidades sedimentares mesozóicas e cenozóicas estão organizadas em três grupos: Areia Branca, Apodi e Agulha (Fig. 7), sendo destacado aqui o Grupo Apodi, onde está inserida a Formação Jandaíra que compõe a litologia encaixante da caverna de Furna Feia.

Grupo Apodi

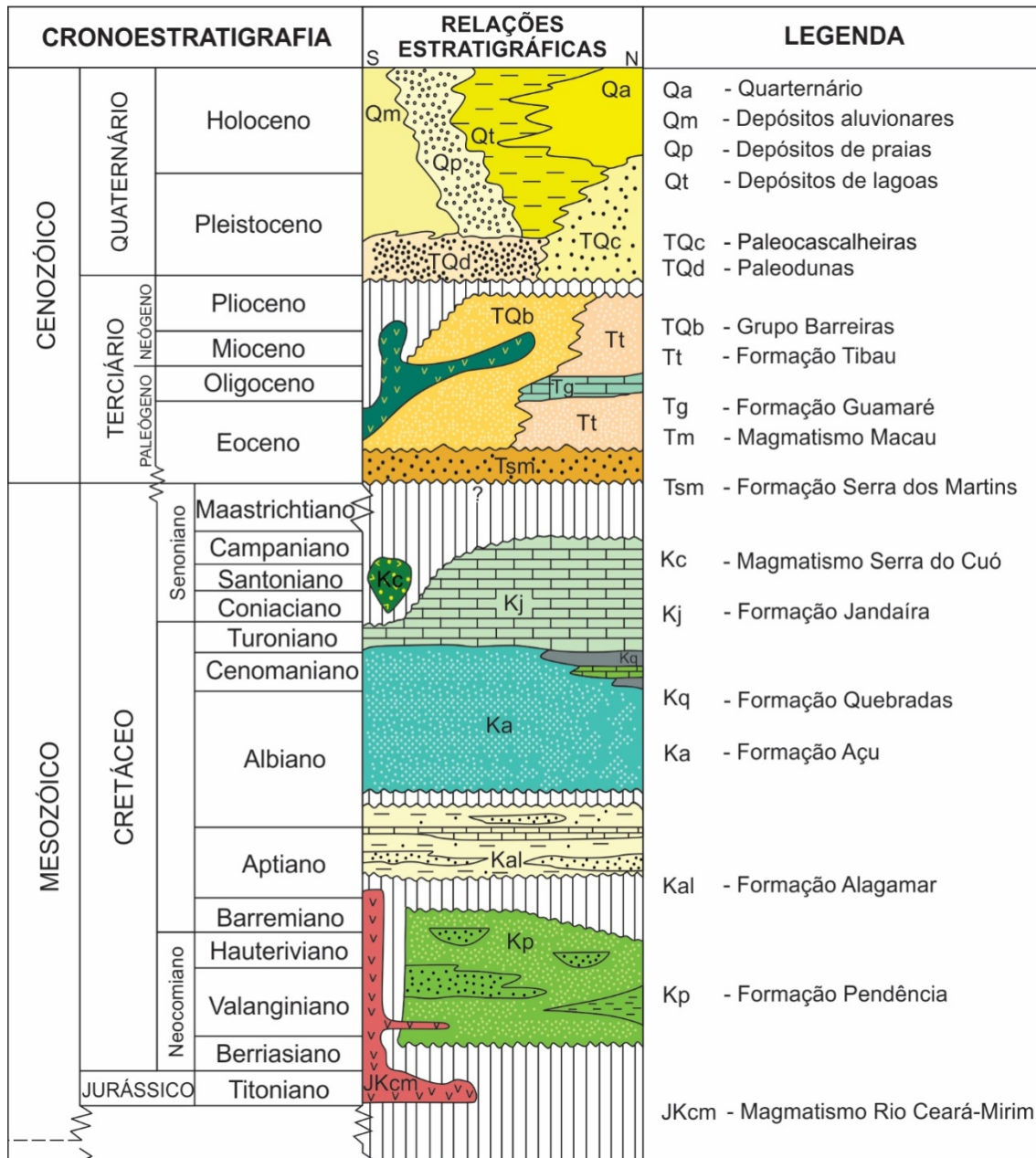
Este grupo teve a sua primeira designação por Oliveira & Leonardos (1943 *apud* ARARIPE; FEIJÓ, 1994) para as formações Açu e Jandaíra, mais tarde tendo seu sentido ampliado por Araripe e Feijó (1994) para conter as formações Ponta do Mel e Quebradas. O

Grupo Apodi passou a reunir então as formações Açú, Ponta do Mel, Quebradas e Jandaíra, sendo que apenas a segunda não apresenta registros significativos na porção emersa da bacia.

Formação Jandaíra

Sampaio & Schaller (1968 *apud* Araripe; Feijó, 1994) propuseram a denominação de Formação Jandaíra para designar os calcários aflorantes, sobrepostos aos arenitos da Formação Açú. Esta unidade é composta por calcarenito bioclástico a foraminíferos bentônicos, por vezes associados a algas verdes, ocorrendo também calcilito com marcas de raízes, dismicrito e gretas de contração (ARARIPE; FEIJÓ, 1994). Este conjunto de fácies aponta para um ambiente de planície de maré (MONTEIRO; FARIA, 1988 *apud* ARARIPE; FEIJÓ, 1994).

Figura 7 - Coluna cronoestratigráfica da Bacia Potiguar.

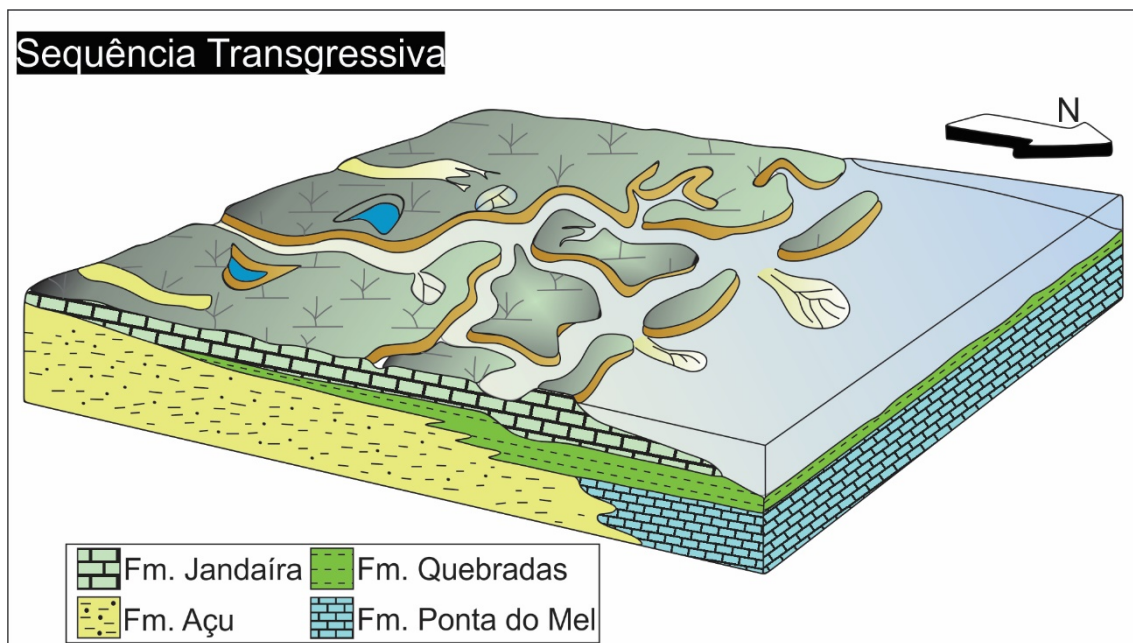


Fonte: Modificada de BRASIL (1998) *apud* Cassab (2003).

O contato inferior da Formação Jandaíra é concordante com as formações Açú ou Quebradas, e o superior com os sedimentos do Grupo Agulha é marcado por uma discordância regional. Lateralmente, a Formação Jandaíra interdigita-se com a Formação Ubarana. Esta plataforma/rampa carbonática dominada por maré foi depositada no ápice do trado de sistema transgressivo que ocorreu no início do Turoniano até o mesocampaniano (Fig. 8), e suas maiores espessuras são estimadas em torno de 650 m, sendo a menor espessura em direção às águas profundas, em razão do processo erosivo, e a maior na porção

da plataforma interna atual (PESSOA NETO *et. al.*, 2007). Em afloramentos, as rochas da Formação Jandaíra encontram-se intensamente erodidas e carstificadas e mergulham com baixa inclinação em direção ao Oceano Atlântico (PESSOA NETO *et. al.*,2007).

Figura 8 - Modelo deposicional da sequência transgressiva da Bacia Potiguar, este modelo mostra o trato de sistema de mar alto representado pela deposição dos sedimentos da Formação Jandaíra.



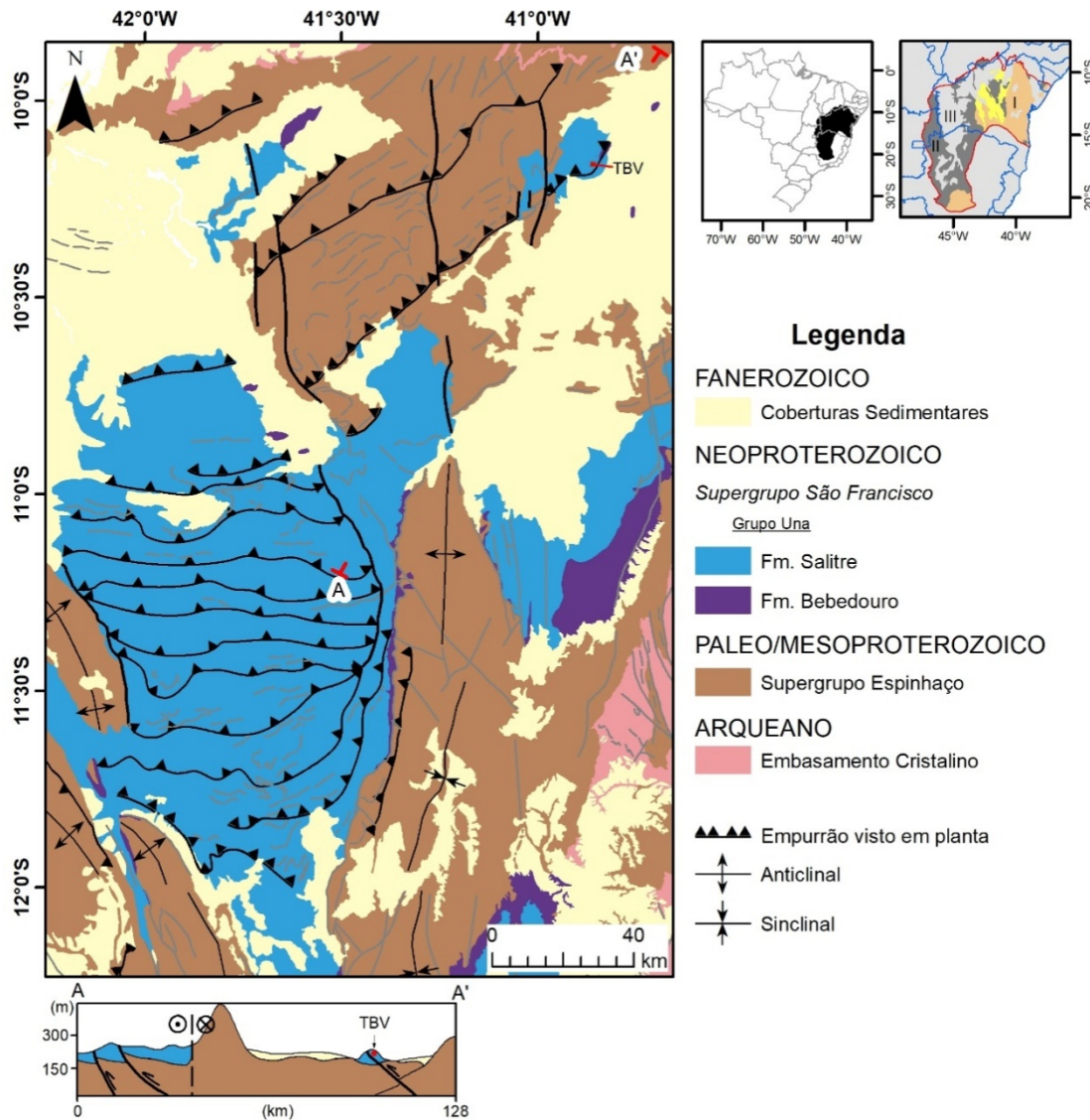
Fonte: Modificado de Bertani et al. 1990.

2.3 Bacia Irecê

A Bacia de Irecê está inserida na porção centro-oriental da província estrutural do Cráton São Francisco, setor oriental do Aulacógeno Paramirim (Cruz & Alkmim, 2006). Esta bacia constitui a principal ocorrência de coberturas sedimentares Meso e Neoproterozóicas, divididas em Supergrupo Espinhaço, representada pelos grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu e Chapada Diamantina e pelos metassedimentos do Supergrupo São Francisco, representado pelo Grupo Uma, respectivamente (Fig. 9). As mesmas assentam-se discordantemente sobre o embasamento arqueano/paleoproterozoico, cujas principais exposições são restritas às porções noroeste, atribuídas ao Complexo Xique-Xique, uma associação de quartzito, itabirito e silexito, de ocorrência restrita a sudoeste, onde ocorrem rochas graníticas, gnáissicas e migmatíticas pertencentes ao Complexo Paramirim (KUCHENBECKER *et. al.*, 2011). A

caverna TBV encontra-se hospedada nas seqüências carbonáticas da Formação Salitre do Grupo Una.

Figura 9 – Localização, geologia e perfil geológico sintético da Bacia de Irecê (campo formoso), com a localização da bacia em relação ao Cráton São Francisco. I – Embasamento (1.8 Ga); II – Cobertura cratônica Neoproterozóica; III – Cobertura Fanerozóica.



Fonte: Modificado de Kuchenbecker *et. al.* (2011) e Cazarin *et. al.*(2019).

2.3.1 Evolução Geotectônica

A Bacia de Irecê, onde se localiza a área de estudo, tem seu desenvolvimento diretamente relacionado à evolução tectônica do Cráton São Francisco, que representa uma unidade geotectônica estabilizada no final do Paleoproterozóico (1,8 Ga, ALMEIDA, 1977).

Devido ao evento de fragmentação do continente Rodínia, de 1.3 Ga a 1.0 Ga, bacias sedimentares foram geradas preenchendo depressões originadas durante esse evento (BRITO NEVES, 1999). Posteriormente, episódios colisionais associados à Orogênese Brasileira (900-520 Ma; BRITO NEVES *et. al.*, 2014) afetaram essas bacias, ocasionando a inversão das mesmas (BIZZI *et. al.*, 2003).

O cráton é truncado por um rift abortado, apresentando orientação N-S, onde foram depositados os protólitos dos Supergrupos Espinhaço (Mesoproterozóico) e São Francisco (Neoproterozóico) (BARBOSA *et. al.*, 2003). A deposição das rochas siliciclásticas do Supergrupo Espinhaço na bacia ocorreu em torno de 1,7 Ga, durante uma fase de estiramento crustal. Nesta fase foram depositados os sedimentos de origem fluvial, com gradação lateral e vertical para os metassedimentos transicionais do Grupo Paraguaçu.

O término da deposição foi marcada pelo soerguimento com exposição subárea e a implantação de sistema fluvial com a deposição de arenitos avermelhados, conglomerados e quartzos-arenitos pertencentes a Formação Tombador. Em decorrência da evolução do aulacógeno do Espinhaço, sucedeu um novo episódio de subsidência de natureza térmico flexural, ocasionando a acumulação de sedimentos de planície de maré da Formação Caboclo. A regressão do nível do mar resultou na exposição subaérea de quase toda a Bacia do Espinhaço. Já no período de transgressão ocorreu a deposição da sequência Morro do Chapéu. Situado entre as duas províncias, o bloco do Paramirim provavelmente atuou como alto estrutural no interior da bacia (DOMINGUEZ, 1993).

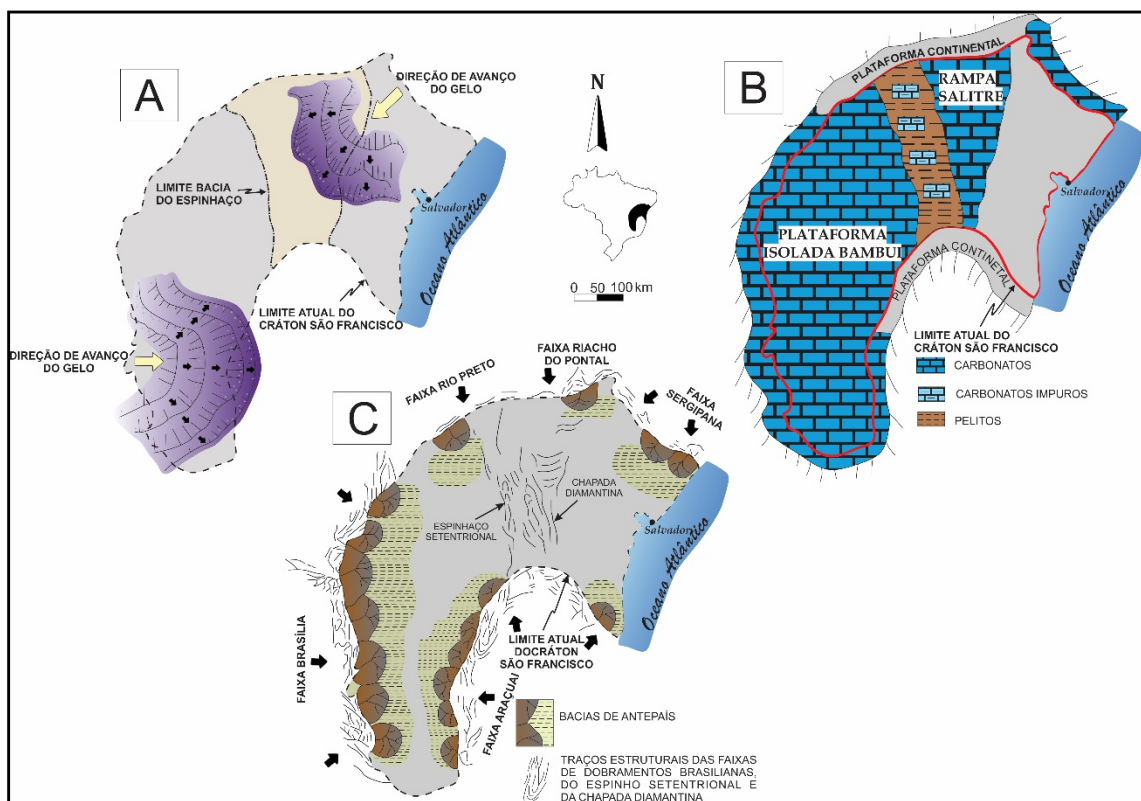
No Cráton São Francisco ocorreu uma importante glaciação em aproximadamente 1.0 Ga. O movimento das geleiras ocorreu na direção W para E, na borda sudoeste do paleocontinente São Francisco e, na direção NE para SW, na Província da Chapada Diamantina (BARBOSA *et. al.*, 2003). Esta extensa glaciação resultou na deposição de diamictitos, pelitos e arenitos glaciais da Formação Bebedouro (GUMARÃES *et. al.*, 2011). O processo de deglaciação, entre 650 a 850 Ma, resultou em uma importante subida do nível do mar, o qual promoveu uma inundação nas bordas ocidental e oriental do Cráton do São Francisco e implantou importantes plataformas carbonáticas como a plataforma Salitre, onde se instalaram as Bacias de Irecê e Una-Utinga sobre um relevo em rampa, em ambiente extremamente raso (Fig. 10 A e B).

No fim do Proterozóico, as colisões nas margens do Cráton ocasionaram a formação dos Cinturões dobrados Brasileiros e causaram a inversão da bacia do Espinhaço-São Francisco, no final do Cambriano e início do Ordoviciano. Os principais registros deste evento são as faixas de dobramentos marginais ao Cráton do São Francisco (Ribeira, Araçuaí,

Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana), granitos tipo-I marginais (fechamento de arco), magmatismo alcalino do sul da Bahia e as coberturas plataformais do Supergrupo São Francisco, que foram deformadas nesta era.

A intensidade da deformação foi maior ao longo do eixo do rift, onde a litosfera havia sido afinada durante os episódios de subsidência anteriores (Fig. 10 C). Os sedimentos que se acumularam nas partes externas do rift, sobre os blocos continentais mais espessos foram relativamente poupados da deformação (Dominguez, 1993). Durante a separação Brasil-África, no Cretáceo, teve origem a Bacia do Recôncavo como rift abortado. Em continuação, extensa sedimentação plataformal tomou lugar durante o Fanerozóico, segundo Barbosa *et. al.* (2003).

Figura 10 - Estágios de evolução do Cráton São Francisco durante o Neoproterezóico.



Fonte: Modificado de Dominguez (1993).

A - Direção geral do avanço de geleiras responsáveis pela sedimentação glácio-marinha da base do Supergrupo São Francisco; B - Ao final da glaciação ocorreu subida do nível eustático do mar que inundou o cráton, juntamente com uma expansão da subsidência das bordas para o interior do cráton, relacionada à evolução das margens passivas, resultou na implantação de importantes plataformas carbonáticas; C - Colisões nas margens do cráton com geração de cinturões de dobras e empurrões ao final do Proterozóico Superior, resultando na colocação de cargas sobre a litosfera do cráton com destaque para as importantes suturas que margeam o cráton São Francisco e principais trechos com implantação de bacias de antepaís.

2.3.2 Arcabouço Estrutural

Do ponto de vista estrutural, as unidades proterozóicas do Cráton São Francisco encontram-se envolvidas em dois grandes eventos deformacionais de características distintas, relacionados aos eventos compressivos nos estágios finais da orogênese Brasileira que afetou a faixa Riacho do Pontal (ENNES SILVA *et. al.*, 2016). O primeiro evento (D1) abrange dobramentos regionais de caráter embrionário com eixos NNE-SSW com vergência para ENE, estruturados por sinclinais em perfeita concordância com os sedimentos mais antigos do Supergrupo Espinhaço (sinclinal de Irecê, Salitre, Amaniú e Utinga) (Fig. 11). Estes grandes sinclinais e anticlinais correspondentes podem representar compressão principal (stress), mais antiga e abrangente (ROCHA, 1997).

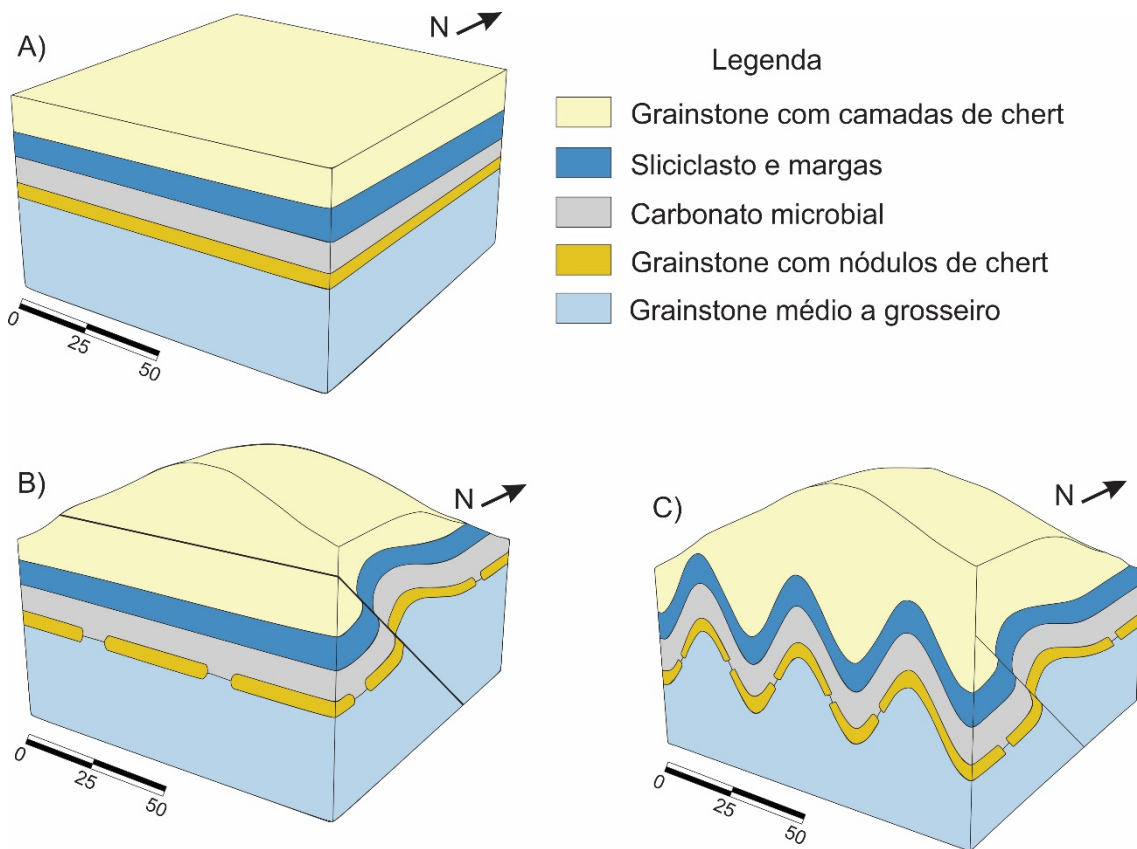
Figura 11 - Modelo tridimensional esquemático idealizado por Lagoeiro (1990) mostrando a geometria do sistema de dobramento da primeira fase.



Fonte: Modificado de Silva, 2005.

O segundo evento (D2) compreende a dobramento de caráter epidérmico de antepaís correspondente a eventos de colisão que ocorreram na margem do cráton, com eixo na direção E-W com vergência geral para sul (REIS *et. al.*, 2013). O evento D2 abrange, predominantemente, as sucessões carbonáticas do Grupo Una ao longo do setor norte da bacia. Neste domínio é comum a superposição de dobras de eixos perpendiculares com interferência, aproximando-se de figuras do tipo 1 de Ramsay, denominado de domos e bacias (Fig. 12). No extremo sul da bacia esse evento perde expressão, permitindo a preservação dos elementos estruturais mais antigos (REIS *et. al.*, 2013)

Figura 12 - Modelo estrutural esquemático da deposição inicial da formação Salitre (A) e dos eventos deformacionais D1 (B) e D2 (C).



Fonte: Modificado de Ennes Silva, 2016.

2.3.3 Estratigrafia

Como abordado anteriormente, as coberturas sedimentares que preenchem a Bacia de Irecê são divididas em Supergrupo Espinhaço e pelo Supergrupo São Francisco, o primeiro vai do início do Estateriano até o início do Toniano, e o segundo do final do Toniano até o final do Ediacarano (BARBOSA *et. al.*, 2012). O embasamento, onde estão assentadas essas coberturas sedimentares, compreende uma associação de complexos granito-gnaissicos-migmatíticos e sequências do tipo greenstone belts. Aqui será dado maior destaque às rochas da Formação Salitre.

Supergrupo Espinhaço

As rochas do Supergrupo Espinhaço atuam como substrato para as rochas do neoproterozóico do Supergrupo São Francisco, estando presente em torno da Bacia de Irecê

(Fig. 13). Com cerca de aproximadamente 4.000m, o Supergrupo Espinhaço apresenta-se como uma sucessão de metassedimentos de baixo grau metamórfico formados por sequencias clásticas, principalmente arenitos associados a psefitos e pelitos, além de rochas carbonáticas e vulcânicas depositadas em condições intracratônicas entre 1,75 e 1,0 Ga (BARBOSA *et al*, 2012). Essas sucessões são divididas em três grupos que são, da base para o topo, Grupo Rio dos Remédios, Grupo Paraguaçu e Grupo Chapada Diamantina (PEDREIRA, 1994; GUIMARÃES *et. al.*, 2005; PEDREIRA; DEWAELE, 2008).

Figura 13 - Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço, no domínio Chapada Diamantina.

EON	ERA	PERÍODO	LITOESTRATIGRAFIA				ESTRATIGRAFIA GENÉTICA	TECTÔNICA FORMADORA			AMBIENTES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS			
			Super-grupo	Grupo	Formação	Espessura (m)		Sequência	Fase Tec	Regime Tec			Tipo de Bacia	
PROTEROZOICO	MESOPROTEROZOICO	CALIMIANO	ESPINHAÇO	CHAPADA DIAMANTINA	Morro do Chapéu	350		Morro do Chapéu / Bebedouro	Sinéclise	Rifte - sag	Continental	Marinho litorâneo a plataforma rasa		
					Tombador Caboclo	700		Tombador / Caboclo			Continental			
					Tombador Caboclo	400		Tombador / Caboclo			Continental			
				PARAGUAÇU	Açuruá	320		Mangabeira / Açuruá			Pós-Rifte		Marinho	Marinho raso e litorâneo
					Mangabeira	600		Mangabeira / Açuruá			Pós-Rifte		Continental	Eólico
					Ouricuri do Ouro	550		Lagoa de Dentro / Ouricuri do Ouro			Sin-Rifte		Continental	Fluvial, leque aluvial, deltáico e eólico
	RIO DOS REMÉDIOS	Lagoa de dentro	850		Lagoa de Dentro / Ouricuri do Ouro	Sin-Rifte	Continental	Lacustre						
		Novo Horizonte	± 600		Novo Horizonte	Sin-Rifte	Continental	Vulcanismo ácido alcalino continental						
		Serra da Gameleira	200		Serra da Gameleira	Pré-Rifte	Continental	Eólico						
	PALEOPROTEROZOICO	ESTATERIANO	ESPINHAÇO	ESPINHAÇO	RIO DOS REMÉDIOS	Novo Horizonte	± 600		Novo Horizonte	Sin-Rifte	Sin-Rifte	Continental	Vulcanismo ácido alcalino continental	
						Lagoa de dentro	850		Lagoa de Dentro / Ouricuri do Ouro	Sin-Rifte	Continental	Lacustre		
						Ouricuri do Ouro	550		Lagoa de Dentro / Ouricuri do Ouro	Sin-Rifte	Continental	Fluvial, leque aluvial, deltáico e eólico		
Mangabeira						600		Mangabeira / Açuruá	Pós-Rifte	Continental	Eólico			
Açuruá						320		Mangabeira / Açuruá	Pós-Rifte	Marinho	Marinho raso e litorâneo			
Tombador Caboclo						700		Tombador / Caboclo	Pós-Rifte	Continental	Marinho litorâneo a plataforma rasa			

Fonte: Modificado de Guimarães *et. al.* (2005); Pedreira; De Waele (2008) e Guadagnin *et. al.* (2015).

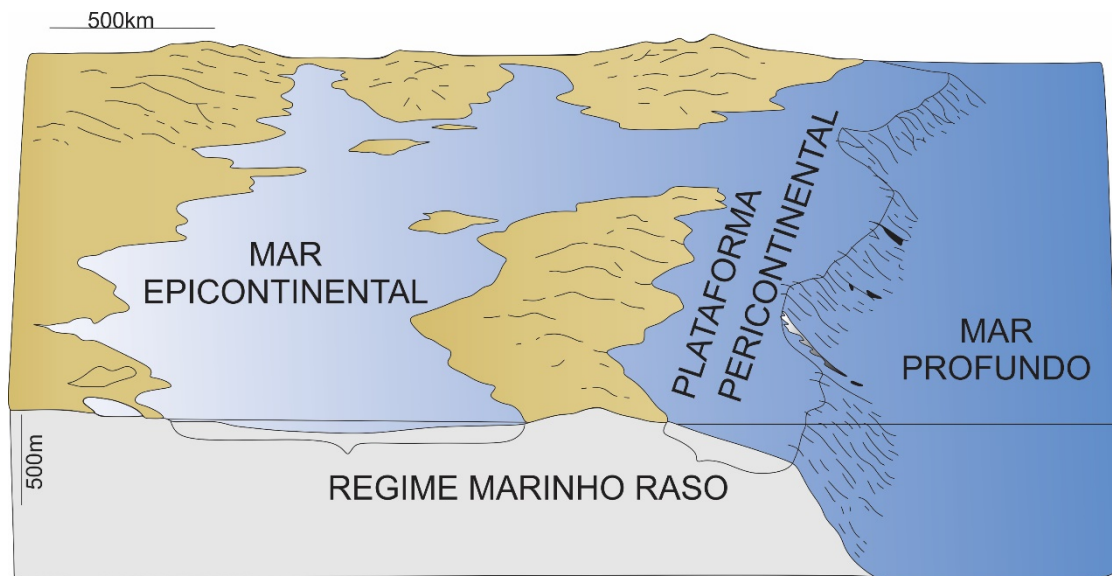
2.3.3.1 Supergrupo São Francisco

O Supergrupo São Francisco é representado por sedimentos glácio-marinhos recobertos por um pacote de carbonatos com intercalações de siliciclásticos, ocorrendo em duas porções distintas do Cráton São Francisco, que se assentam discordantemente sobre as rochas do Supergrupo Espinhaço (GUIMARÃES, 1996). Apresenta uma espessura máxima de aproximadamente 700m e idades entre 850 a 630 Ma. As rochas do Grupo Una, que fazem parte deste supergrupo na porção leste do cráton, são compostas pelos diamectitos, pelito e arenito da Formação Bebedouro depositados sob influência glacial (GUIMARÃES, 1996; FIGUEREDO, 2008) e pela espessa sucessão carbonática plataformal, localmente dolomitizada e com raras ocorrências terrígenas da Formação Salitre (SOUZA *et al.* 1993).

2.3.3.1.1 Formação Salitre

Segundo Barbosa *et al.* (2012) a Formação Salitre foi inicialmente descrita por Branner (1911) no vale do rio salitre, com a designação de “calcário salitre” e elevado à categoria de formação por Pedreira *et al.* (1975). É constituída por uma espessa sucessão de rochas carbonáticas, calcíticas e dolomíticas, com pequenas intercalações terrígenas, e tem como principais litotipos calcilutitos, calcirruditos, calcarenitos e sedimentos siliciclásticos (SOUZA *et al.*, 1993; FRAGOSO *et al.*, 2008). Estas rochas foram depositadas em um mar epicontinental com frequente ação de ondas e marés (Fig. 14), compreendendo depósitos supra e inframaré, que respondem a episódios transgressivos e regressivos ao nível do mar (MEDEIROS; PEREIRA, 1994). A base da Formação Salitre é marcada por uma discordância erosiva e angular com rochas do embasamento, do Grupo Chapada Diamantina ou, mais comumente, com as rochas da Formação Bebedouro.

Figura 14 - Esquema de um mar epicontinental, onde, neste contexto, foi depositada a Formação Salitre.



Fonte: Modificado de Heckel, 1972.

Estas rochas carbonáticas (calcários e dolomitos), segundo Barbosa *et. al.* (2003), Leão; Dominguez (1992) e Dominguez (1993), foram depositadas em uma bacia do tipo rampa suave e em ambiente marinho raso com frequente ação de ondas e marés. O espaço de acomodação gerado para a deposição destes sedimentos foi decorrente de subsidência tectônica intracratônica (BIZZI *et. al.*, 2003), associada com a subida eustática do nível do mar, devido à deglaciação ocorrida no Neoproterozoico (BARBOSA *et. al.*, 2003). As rochas da Formação Salitre mostram uma espessura de 550 m e estudos mais recentes relatam idade máxima para a deposição da Formação Salitre estimada em 669 ± 14 Ma (SANTANA, 2017).

As rochas carbonáticas da Formação Salitre foram subdivididos em unidades informais por diferentes autores, uma apresentada por Bonfim *et. al.* (1985) e outra mais recente de Misi; Silva (1996). Na subdivisão adotada por Bonfim *et al* (1985), as unidades informais foram nomeadas e assim designadas, da base para o topo: Unidade Nova América, Gabriel, Jussara e Irecê (Fig. 15).

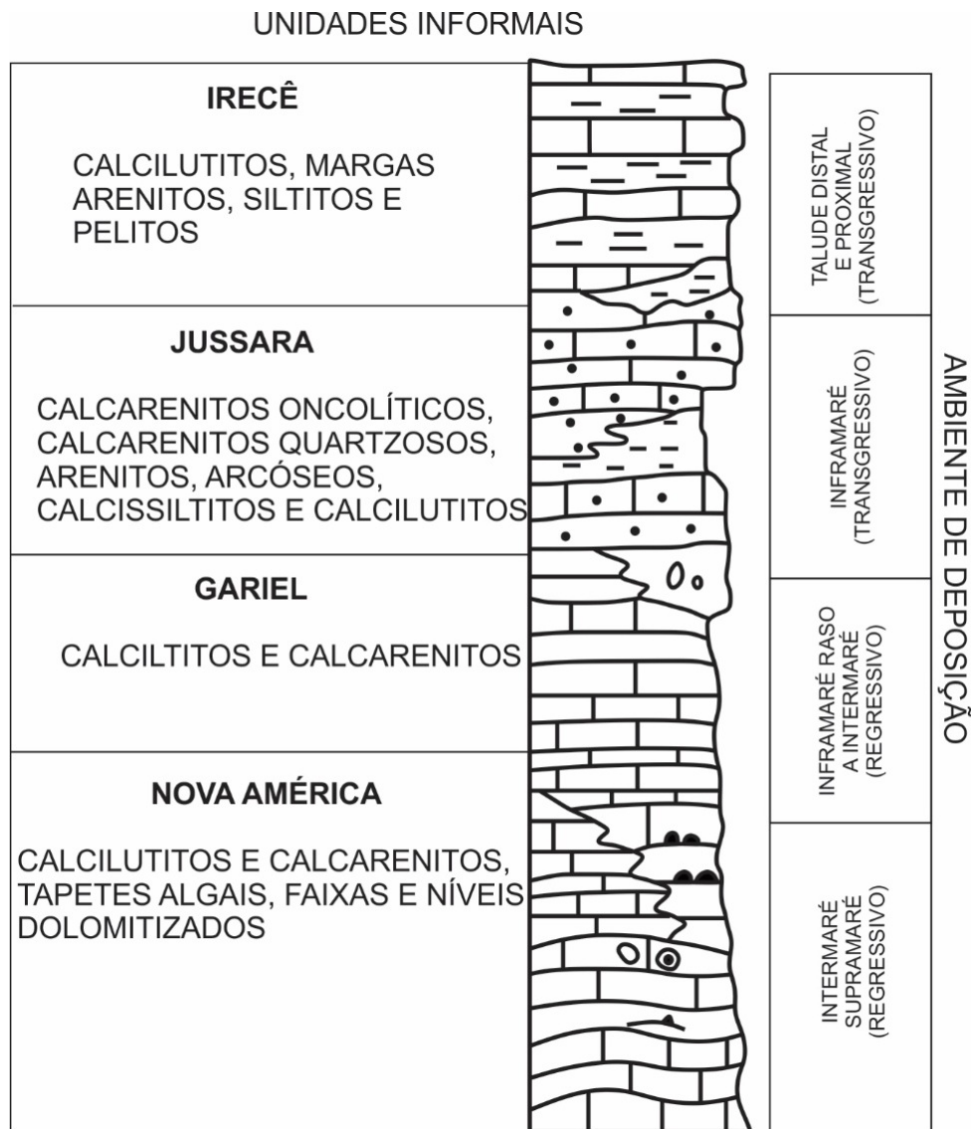
- A unidade basal (Nova América) está relacionada a um ciclo regressivo e é representada por *grainstones* com níveis dolomitizados. Uma característica desta unidade é a presença constante de estruturas sedimentares comuns em sistemas de Planície de Maré (inter a supramaré), como tapetes algais, tepees, intraclastos, estratificação cruzada plano-paralela e birds eyes.

- A unidade Gabriel está, por sua vez, associada ao desenvolvimento de um ciclo regressivo e é composta por argilitos e *grainstones* finos, de cor rosa, bege e cinza, com estratificação cruzada plano-paralela e presença constante de cristais cúbicos de pirita e/ou limonita. Aqui também a deposição carbonática está associada a um sistema de Planície de Maré (intra a supramaré).

- A unidade Jussara, relacionada a dois ciclos transgressivos, apresenta *grainstones* oncolíticos intraclásticos, calcarenitos quartzosos, arenitos arcoseanos e argilitos. A predominância de *grainstones* oncolíticos ao longo desta unidade e a presença de estratificação cruzada plano-paralela sugerem deposição em ambiente de inframaré.

- A unidade Irecê está relacionada a um ciclo transgressivo que envolveu a deposição de sistemas turbidíticos (distantes e/ou proximais) com intercalações de margas, siltitos, arenitos e níveis de sílica. Tudo ocorreu em ambiente marinho profundo em zonas de talude distal e/ou proximal.

Figura 15 - Unidades informais propostas por Bonfim *et al* (1985) para a Formação Salitre (Bacia Irecê) com seus respectivos ambientes de deposição.



Fonte: Modificado de Bonfim *et. al.* (1985).

As rochas da Formação Salitre foram subdivididas por Misi; Silva (1996) em cinco unidades informais, que são da base para o topo C, B, B1, A e A1 (Fig. 16).

- A unidade C é caracterizada por dolomitos argilosos de coloração vermelha, depositada acima da Formação Bebedouro e aflorando a leste da Bacia de Irecê. Podendo apresentar ou não laminações microbiais, estromatólitos e gretas de ressecamento, evidenciando a exposição subárea do carbonato, notadamente na base da unidade..

- A unidade B é composta por calcários laminados cinza-claros com gradação para camadas dolomíticas. Existe uma sucessão rítmica de camadas centimétricas de calcários ou dolomitos e folhelhos. Essa unidade é interpretada como registro de uma sedimentação

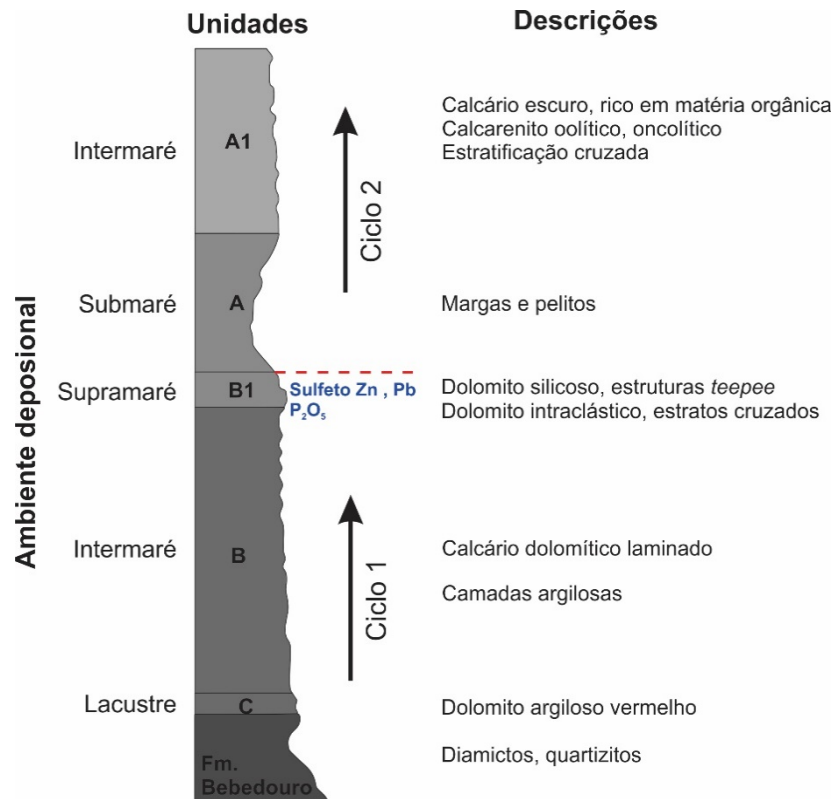
relativamente profunda na base, com evidências de que, para o topo, há uma tendência regressiva.

- A unidade B1 é representada por camadas dolomíticas com nódulos e lentes de sílica e de calcita, com ocorrência de estruturas sedimentares em tepes. Apresentam estromatólitos colunares de 150m de espessura associados a dolomitos. A ocorrência de corpos lentilulares de calcários pretos de espessuras métricas, ricos em matéria orgânica e parcialmente dolomitizados, sugerem um ambiente de formação transional de clima árido com exposição subárea em um contexto de planície de maré..

- A unidade A é constituída de siltitos, argilitos calcíticos e margas de coloração cinza-escuro, podendo apresentar coloração cinza-claros ou avermelhados. Podem ocorrer também agregados de cristais cúbicos de pirita. Estes litotipos estão expostos na borda oeste da bacia e exibem pronunciada laminação, com espessura variando de poucos metros até 100 m. Em relação ao demais unidades, a deposição desta unidade parece ter ocorrido em ambiente marinho profundo.

- A unidade A1 é composta por calcários oolíticos e pisolíticos, ricos em matéria orgânica. Estratificação cruzada, marcas de onda e níveis ricos em intraclastos são comuns e estruturas indicativas de ambiente agitado.

Figura 16 - Unidades informais propostas por Misi; Silva (1996) para Formação Salitre (Bacia de Irecê).



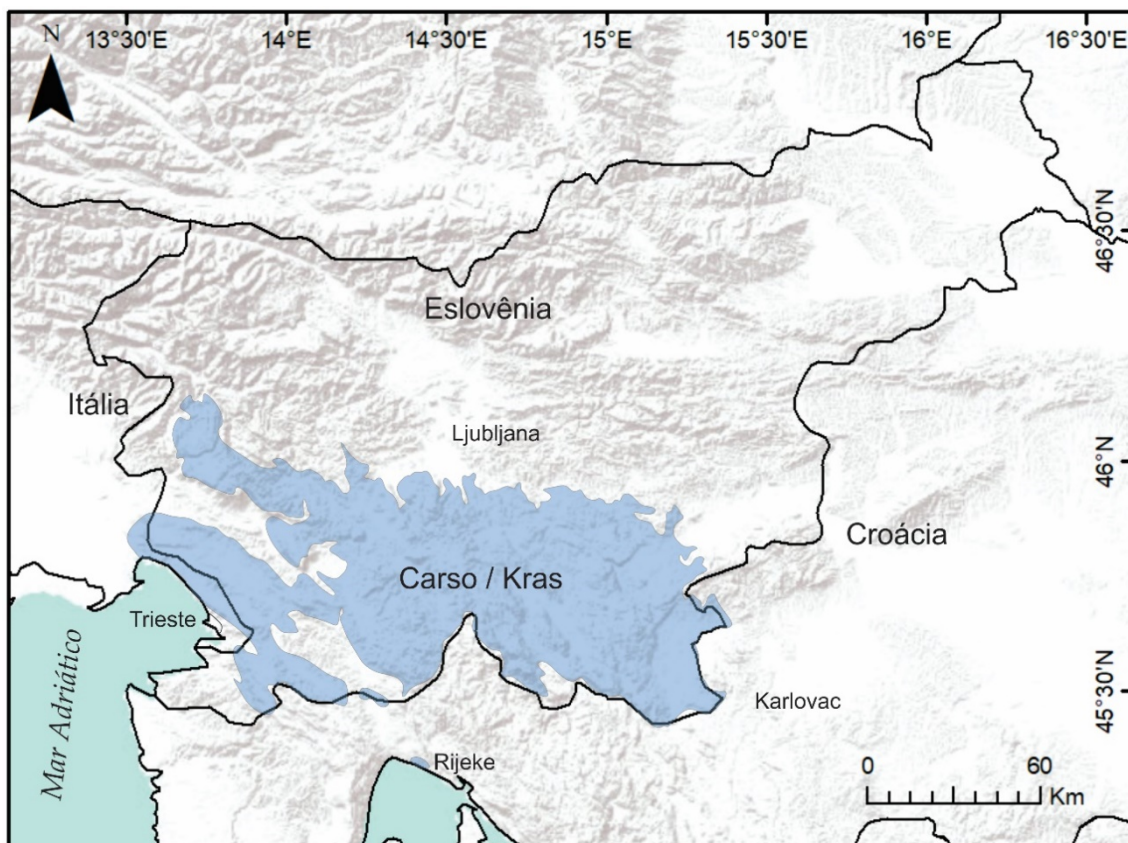
Fonte: Misi; Silva (1996).

3 CARSTE

3.1 Introdução

Segundo De Waele *et. al.* (2009), o termo carste (Karst) é a forma germânica derivada dos termos “Carso” e “Kras” para descrever a morfologia regional de formações carbonáticas em uma região geográfica entre as regiões de Trieste, na Itália, Ljubljana, na Eslovênia e Rijeka, na Croácia (Fig. 17). Esta região é caracterizada por terrenos irregulares com rios subterrâneos, cavernas dominada por depressões com paredões rochosos consideradas como o “Carste Clássico” (KLIMCHOUK, 2015).

Figura 17 - Em azul região de origem dos termos "Carso" e "Kras" para as rochas carbonáticas.



Fonte: Modificado de Mihevc *et. al.*, 2016.

A primeira obra científica sobre estas formas de relevo em carbonatos foi publicada por Jovan Cvijic no ano de 1893 com sua tese “Das Karstphänomen”, na faculdade de geologia e geografia de Viena (HARDT *et. al.*, 2010). Atualmente a designação carste

possui sentido mais amplo, abrangendo todos os aspectos morfológicos provenientes de processos de dissolução encontrados na topografia característica das rochas calcárias ou dolomíticas, tais como, quartzitos, arenitos, evaporitos (DE WAELE *et. al.*, 2009).

As regiões cársticas, em afloramentos carbonáticos, recobrem cerca de 14% da superfície terrestre, distribuídas por Europa, Américas do Norte e do Sul, meio leste e central da Ásia, e os poços em aquíferos cársticos suprem 15% da população mundial sendo, em algumas regiões, o único recurso de água disponível (PARISE *et. al.*, 2018). No Brasil, um pouco mais de 2% do território nacional é recoberto por regiões cársticas carbonáticas (Fig. 18), tendo maior concentração na porção leste do Brasil, principalmente nos estados da Bahia, Minas Gerais e Goiás (AULER, 2002).

Figura 18 - Áreas de ocorrência de carste carbonático no Brasil.

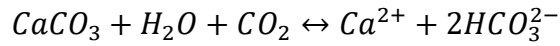


Fonte: Modificado de ICMBio 2018.

3.2 Desenvolvimento do Carste

As regiões cársticas em carbonatos são resultado de interação água-rocha, este processo é dependente da solubilidade da litologia envolvida. As rochas carbonáticas são naturalmente pouco solúveis e têm sua solubilidade aumentada na presença de água ácida, sendo o caso da água da chuva que absorve o dióxido de carbono (CO_2) presente na atmosfera

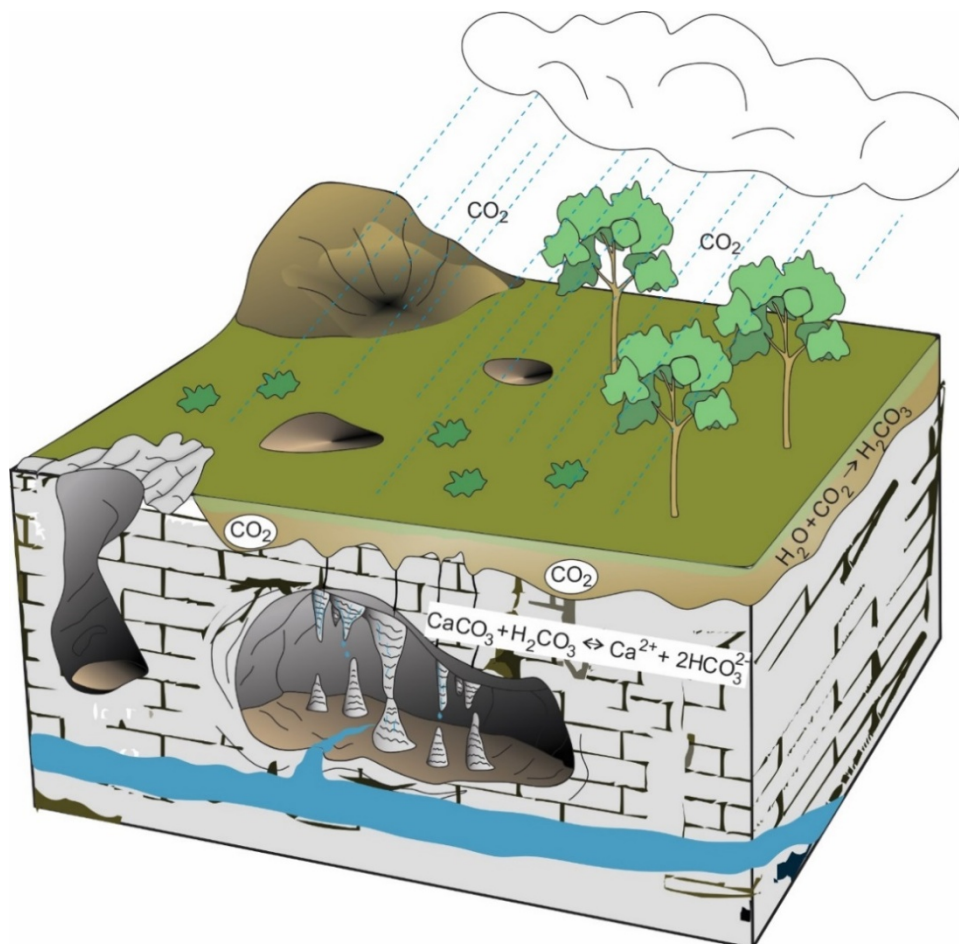
e na matéria orgânica associado a raízes de plantas e aos húmus (Fig. 19), e se torna ácida (H_2CO_3). Este processo é sintetizado pela equação (HARTMANN *et. al.*, 2014):



(1)

Outros tipos de fluidos oriundos do próprio maciço rochoso, como soluções minerais ou a partir da dissolução provocada por soluções hidrotermais ácidas ricas em H_2S , também podem atuar na dissolução da rocha. As discontinuidades estruturais, tais como, planos de acamamento sedimentar, laminações composicionais, veios minerais, fraturas e falhas de origem tectônica facilitam a percolação de fluido através da rocha.

Figura 19 - Representação do processo de carstificação de uma rocha carbonática a partir do aumento da concentração de CO_2 em dissolução na água meteórica.

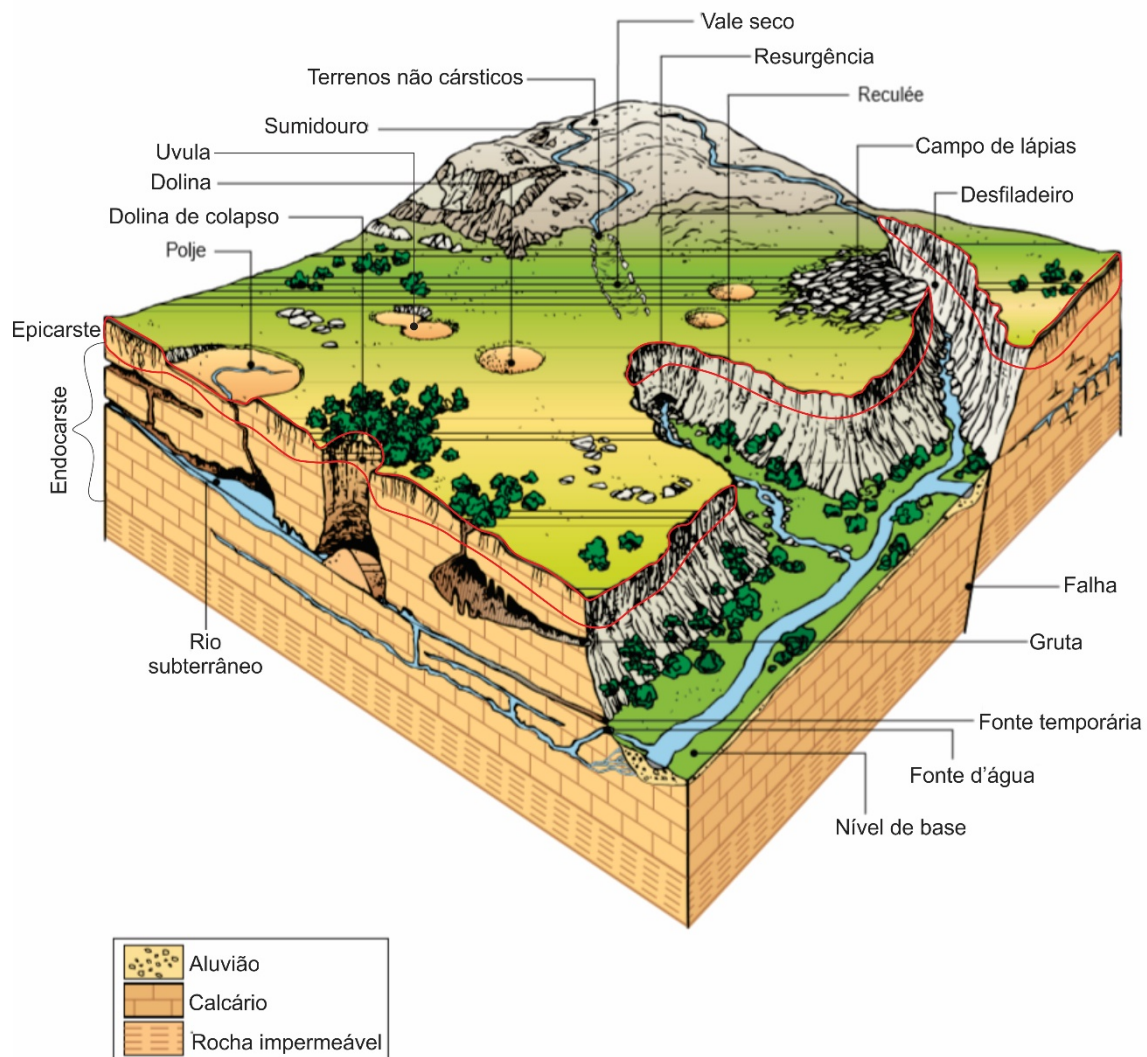


Fonte: Modificada de Karmann (2001).

3.3 Aspectos geomorfológicos do Carste

Como visto anteriormente, um sistema cárstico típico é caracterizado por dissolução química das rochas, pela percolação de fluido meteórico, que leva ao aparecimento de uma série de feições cársticas. Segundo Goldscheider *et. al.* (2007), a geomorfologia cárstica pode ser classificada em três domínios (Fig. 20): exocarste, a epicarste e a endocarste.

Figura 20 - Geomorfologia cárstica e seus componentes.

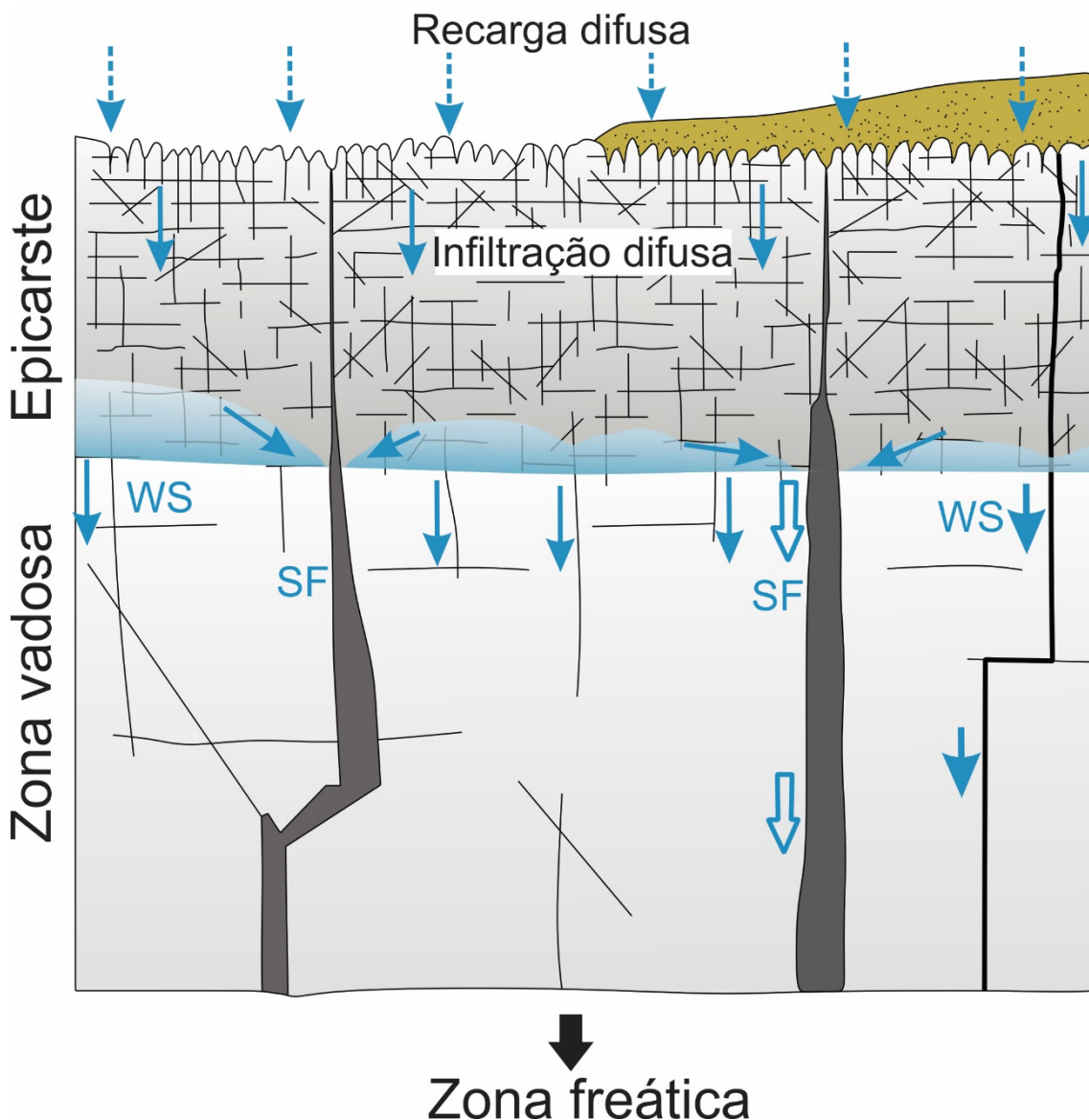


Fonte: Modificado de Bakalowicz (1999).

- O exocarste é uma expressão em superfície do desenvolvimento do epicarste tendo como formas típicas as dolinas, sumidouros, rios subterrâneos, maciços rochosos, poljes, lapias e uvulas (PILÓ, 2000).

- O epikarst, também conhecido como zona subcutânea (Williams, 2008), constitui a porção superior da rocha subjacente altamente intemperizada, coberta por solo ou não, com até 10 metros de espessura. Nesta zona, a porosidade e a permeabilidade são mais altas próximo à superfície do que em profundidade, o que pode propiciar a retenção de água meteórica em sua base, influenciando a circulação hídrica interna (Fig. 21).

Figura 21 - Diagrama ilustrando as feições do epicarste e suas relações com a zona vadosa. SF = Shaft vertical, WF = Fluxo vadoso, WV = Infiltração vadosa.



Fonte: Modificado de Klimchouk (2004).

- O endocarste é o domínio que compreende a zona vadosa e a zona freática, inclui o conjunto dos vazios subterrâneos (preenchidos ou não por água), presença de condutos

horizontais, controlados pelos planos de acamamento, e feições erosionais de dissolução (cavernas, shafts verticais, etc).

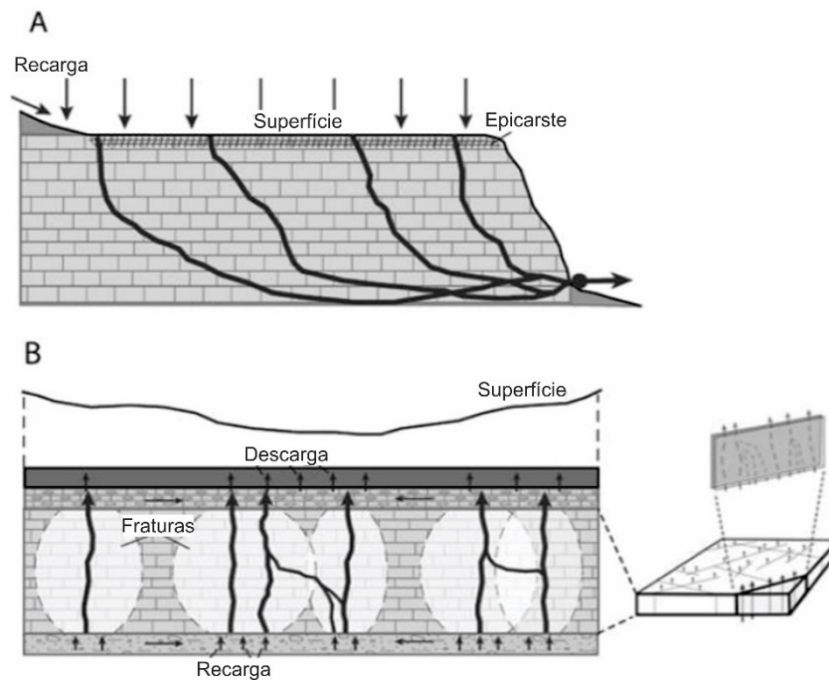
Aspectos espeleogenéticos

Palmer (1991) classificou as cavernas em dois tipos principais: epigênica e hipogênica (Fig. 22).

1) Caverna epigênica: é o tipo mais comum e resulta dos processos cársticos em superfície devido à ação da água meteórica. Para a dissolução das rochas carbonáticas é necessário um fluido ácido, sendo neste caso o principal fluido epigênico o ácido carbônico (CO₂) proveniente da atmosfera e do solo. As cavernas epigênicas podem ser formadas em sistemas cársticos continental ou marinho costeiro (ESTEBAN, 1991; MYLROIE; CAREW, 1995; PALMER, 1995). Cerca de 90% das cavernas encontradas no mundo são de origem epigênica.

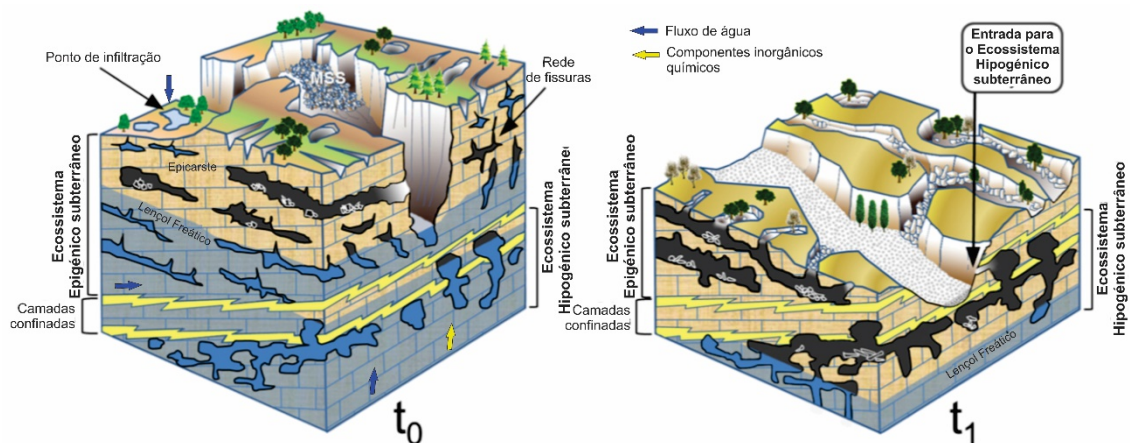
2) Caverna hipogênica: é resultado da circulação de fluidos subterrâneos hidrotermais que, por meio de células de convecção, ascendem e dissolvem as camadas carbonáticas, ou seja, esse tipo de caverna não tem relação alguma com o fluxo que percola em superfície (FORD; WILLIAMS, 1989; PALMER, 1991; HILL, 2000). Os principais fluidos hipogênicos são o ácido sulfúrico (H₂S) e sulfetos de ferro que oxidam com a umidade ou com água rica em oxigênio e acabam formando o ácido sulfúrico. Apesar disso, depois que uma caverna hipogênica se forma, ela pode ser submetida ao mesmo histórico de soterramento que uma caverna epigênica (PALMER, 1991; SENDRA *et. al.*, 2014) (Fig. 23). As cavernas hipogênicas são menos comum e correspondem a apenas 10% das cavernas conhecidas.

Figura 22 - Formação de um carste epigênico (A) e carste hipogênico (B). A principal diferença é a origem do fluido que favorece o processo de dissolução.



Fonte: Klimchouck; Ford (2009).

Figura 23 - Fases de desenvolvimento de um sistema epigênico e hipogênico. Na imagem t_0 corresponde à fase ativa e t_1 à fase inativa com a conexão entre os sistemas Epigenéticos e Hipogênicos.

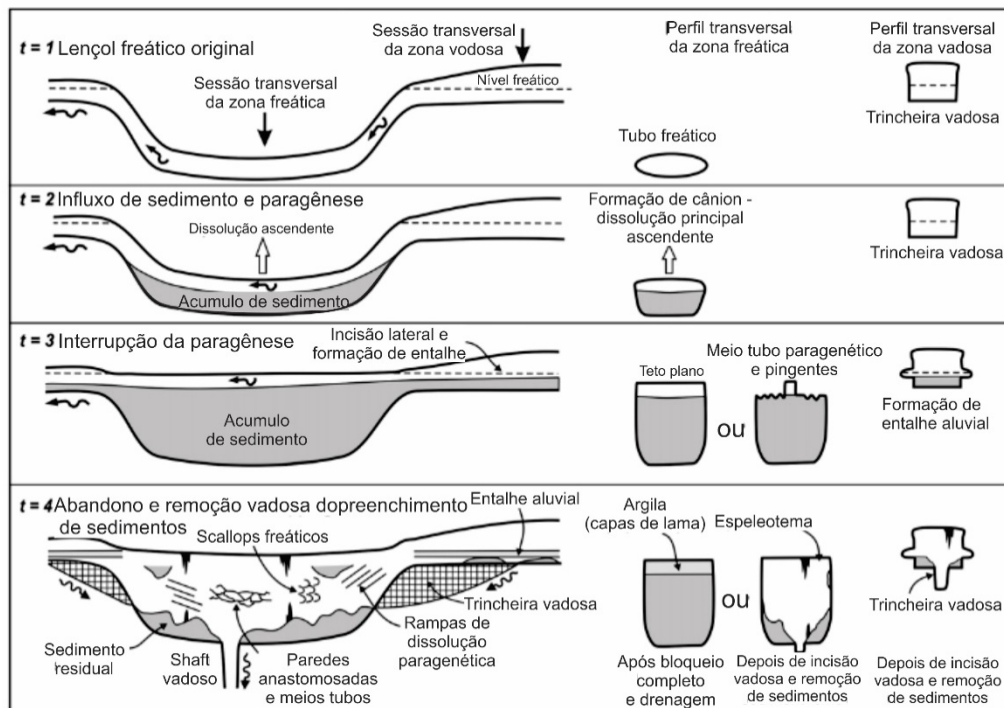


Fonte: Modificado de Sendra *et al.*, 2014.

Um outro termo utilizado para caracterizar a espeleogenese de uma caverna ou conduto é o processo de paragênese (Fig. 24). Pasini (2009) descreve esse processo como uma progressiva acumulação de sedimento pelo fluxo lento de uma passagem freática, que impermeabiliza a base deste conduto fazendo com que a evolução deste conduto ocorra de

forma ascendente. Em outras palavras, a erosão afetará apenas o teto e, às vezes, as partes superiores das paredes deste conduto. O desenvolvimento paragenético cessará quando o teto do conduto se torne tangente ao nível freático.

Figura 24 - Evolução de galerias paragenéticas e entalhes aluviais em situações freáticas e vadosas (elevação e seções transversais) sob condições de alto fluxo de sedimentos e seguintes



Fonte: Farrant; Smart (2011).

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA, MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Light detection and ranging (LIDAR)

4.1.1 Fundamentação teórica

O LiDAR é a tecnologia empregada na aquisição de dados de sensoriamento remoto de alta resolução, em várias escalas, sendo amplamente utilizada para a elaboração de modelos virtuais (GLENNIE *et al.*, 2013). Os sistemas LiDAR permitem a aquisição automática de informações espaciais a partir do equipamento Laser Scanner (Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation). Este equipamento utiliza um sistema óptico-mecânico composto por direcionador e um emissor de baixa energia e baixa divergência; além de receptores sensíveis para medir a posição no espaço e as propriedades de um objeto (VERDEYEN, 1995).

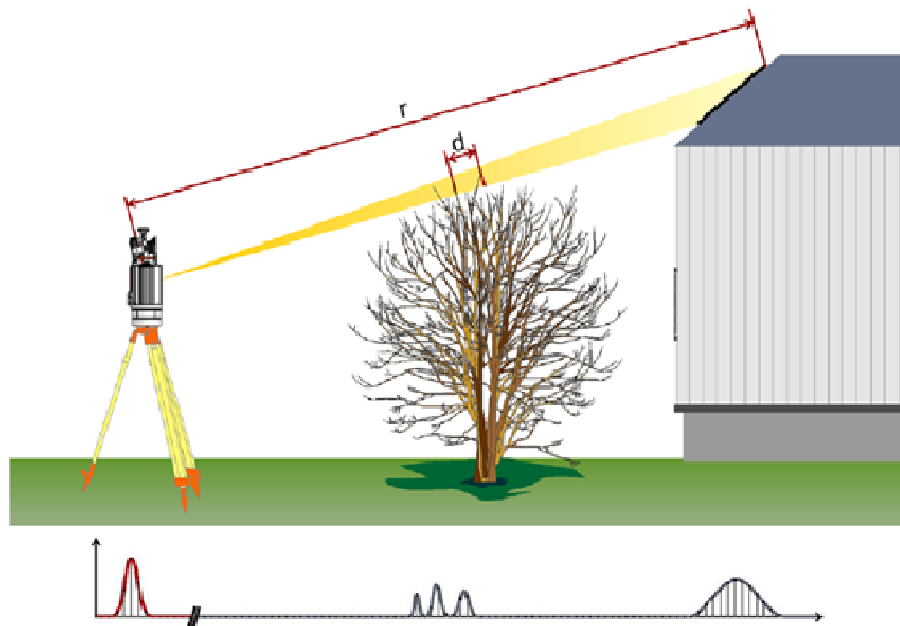
Atualmente, existem quatro tipos de Laser Scanners: (a) terrestre ou estacionário (Terrestrial Laser Scanning - TLS); (b) aerotransportado (Airborne Laser Scanning - ALS); (c) móvel (Mobile Laser Scanning – MLS) podendo sê-lo em veículos, barco ou RPA (Remotely-Piloted Aircraft), um tipo de VANT (Veículo Aéreo Não Tripulado); (d) manual, como exemplo o modelo ZEB1 handheld Laser Scanner (TELLING *et al.*, 2017). O que difere, basicamente, entre estacionário e móvel é a existência de um sistema inercial que corrige a posição espacial do equipamento em tempo de envio do pulso do laser e recebimento do mesmo. O princípio de medição de aquisição dos pontos se baseia em duas categorias: Time of Flight ou Tempo de percurso e Phase Based ou Comparação da Fase (CHENG *et al.*, 2018).

A metodologia de aquisição com o Laser Scanner se baseia na coleta de dados a partir das estações ou posição do scanner, correspondentes as posições ocupadas pelo equipamento durante o levantamento (BUCKLEY, 2008). Em cada estação de coleta ocorre o processo denominado de “cena”, em que é realizado o processo automático de varredura do objeto de estudo. Em cada varredura o alvo é escaneado total ou parcialmente, obtendo medidas individuais dos pontos com coordenadas 3D (x, y, z). O número de estações de medidas é um fator dependente da resolução desejada, da forma e do tamanho do objeto. Por isso, o imageamento deve ser planejado de modo a cobrir de forma homogênea a superfície do alvo. Objetos não planos ou angulares requerem maior concentração de estações de medidas,

de maneira a cobrir a área em diversos ângulos, eliminando ou reduzindo assim ausência de pontos (oclusões). Essa prática confere maior densidade de pontos, possibilitando maior resolução ao estudo.

O princípio de aquisição de dados LiDAR consiste na emissão e recepção de um pulso de laser direcionado ao objeto a ser modelado. O pulso ao atingir a primeira superfície tem parte da energia refletida na direção do equipamento, sendo captado pelo sensor e registrado. Nos equipamentos mais modernos, o pulso emitido pode refletir em uma ou mais superfícies, causando mais de um retorno, tecnologia Full-Waveform (Fig. 25). Desse modo, durante a aquisição, cada pulso do Laser Scanner é associado a uma coordenada dentro do sistema de coordenadas configurada no equipamento, resultando no posicionamento do ponto de reflexão dentro desse sistema ou associado a um ponto de referência na área de estudo (MÔNICO, 2000). Os parâmetros de aquisição registrados correspondem a atitude do laser, o tempo entre emissão e recepção e a intensidade da energia refletida (ANGELOPOULOU; WRIGHT JR, 1999; WUTKE; CENTENO, 2007). Além disso, outros parâmetros podem ser quantificados como a distância ao equipamento ao objeto, ângulo (α), inclinação e rotação da visada (Θ) (Fig. 26) (SCAIONI, 2005; MÔNICO, 2000).

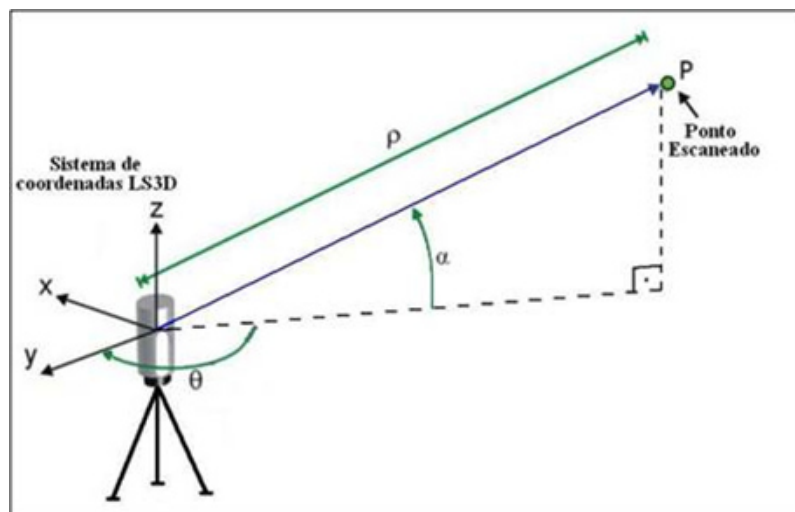
Figura 25 - Ilustração da emissão de um pulso laser pelo equipamento. Na parte inferior, o diagrama correspondente do pulso do Laser Scanner para equipamentos do tipo Full Waveform.



Fonte: Modificado de Verdeyen, 1995

Durante a etapa de aquisição, o processo de georreferenciamento é realizado de acordo com o princípio da Rede de Controle ou Estrutura de Controle. Este procedimento atribui todos as cenas adquiridas a um mesmo sistema de coordenadas de referência arbitrário ou geodésico. O controle topográfico é fator crucial para o georreferenciamento e fundamental para o controle de qualidade das informações obtidas (Shan & Toth, 2018). Para garantir o controle espacial, a precisão e a acurácia do levantamento LiDAR recomenda-se a implantação de uma Rede de Pontos de Apoio Topográficos (RPAT). Os Pontos de Apoio consistem em pontos planimétricos, altimétricos ou planialtimétricos, convenientemente distribuídos durante o levantamento topográfico, a fim de promover a representação da área levantada e da posição exata das estações do Laser Scanner. Os pontos da RPAT são geralmente materializados por chapas de metal, piquetes de metal, tinta óleo e marcadores de quadro branco.

Figura 26 - Esquema genérico de posicionamento no espaço de um ponto imageado pelo Laser Scanner Terrestre.



Fonte: Modificado de Xu *et. al.* (2019)

Na etapa de processamento de dados, a nuvem de pontos registradas individualmente, a partir de cada varredura, são consolidadas em uma nuvem única. Este procedimento denominado “registro de nuvens de pontos” (BAE; LICHTI, 2007) é considerado importante para a construção de modelos digitais (ELKHRACHY; NIEMEIER, 2006). Para tanto, o procedimento de roto-translação do eixo dos sistemas de coordenadas das nuvens de pontos é empregado para garantir a correta sobreposição das nuvens de pontos (SCAIONI, 2005). Este geralmente é realizado a partir da análise de pontos de controle inseridos durante a aquisição ou a através da identificação de feições marcantes selecionadas.

A análise da nuvem de pontos consolidada permite obter informações digitais importantes a respeito dos parâmetros geométricos e espaciais do objeto de estudo. Estas podem ser obtidas a partir de medições métricas, seções e plano (Mohammed Oludare & Pradhan, 2016). A acurácia, a precisão e a densidade dessas medidas conferem as aquisições LiDAR um papel importante na construção de modelos de afloramentos digitais (MCCAFFREY *et al.*, 2005). Desse modo, esta tecnologia se mostra valiosa em estudos multidisciplinares (BELLIAN *et al.*, 2005), podendo os dados serem utilizados tanto na etapa de aquisição, como de processamento e interpretação de dados. Além disso, a correlação dos dados com demais métodos geofísicos permite a análise do volume 3D da nuvem de pontos, possibilitando o melhor entendimento dos fatores, como: geometria, inclinação e profundidade dos condutos (MOHAMMED OLUDARE; PRADHAN, 2016), os quais que podem influenciar na variação lateral de dados geofísicos.

Esta pesquisa utilizou o princípio da Rede de Controle ou Estrutura de Controle, que consiste em materializar um conjunto de pontos com coordenadas conhecidas dentro de um sistema de referência arbitrário ou geodésico. Cada cena, individual e isoladamente, é registrada em relação à rede. Quando a rede de controle é um sistema de coordenadas geodésico, o imageamento é georreferenciado. Uma "Rede" pode ser materializada por piquetes ou marcos com suporte de outros equipamentos como GPS ou Estação Total.

O processo de georreferenciamento é distinto do registro, ou seja, o registro consolida todos os imageamentos a um mesmo sistema de coordenadas, que pode ou não ser um sistema internacional.

Para o planejamento da aquisição geofísica (GPR e eletrorresistividade) é recomendado utilizar a metodologia do LIDAR, com o objetivo de localizar espacialmente os perfis de maneira correta, podendo assim imagear os alvos de forma a contemplar o contraste entre as rochas adjacentes e as cavernas.

4.1.2 Aquisição de LIDAR

Para esta pesquisa, nas aquisições com Laser Scanner, foi utilizado o sistema de varredura laser VZ-1000, fabricado pela RIEGL (www.riegl.com/). Consiste do equipamento para varredura laser e respectivos acessórios (baterias, cabos, adaptadores, tripé, etc.) da estação de trabalho e do software de processamento Riscan-Pro, versão 2.3.2 (Fig. 27).

Figura 27 - Prisma topográfico fixado sobre o Laser Scanner.



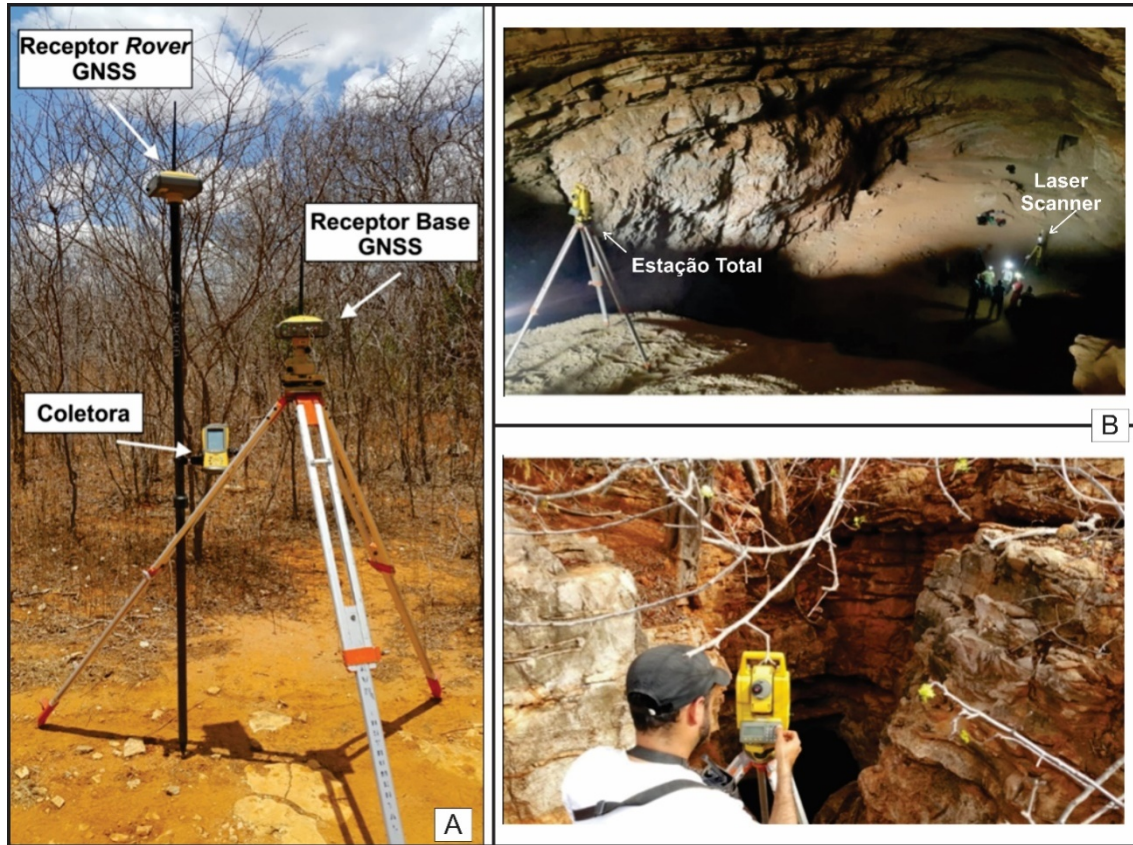
Fonte: Autor

A configuração e controle do equipamento são realizados por interface no próprio equipamento. O sistema Laser Scanner e as licenças de uso do software pertencem ao Laboratório de Análises Estratigráficas do Departamento de Geologia da UFRN.

Na obtenção das coordenadas do Laser Scanner foi utilizado um conjunto topográfico constituído por um sistema GPS geodésico, com RTK - Real Time Kinematic, de fabricação Topcon Positioning Systems Inc. (<https://www.topconpositioning.com>), modelo Hiper Lite +, e uma estação do mesmo fabricante, modelo CTS-3007 (Fig. 28).

A operação do Laser Scanner equipamento seguiu as recomendações do fabricante constantes na documentação do mesmo. Seguindo estas recomendações, a aquisição, visando ao registro das nuvens de pontos, utilizou o método da Rede de controle.

Figura 28 – A - Receptores dupla frequência (Base e Rover) e coletor de dados FC-100 do GNSS Geodésico Hiper Lite Plus da marca TOPCON. B - Levantamento planialtimétrico utilizando a Estação Total Topcon CTS 3007.



Fonte: Autor

A definição dos nós da Rede de controle teve como diretriz Estações do Scanner que exigissem o menor número de Estações com as menores oclusões. As Estações de aquisição foram localizadas nos nós da Rede, ficando o ajuste fino por sobreposição de nuvens. Para a correta obtenção das coordenadas das posições do Scanner foi, inicialmente, implantado um marco geodésico na área das aquisições, utilizando o sistema GPS geodésico. Uma coordenada inicial na entrada da caverna foi calculada através do sistema RTK e transferida para a estação total, que materializou os nós da Rede de controle. Observando as melhores técnicas de topografia, a estação total foi deslocada no interior das cavernas atendendo à localização dos nós da Rede de controle.

Para a correta obtenção das coordenadas da posição do Scanner, por parte da estação total, foi fixado no equipamento, através de acessório fornecido e certificado pelo fabricante do equipamento, um prisma topográfico (Fig. 28B).

Foram realizadas aquisições no interior e sobre as cavernas Toca da Boa Vista e Furna Feia. As superfícies de aquisição foram indicadas pelos pesquisadores, como também a malha de pontos, em média 2 cm. As oclusões foram minimizadas, mas observando o custo/benefício em termos de horas trabalhadas, o risco com o equipamento e da equipe de campo.

A qualidade do dado adquirido foi verificada no campo e, ao final de cada jornada de trabalho, nenhum retrabalho foi necessário. A Tabela 1, a seguir, apresenta um resumo das aquisições.

Tabela 1 - Resumo da aquisição com LIDAR.

Áreas de estudo	Número de Estações	Número de Pontos	Armazenamento (GB)
Toca da Boa Vista	13	263.735.821	3.32
Toca da Barriguda	9	176.626.316	2.24
Furna Feia	13	198.341.534	12.3

Fonte: Autor

4.1.3 Processamento LIDAR

O processamento utilizou o software Riscan-Pro, versão 2.3.2, utilizando o fluxo a seguir listado, que é recomendação do fabricante do equipamento e desenvolvedor do Riscan Pro. As licenças de uso pertencem ao Laboratório de Análises Estratigráficas do Departamento de Geologia da UFRN.

A estação de trabalho de fabricação Dell modelo Precision M2800, processador I7-4810MQ, 8 MB de RAM, 1 TB de armazenamento em disco rígido. O equipamento apresentou rendimento satisfatório para as tarefas realizadas neste projeto.

O fluxo de processamento utilizado, listado a seguir, teve como base as recomendações do manual do software, com alterações decorrentes da experiência dos pesquisadores com trabalhos anteriores.

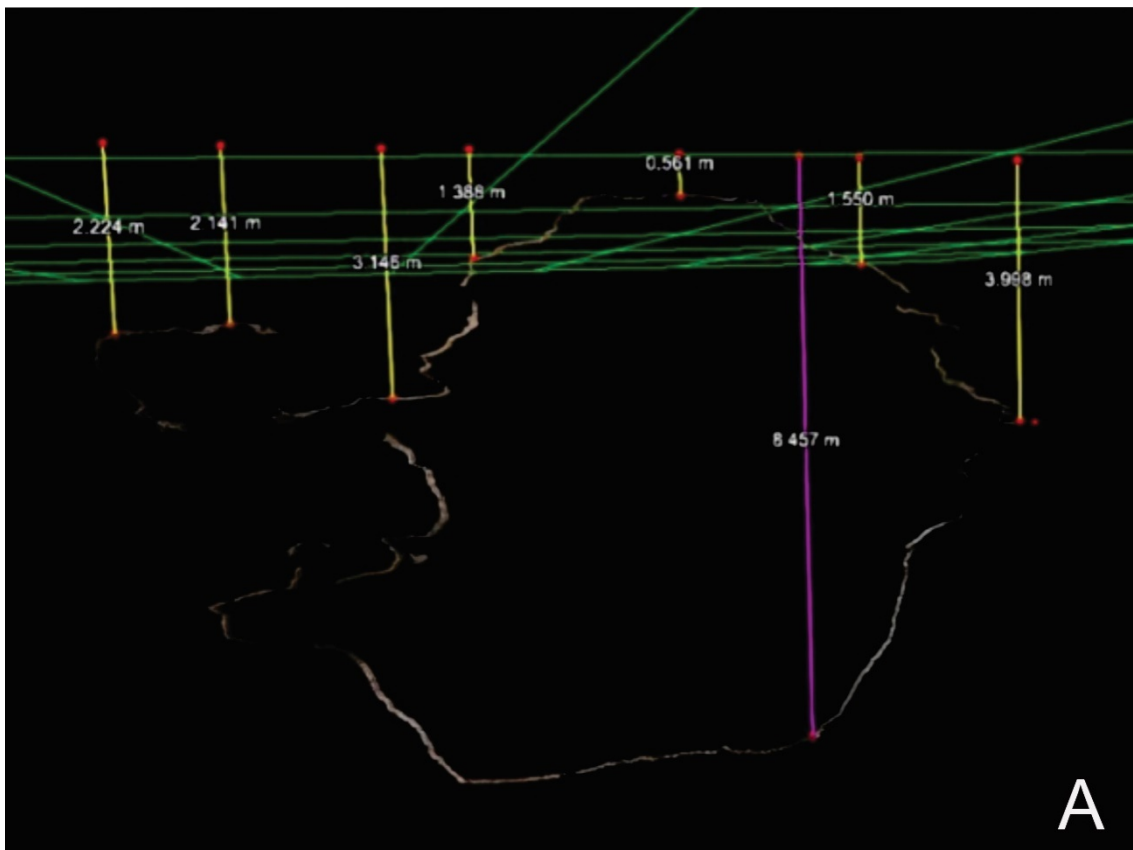
- Download dos dados do Laser Scanner para a estação de trabalho;
- Criação do projeto dentro do Riscan-Pro;

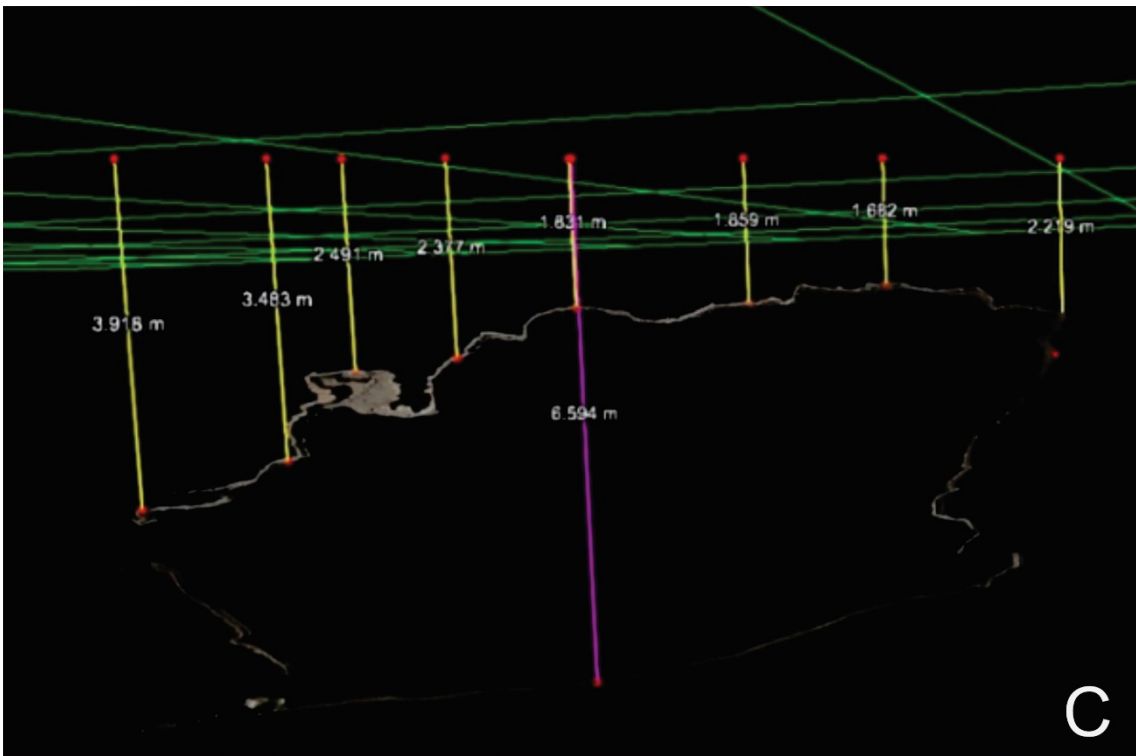
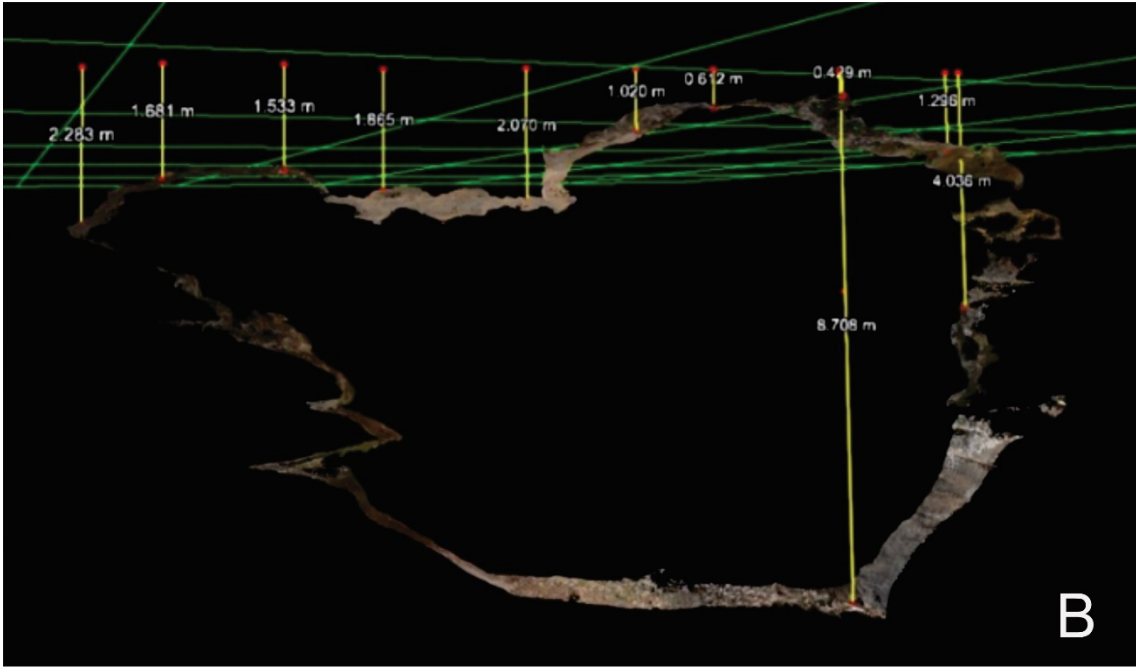
Para cada posição do Laser Scanner:

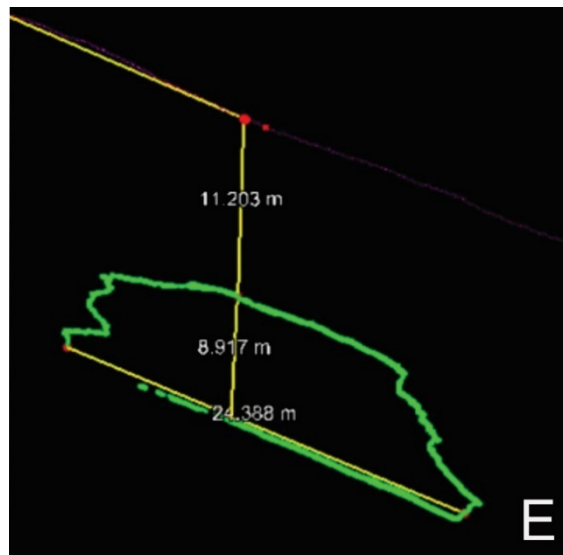
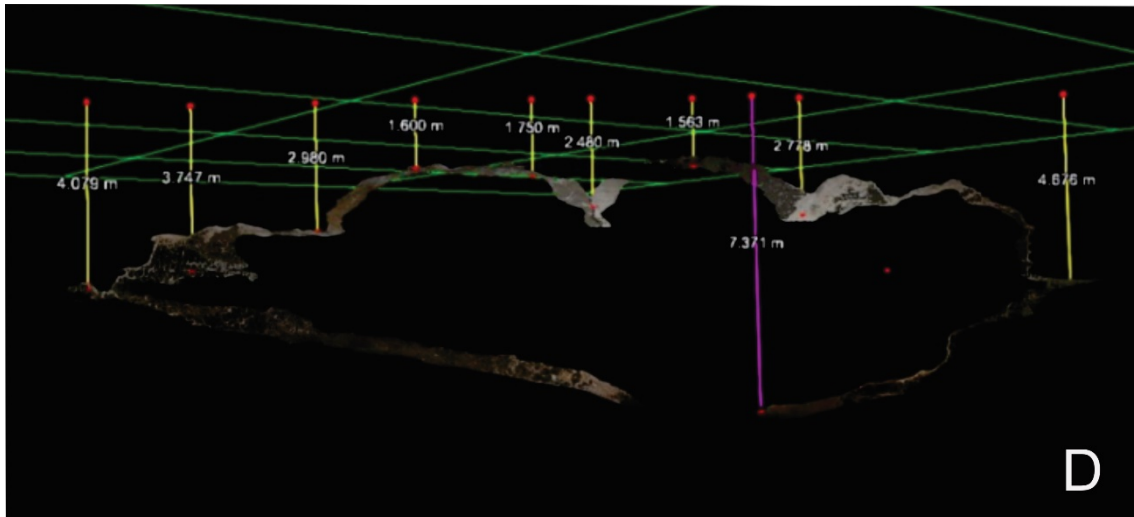
- Importação das coordenadas da posição do Laser Scanner;
- Registro das coordenadas nas posições do Laser Scanner;
- Operação de Rotação e ajuste das nuvens de pontos;
- Criação de polígonos com erros menor que o requisitado, no caso, um desvio padrão inferior a 0,03 m;
- Operação de Registro;
- Retirada de pontos desnecessários;
- Produção e exportação de seções;
- Produção de imagens;
- Obtenção de parametrização; e
- Exportação do modelo computacional 3D estático.

Com o resultado foi realizado um corte na nuvem de pontos do Laser Scanner onde os perfis geofísicos cortam essa nuvem de pontos, a fim de se obter parâmetros geométricos da caverna (Fig. 29) e interpretar as anomalias obtidas a partir destes parâmetros.

Figura 29 - Comparação entre as diferentes geometrias extraídas de cenas de Laser Scanner para cada perfil geofísico. Furna A) Perfil 1; B) Perfil 2; C) Perfil 3; D) Perfil 4. Toca da Boa Vista E) Perfil 1 e 2.







Fonte: Autor

4.2 Ground penetrating radar (GPR)

4.2.1 Fundamentação teórica

O Ground Penetrating Radar (GPR) ou Georadar é um método eletromagnético que se baseia na propagação de ondas eletromagnéticas (EM) para detectar e identificar feições rasas em subsuperfície. O método relaciona-se à emissão, reflexão, refração, difração e recepção, além do tempo de trânsito e a intensidade da onda EM. O método permite o imageamento, em subsuperfície, de feições geológicas, destacando-se em relação aos demais métodos de investigação geofísicos por apresentar alta resolução (escala centimétrica) e maior facilidade de aquisição de dados. O método GPR torna-se vantajoso quando comparado aos

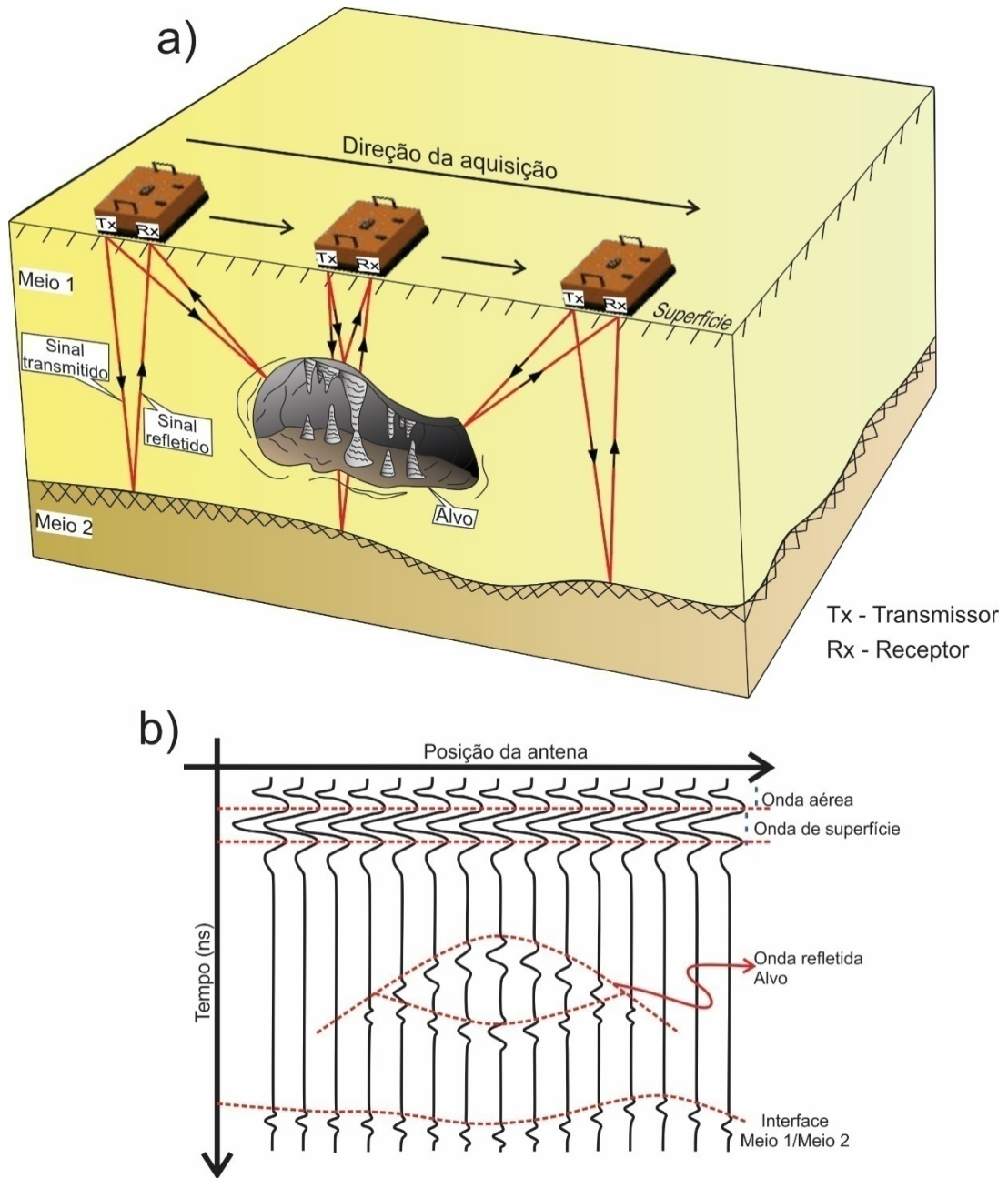
demais, pois além de fornecer a aquisição de um grande volume de dados em um curto período de tempo, exhibe também caráter não invasivo e não destrutivo (JOL, 2008).

O método GPR possui um conjunto de características peculiares no que diz respeito à aquisição dos dados, tais como: as técnicas básicas de levantamento, os componentes do sistema, as frequências das antenas e os arranjos das antenas. A forma de aquisição de dados mais comum ocorre a partir do deslocamento de um sistema de GPR ao longo de um perfil traçado, puxado pela mão do operador ou com auxílio de um veículo. As medições são então realizadas de modo contínuo ou em pontos específicos ao longo do perfil, o qual deve assumir orientação perpendicular em relação ao objeto de estudo. Além disso, a definição do tamanho dos perfis e a profundidade de investigação é estimada de acordo com as dimensões do alvo (ANNAN; COSWAY, 1992).

As técnicas de aquisições com o GPR são Perfis de Reflexão (PR), com afastamento constante ou common offset, Common Mid Point (CMP) ou Wide Angle Reflection and Refraction (WARR) (responsáveis pela sondagem de velocidade) e Transiluminação ou Tomografia. Perfis de Reflexão e CMP são as técnicas mais aplicadas devido à praticidade das aquisições, tempo de realização e custo operacional. Nos Perfis de Reflexão, o afastamento entre a antena transmissora (Tx) e a antena receptora (Rx) permanece constante ao longo do levantamento, adquirindo perfis em intervalos de distância ou em tempos contínuos. Na técnica CMP, o espaçamento das antenas (Tx e Rx) aumenta com o deslocamento das mesmas em sentidos opostos, simetricamente, a partir de um ponto central. Já na WARR, as aquisições são realizadas mantendo a Tx fixa e afastando gradativamente a Rx (REYNOLDS, 2011).

A configuração do equipamento consiste em um sistema composto por: antena Transmissora (Tx), Receptora (Rx), unidade eletrônica, unidade de controle central e um datalogger (DAVIS; ANNAN, 1989). Os levantamentos de GPR usualmente empregam acoplado o equipamento denominado de odômetro, a fim de garantir a calibragem e a precisão das medidas no modo distância. O intervalo de frequência das antenas GPR varia entre 10MHz e 2,6GHz, de acordo com a profundidade almejada e a resolução requerida. Além disso, a aquisição pode ser realizada a partir de duas configurações: modo monoestático, composto pelas antenas Tx e Rx em uma mesma unidade (Fig. 30); e modo biestático, caracterizada por uma antena Tx e uma antena Rx em unidades separadas.

Figura 30 – Esquema de aquisição ilustrativo para um perfil de reflexão com GPR, com antenas no modo monoestático (a). Radargrama resultante mostrando as chegadas das principais frentes de onda do GPR (b).



Fonte: a) Autor e b) Adaptado de Topczewski (2012).

Durante a aquisição de dados GPR, o equipamento registrará um número pré-estabelecido de medidas (número de amostragem) seja em um intervalo de tempo ou de distância. As medidas correspondem a quantidade de energia resultante das interações da onda EM no meio, de modo que a intensidade do sinal seja representada no eixo vertical, a partir de intervalos regulares (tempo de amostragem), sendo denominado de traço. Estes são

registrados durante um tempo de abertura do equipamento, também denominado de janela temporal, e correspondem a profundidade máxima do levantamento (ANNAN, 2001). A representação do conjunto de traços adquiridos ao longo de um perfil (eixo x) dentro uma janela de tempo específica (eixo y) compõem o radargrama.

A análise da forma, continuidade lateral e terminação dos refletores apresentados pelo radargrama possibilitam definir tipos de radarfácies. Estas são caracterizadas por distintos contrastes das propriedades eletromagnéticas do meio e fornecem informações a respeito das feições geológicas de interesse.

4.2.2 Aquisição dos dados GPR

O método GPR foi utilizado nos levantamentos geofísicos realizados no Parque Nacional da Furna Feia (Baraúna/RN) e na Toca da Boa Vista (Lajes dos Negros/BA). O levantamento geofísico teve como objetivo principal mapear cavernas e superfícies cársticas, de modo a demonstrar a aplicabilidade do método GPR, enfatizando suas vantagens e suas desvantagens nesses tipos de superfícies, bem como relatar as dificuldades encontradas durante a aquisição, devido às irregularidades do terreno, relacionadas à morfologia das rochas carstificadas.

O equipamento utilizado para o levantamento 2D foi o SIR-3000 da GSSI Inc., nos modos monoestático e biestático, aplicando as técnicas de Perfil de Reflexão (PR) afastamento comum, com a antena de 200MHz (Fig. 31), e o Common Mid Point (CMP) com a antena de 400MHz (Fig. 32). As medidas foram adquiridas em modo distância com auxílio de um odômetro com espaçamento de 0,02m (para PR) a 0,2m (para CMP). Os perfis 2D foram posicionados perpendicularmente às feições de interesse e apresentam extensões variando entre 35,62 e 275,98m. A janela temporal utilizada varia entre 60, 150 e 200ns com amostragem temporal de 1024 amostras, amostragem espacial de 50 traços por metro e empilhamento vertical de 64scan/s. O total de 579,88m de dados 2D foram adquiridos no Parque Nacional da Furna Feia em cinco perfis, enquanto que a aquisição na Toca da Boa Vista totalizou, 300m.

Figura 31 - Aquisição GPR técnica PR com antena de 200MHz.



Fonte: Autor

Figura 32 - Aquisição CMP com antena de 400 MHz.



Fonte: Autor

Os parâmetros de aquisição adotados nas campanhas de campo das áreas de estudo foram resumidos na Tabela 3.

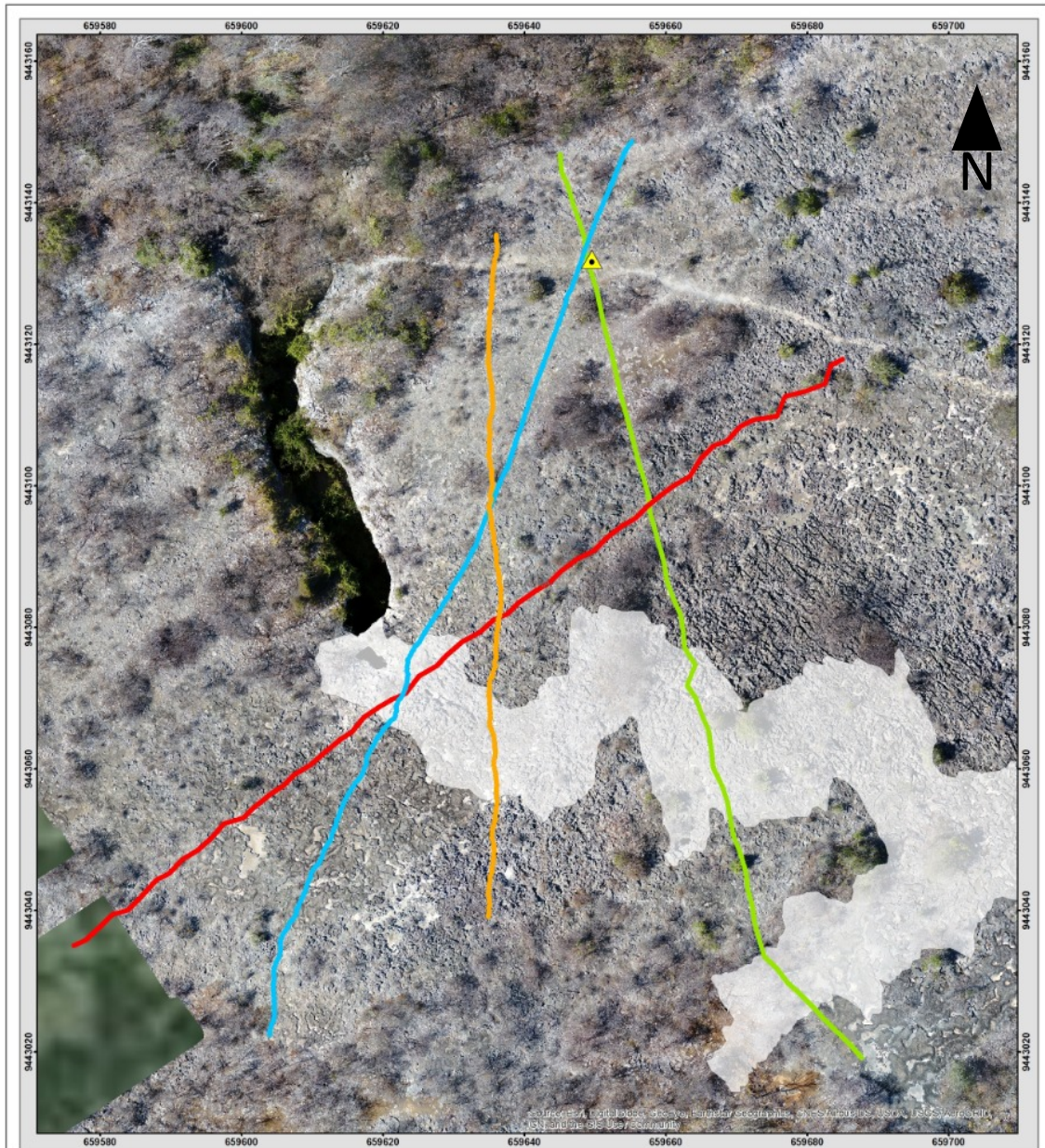
Tabela 2 - Parâmetros de Aquisição de dados GPR na Furna Feia e Toca da Boa Vista.

	Furna Feia/RN	Toca da Boa Vista/BA
Equipamento	GSSI SIR-3000	GSSI SIR-3000
Modo de aquisição	Mono e Biestático	Monoestático
Técnicas de aquisição	Perfil de Reflexão (PR) e <i>Common Mid Point</i> (CMP)	Perfil de Reflexão
Tipo de aquisição	Distância	Distância
Antena	200 e 400MHz	200MHz
Número de Perfis	5	1
Orientação dos Perfis	N-S (Perfil 1) NE-SW (Perfis 2 e 3) NNW-SSE (Perfil 4)	NNW-SSE (Perfil 1)
Direção de aquisição	N-S (Perfis 1,2 e 4) NE-SW (Perfil 3)	SSE-NNW (Perfil 1)
Análise de Velocidade	CMP	Ponto de Controle
Extensão dos perfis	95,42m (Perfil 1) 134,42m (Perfil 2) 138,22m (Perfil 3) 136,82m (Perfil 4) 63,00m (Perfil 5) 12m (CMP)	275,96m (Perfil 1)
Incremento do traço	0,02m (PR) 0,2m (CMP)	0,02m
Amostragem espacial	64 scan/s	64scan/s
Janela temporal	170 a 200ns (PR) 60ns (CMP)	350ns e 200ns
Amostragem temporal	1024	1024
Constante dielétrica de aquisição	5 (PR) 6 (CMP)	5 e 6

Fonte: do autor

A aquisição dos perfis se deu por meio da avaliação prévia da área de estudo com base em mapas e na avaliação da área in situ. Desse modo, os perfis foram distribuídos e reorientados segundo as feições observadas em campo. Os mapas de aquisição (Fig. 33 e 34) mostram o posicionamento dos perfis GPR para cada área de estudo: Furna Feia e Toca da Boa Vista.

Figura 33 - Perfis GPR 2D e a CMP adquiridos (Triângulo amarelo) no Parque Nacional da Furna Feia. Perfil 1- Azul, perfil 2 – Vermelho, perfil 3 – Laranja e perfil 4 – Verde.



Fonte: Autor

Figura 34 - Perfi GPR 2D no Complexo de cavernas Toca da Boa Vista. Perfil 1- Vermelho.



Fonte: Autor

4.2.3 *Processamento GPR*

O processamento de dados envolve um conjunto de técnicas de tratamentos de sinais aplicados aos dados digitalizados, com o objetivo de torná-los adequados à interpretação visual, produzindo seções mais nítidas e com melhor resolução temporal e espacial das camadas em subsuperfície (ANNAN, 2001). O processamento de dados GPR foi realizado através de um fluxo de etapas padrão, a fim de promover a qualidade dessa resposta geofísica, por meio da eliminação de ruídos que acabam dificultando a identificação das feições de interesse; além da aplicação de ganhos para compensar a atenuação da onda

eletromagnética (EM) em subsuperfície, a fim de enfatizar refletores mais profundos, melhorando, assim, a relação sinal/ruído do dado geofísico.

Os perfis GPR adquiridos no Parque Nacional da Furna Feia (Baraúna/RN) e Toca da Boa Vista (Laje dos Negros/BA) foram processados utilizando o software Reflex-Win versão 8.5.4 da Sandmeier Software, licenciado ao Departamento de Geologia/Centro de Ciências Exatas e da Terra da UFRN.

A sequência de processamento aplicada teve como objetivo melhorar a visualização da continuidade lateral das interfaces observadas nos perfis, as quais foram caracterizadas por meio dos contrastes das propriedades eletromagnéticas; caracterizar as terminações de refletores associados às radarfácies distintas e enfatizar zonas de atenuação anômalas, possivelmente relacionadas com a atenuação do sinal EM nas feições geológicas de interesse.

As etapas de processamento básicas aplicadas em todas as seções adquiridas foram respectivamente: correção estática, filtro de remoção do conteúdo de baixa frequência (filtro Dewow), filtro de atenuação do ruído coerente (filtros Background Removal e Suppress Multiples), remoção do ganho do cabeçalho do dado, ganho de compensação do decaimento de energia (ganho Energy Decay), filtro passa-banda de frequência, correção topográfica e conversão tempo-profundidade. A etapa de migração Kirchhoff foi aplicada como etapa complementar nos dados GPR da Furna Feia a fim de aumentar a amplitude das reflexões e, desse modo, ressaltar a sua continuidade lateral em todo o radargrama. Esta etapa não foi aplicada nos demais dados devido à perda de informação geológica.

Para a determinação da velocidade da onda EM no meio foram aplicadas duas técnicas de análise de velocidade, técnica das hipérboles e CMP, e uma metodologia, denominada LIDAR. Embora estas técnicas e metodologia tenham apresentado valores de velocidades muito próximos (Tabela 4), consideramos que os dados obtidos com a CMP e com as hipérboles não atingiram o resultado satisfatório na Furna Feia e nas Tocas. Desse modo, o LIDAR foi escolhido como metodologia para a determinação da velocidade, devido à precisão do método em relação aos demais. Na etapa de processamento dos perfis, tanto da Furna Feia quanto da Toca da Boa Vista, a velocidade foi calculada a partir de um ponto de referência, imageado com o LIDAR, o qual representa o topo da caverna (Fig. 35 e 36). A distância (S) entre o ponto de referência até a superfície (0,56m para a Furna Feia e 11,2m para a Toca da Boa Vista, dados de Laser Scanner) e o tempo duplo (T) correspondente foram inferidos com base na análise dos radargramas, através da identificação dos refletores que representam o topo da caverna (9,6ns para a Furna Feia e 99,49ns para a Toca da Boa Vista).

Com as informações de tempo e de profundidade, a velocidade foi então estimada em 0,116m/ns para a Furna Feia e 0,225m/ns para a Toca da Boa Vista, segundo a equação:

$$V_{carb} = 2S/T,$$

Em que,

V = velocidade da onda no meio carbonático;

S = distância da superfície até o topo da caverna (ponto de referência);

T = tempo duplo de viagem.

Neste caso, por se tratar de tempo duplo, a distância que a onda percorre precisa ser multiplicada por dois, representando seu trajeto de ida e volta.

As constantes dielétricas (K) foram calculadas de acordo com a equação:

$$V = C/\sqrt{K} \therefore K = C^2/V^2$$

Em que,

V = velocidade propagação da onda no meio carbonático;

C = velocidade da luz no vácuo (0,3m/ns);

K = constante dielétrica do meio investigado.

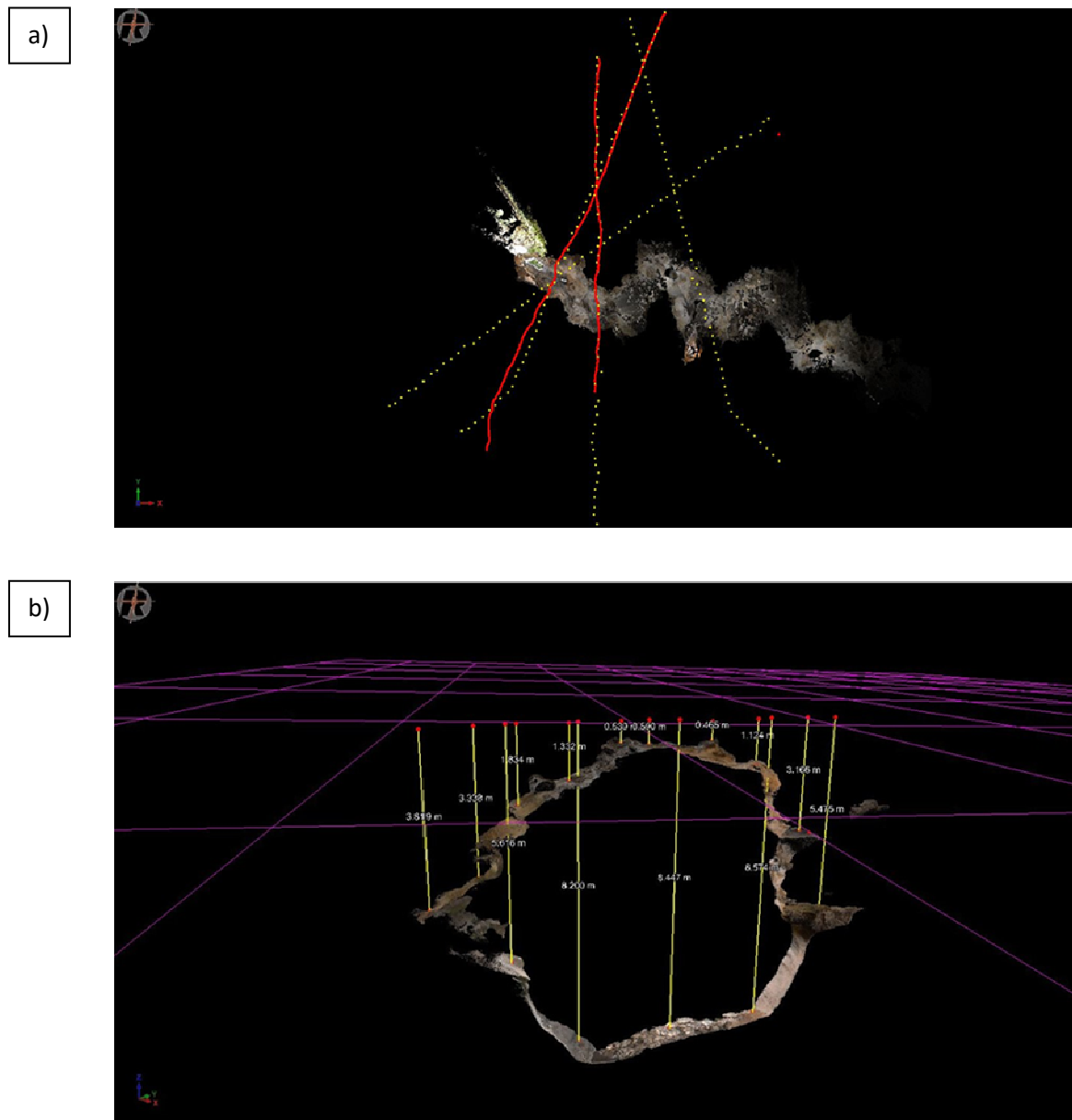
Desta forma, as constantes dielétricas (K) encontradas foram de 6,92 e 1,77, para a Furna Feia e Toca da Boa Vista, respectivamente (Tabela 4).

Tabela 3 - Constantes dielétricas estimadas a partir das velocidades inferidas pelas três técnicas de análise de velocidade, de acordo com (Neal, 2004), da Furna Feia.

Técnica	Velocidade estimada (m/ns)	Constante Dielétrica (K)
Hipérbole	0,125	5,76
CMP	0,126	5,67
LIDAR	0,116	6,92

Fonte: Autor.

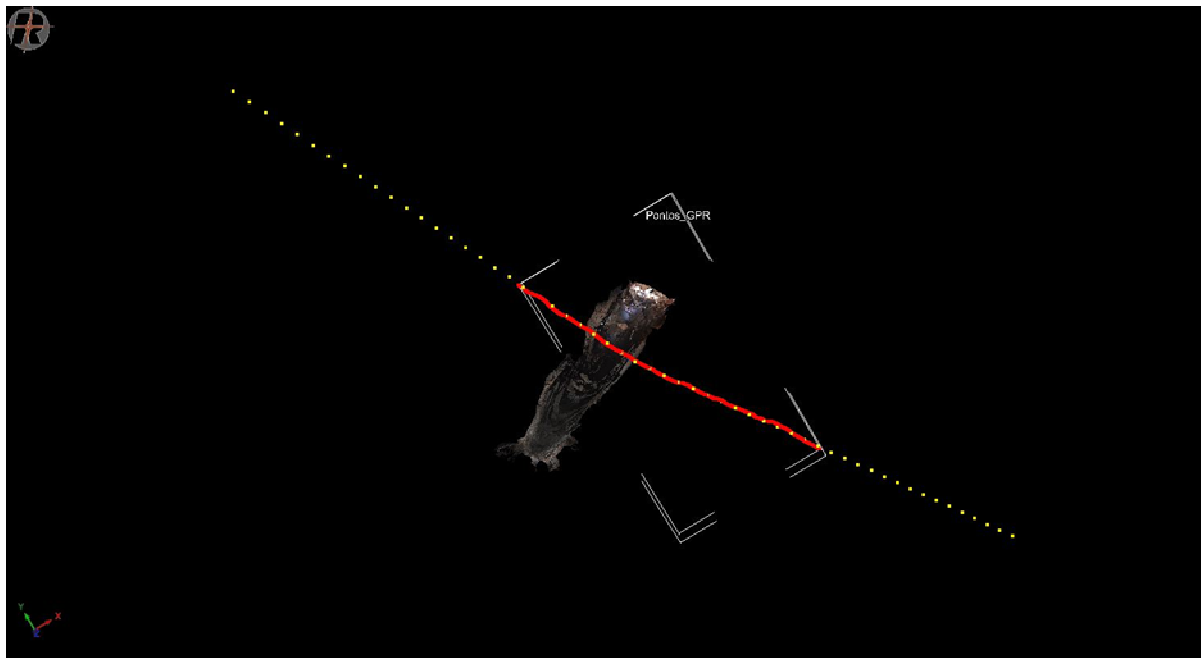
Figura 35 - Cenas de Laser Scanner. a) Visão em planta da aquisição de dados geofísicos realizada na Furna Feia e b) destaque para os pontos de referência adotados em superfície e a sua correlação com os dados do LIDAR.



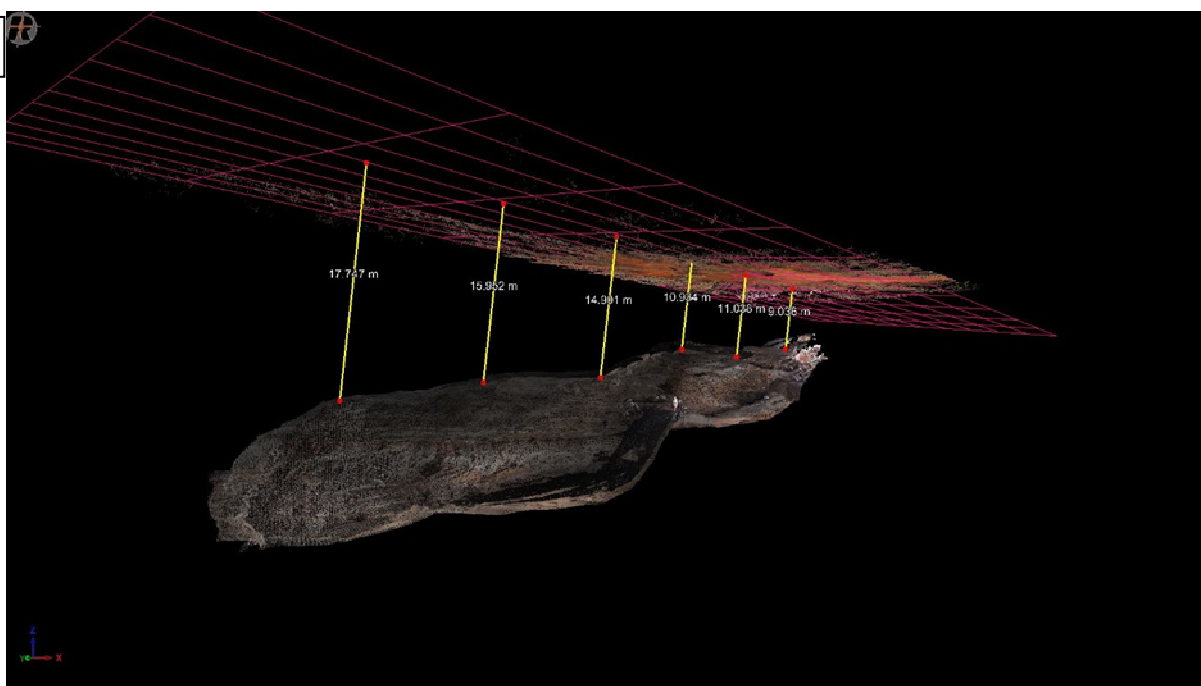
Fonte: Autor

Figura 36 - Cenas de Laser Scanner. a) Visão em planta da aquisição de dados geofísicos realizada na Toca da Boa Vista e b) destaque para os pontos de referência adotados em superfície e a sua correlação com os dados do LIDAR.

a)



b)



Fonte: Autor

4.3 Método de eletrorresistividade

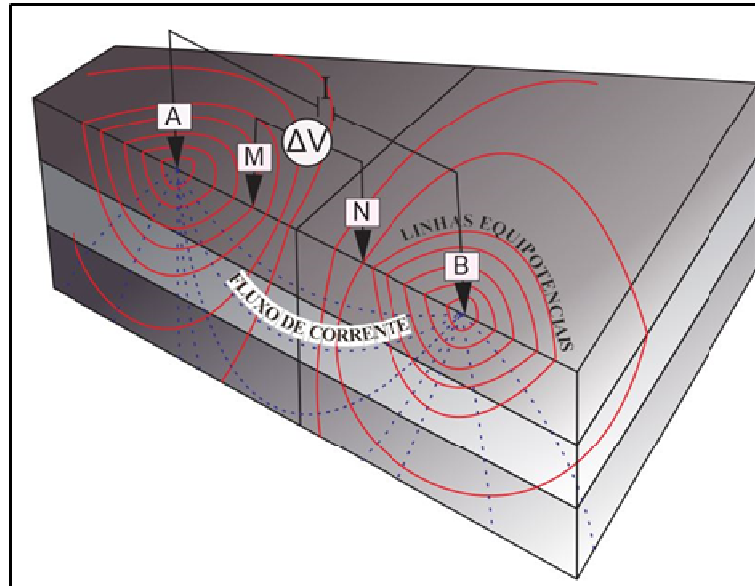
4.3.1 Fundamentação teórica

O método geoeletrico de Eletrorresistividade (ER) pode ser utilizado na determinação de descontinuidades horizontais e verticais de um meio subterrâneo constituído por materiais com diferentes resistividades (KEAREY *et. al.*, 2009), podendo ser usado para determinar a presença de solos, estratos geológicos, fraturas e vazios (STEPIŠNIK; MIHEVIC, 2008). Em subsuperfície, o fluxo de corrente elétrica é conduzido de três maneiras distintas: condutividade eletrolítica, condutividade eletrônica e condução dielétrica.

A condução eletrolítica ocorre pelo movimento lento de íons existentes nas águas dos poros do solo, sedimentos inconsolidados ou fendas das rochas (BRAGA, 2016). Na condução eletrônica, a corrente é transportada pelos elétrons móveis livres nos metais. A condução dielétrica ocorre em materiais pouco condutores (ou isolantes) quando uma corrente alternada externa é aplicada, fazendo com que os elétrons sejam ligeiramente alterados em relação aos seus núcleos (REYNOLDS, 2011).

De forma resumida, o método de eletrorresistividade consiste de uma fonte elétrica artificial com arranjo composto por quatro eletrodos (quadripolo) em contato com o solo ou rocha para gerar um campo elétrico. Neste quadripolo, as medições de resistividade são realizadas através de dois eletrodos de corrente elétrica (A e B), injetores de corrente (I) no meio físico, em contato galvânico, e outro par de eletrodos, de tensão (M e N), em que serão realizadas as medidas da diferença de potencial (Fig. 37).

Figura 37 - Diagrama conceitual do princípio do método de eletro-resistividade. Os pontos A e B indicam a posição dos eletrodos de corrente, enquanto M e N os eletrodos de potencial. (adaptado de Kirsch, 2006).

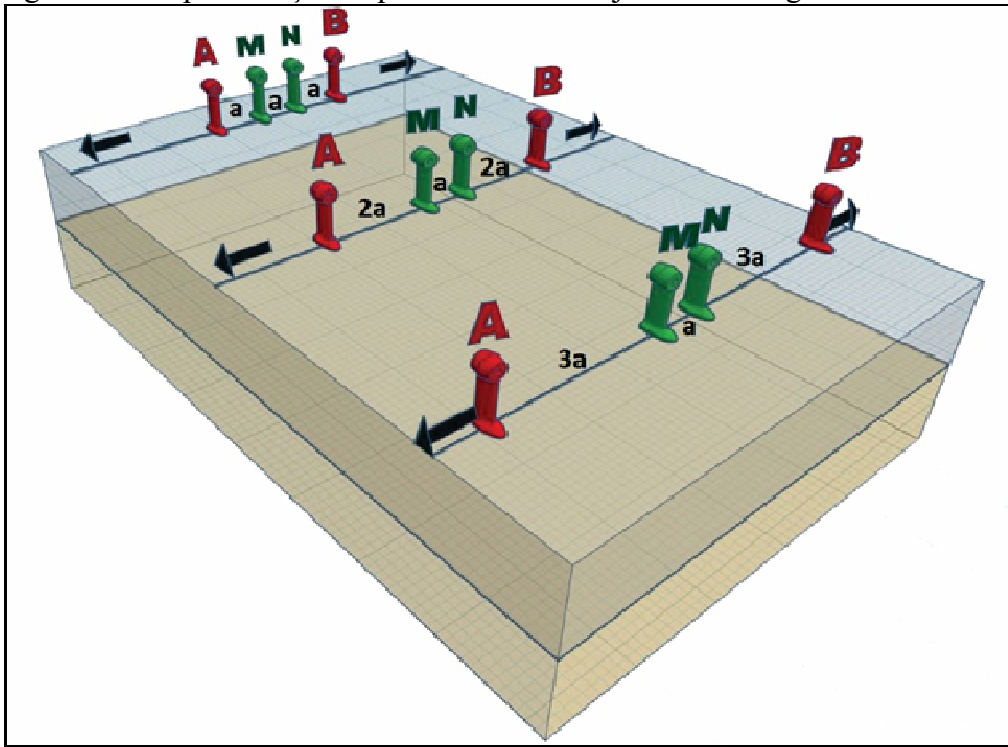


Fonte: Modificado de Kirsch, 2006

Em meios homogêneos e isotrópicos, a razão entre a tensão e a corrente elétrica multiplicada por um fator que depende da geometria dos eletrodos fornece um parâmetro denominado resistividade efetiva ou aparente. Como na prática, os materiais de subsuperfície não podem ser considerados um meio homogêneo e isotrópico, já que são compostos por uma complexa distribuição de materiais com características físicas diferentes, a resistividade elétrica varia de ponto a ponto, sendo a resultante a influência de todas as resistividades verdadeiras do volume de material composto pelos solos e rochas por onde a corrente transitou (BRAGA, 2016). Segundo Orellana (1972) a resistividade aparente não pode ser definida como a média ponderada de todas as resistividades verdadeiras em subsuperfície, tratando-se apenas de um conceito formal.

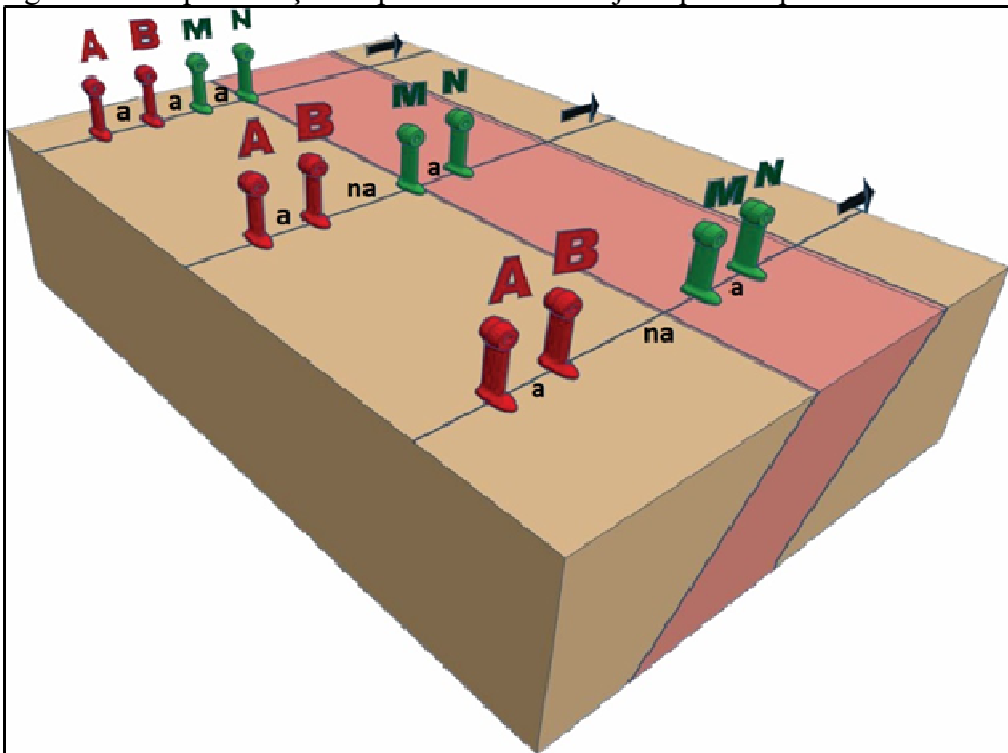
Para a aquisição dos dados de ER existem muitas possibilidades quanto ao arranjo dos eletrodos que compõem o quadripolo. A disposição dos eletrodos pode variar de acordo com o objetivo do levantamento. Pode-se optar por um arranjo que favoreça a investigação lateral ou vertical. Uma vez definido é necessário ressaltar que o mesmo vai influenciar no valor da resistividade aparente devido ao fato dela ser uma função da diferença de potencial, que por sua vez depende diretamente do fator geométrico resultante do arranjo selecionado. Dentre os arranjos utilizados nas geociências os mais comumente utilizados são o Schlumberger e Dipo-dipolo (Fig. 38 e 39).

Figura 38 - Representação esquemática do arranjo Schlumberger.



Fonte: Autor

Figura 39 - Representação esquemática do arranjo Dipolo-Dipolo.



Fonte: Autor

Uma classificação para os métodos geoeletricos foi proposta por Braga (2016), visando o fácil entendimento do método e o emprego mais adequado para os diversos tipos de levantamentos geofísicos (Tabela 4).

Tabela 4 - Proposta de classificação dos métodos geoeletricos.

Método Geoeletrico	Parâmetro físico obtido (variável): caracteriza e identifica os materiais geológicos.	Eletroresistividade, polarização induzida, potencial espontâneo, eletromagnéticos e radar de penetração no solo.
Técnica de investigação	Tipo de investigação: suporte prático para a aquisição de dados.	Sondagem elétrica vertical (SEV), Caminhamento elétrico (CE) e perfilagem elétrica.
Arranjo	Configuração dos eletrodos: desenvolvimento das técnicas.	Schlumberger, Wernner, Dipolo-dipolo.

Fonte: (Braga, 2016).

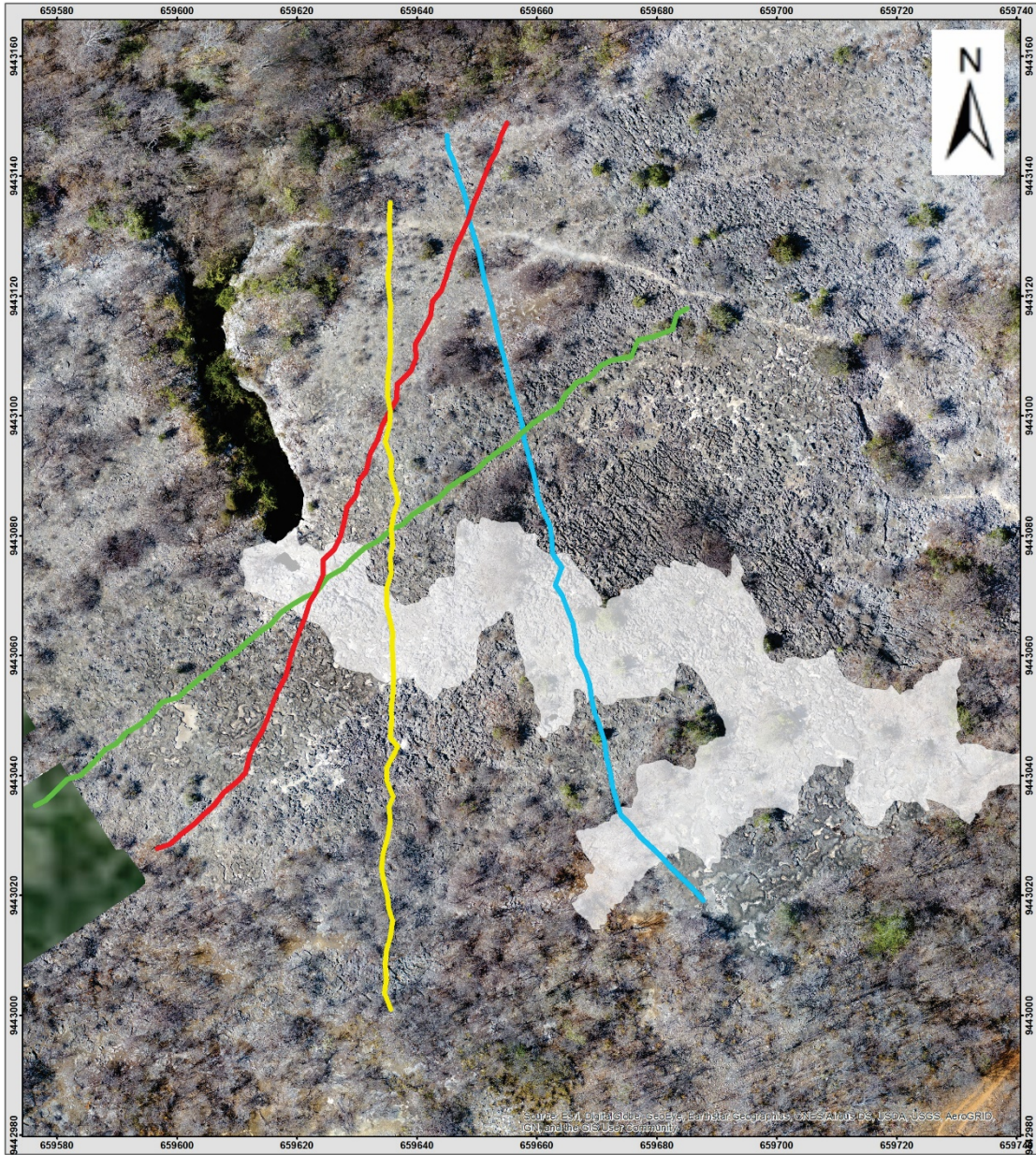
4.3.2 Aquisição dos dados de Tomografia de Resistividade Elétrica

Os levantamentos foram realizados no Parque Nacional da Furna Feia (Baraúna/RN), na Bacia Potiguar e na Toca da Boa Vista (Bacia de Irecê/BA). A aquisição teve como objetivo principal avaliar a aplicabilidade do método ER, enfatizando seus alcances e limitações, comparando com outros métodos geofísicos rasos na detecção de feições cársticas e fraturas.

A aquisição foi realizada com o instrumento SuperSting R8 da AGI Inc., com os arranjos Schlumberger, Dipolo-dipolo, com 56 eletrodos para cada linha. No Parque Nacional da Furna Feia, a aquisição geofísica consistiu em quatro perfis com espaçamentos entre eletrodos de 2,5m, totalizando para cada linha um comprimento total de 137m. Para a Toca da Boa Vista foram adquiridos 2 perfis, um com espaçamento 7m entre eletrodos, totalizando 385m de comprimento, e outro com espaçamento de 10m entre eletrodos, totalizando 1.100m de comprimento. Todos os perfis adquiridos nesta Tese foram georreferenciados com o auxílio de GPS geodésico.

O planejamento dos perfis se deu com uma avaliação prévia da área de estudo, com base em mapas e na avaliação da área in loco. Desse modo, os perfis foram distribuídos e reorientados segundo as feições observadas em campo, como mostram as Figuras 40 e 41.

Figura 40 - Imagem de drone, com a projeção da caverna Furna Feia obtida com o Laser Scanner, e a localização dos perfis de ER. Perfil 1- Vermelho, perfil 2 – Verde, perfil 3 – Amarelo e perfil 4 – Azul.



Fonte: Autor

Figura 41 - Imagem de satélite com a localização dos perfis ER, num total de 1.100m de comprimento, com a projeção da Toca da Boa Vista obtida com o Laser Scanner. Perfil 1 – Vermelho e perfil 2 – Verde.



Fonte: Autor

Na Tabela 5 estão relacionados os parâmetros de aquisição utilizados na Furna Feia e Toca da Boa Vista.

Tabela 5 - Parâmetros de aquisição de dados de ERT na Furna Feia e Toca da Boa Vista.

Parâmetros de Aquisição ERT		
	Furna Feia	Toca da Boa Vista
Equipamento	SUPERSTING R8, AGI	SUPERSTING R8, AGI
Corrente	De até 2000mA	De até 2000mA
Tensões	De até 800V	De até 800V
Potência	200W	200W
Método geoeletrico	Eletrorresistividade	Eletrorresistividade
Técnicas de investigação	Caminhamento e Sondagem	Caminhamento e Sondagem
Arranjo	Dipolo-Dipolo e Schlumberger	Dipolo-Dipolo e Schlumberger
Número de perfis	4	2
Orientação dos Perfis	N-S (Perfil 1) NE-SW (Perfis 2 e 3) NNW-SSE (Perfil 4)	NNW-SSE (Perfil 1 e 2)
Direção de aquisição	N-S (Perfis 1,2 e 4) NE-SW (Perfil 3)	SSE-NNW (Perfil 1 e 2)
Espaçamento entre eletrodos	2,5m	7 e 10m
Extensão dos perfis	137,5m	385m (perfil 1) 1100m (perfil 2)

Fonte: Autor

4.3.3 Processamento de Tomografia de Resistividade Elétrica

Teoria da Inversão

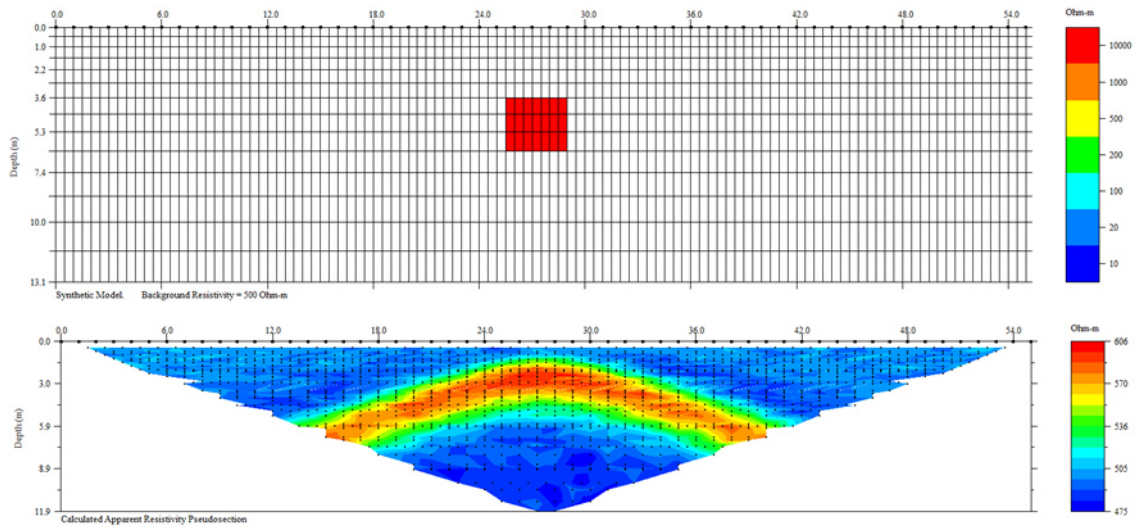
O objetivo do método de eletrorresistividade é a obtenção de uma imagem da distribuição da resistividade aparente sob a superfície em que está correlacionada com as características geológicas do local. A obtenção da distribuição da resistividade sob a superfície, a partir dos dados de resistividade aparente, é feita através da chamada Técnica de Inversão.

Os dados foram processados usando o programa Zondres2D (Versão 6.0) desenvolvido por A.E. Kaminskiy. O Zondres2D é um programa computacional que interpreta dados de resistividade, mostra a distribuição real do objeto de estudo e superfícies geológicas do subsolo, produz imagens de seções com as resistividades invertidas em duas dimensões. O método dos mínimos quadrados com o uso de operador de suavização e foco de contraste adicional (KAMINSKIY, 2010) foi utilizado para a solução do problema inverso. Este método de inversão considera que existe um limite entre células usando o parâmetro Threshold que define o valor de contraste de limiar para células adjacentes.

A modelagem inversa visa determinar as propriedades subterrâneas usando dados observados. Criar um modelo de dados com parâmetros predefinidos é útil para o desenvolvimento de um problema geofísico. No Zondres 2D, calcula-se o modelo direto de resistividade para realizar o processo de inversão dos dados e se tem a opção de fazer ajustes nos modelos direto e inverso, para tal é preciso distinguir o problema direto do problema inverso.

O problema direto consiste em simular a distribuição dos valores de resistividade aparente para uma determinada fonte com distribuição de resistividade abaixo da superfície conhecida (Fig. 42). Essa modelagem é normalmente obtida usando métodos numéricos de diferença finita ou elementos finitos (LOKE *et. al.*, 2013). Estes métodos dividem a subsuperfície em vários blocos usando uma malha retangular e um campo potencial é atribuído ao meio representado em cada célula ou elemento na malha (BINLEY, 2015). Então um fluxo de corrente é simulado usando uma malha suficientemente fina e as condições de contorno apropriadas possibilitando fornecer dados de distribuição de resistividade aparente para qualquer configuração de levantamento (TERRY *et. al.*, 2017).

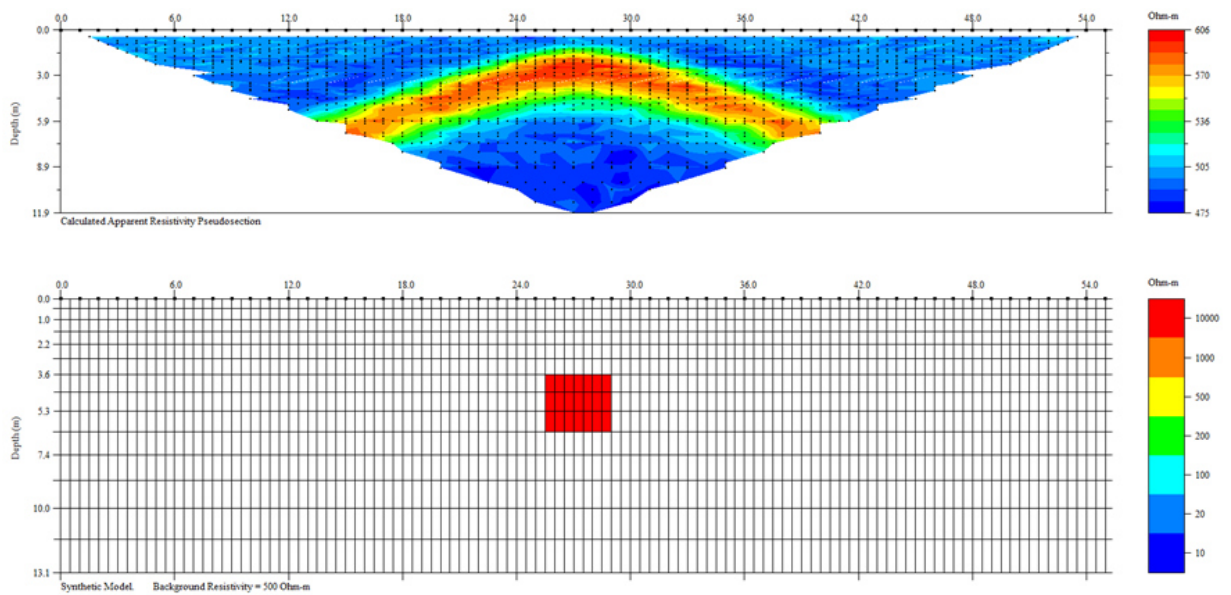
Figura 42 - Exemplo de uma simulação de um problema direto.



Fonte: Modificado de Aktarakçi (2008).

No problema inverso, o processo de inversão consiste em inferir parâmetros de um modelo de distribuição de resistividade a partir de dados observados (ZHDANOV, 2015) (Fig. 19). Este inclui métodos e procedimentos de otimização e suavização das células dos modelos, de modo a conferir o melhor ajuste ao modelo construído (CADERELLI; FISCHANGER, 2006). Para tanto, os parâmetros do modelo são definidos através de iterações entre a pseudorresistividade calculada no modelo e pseudoressistividade medida, buscando reduzir os desvios entre estas medidas (LOKE *et al.*, 2013). No entanto, devido a não unicidade de soluções para o modelo, no que diz respeito a pluricidade de soluções possíveis a determinado conjunto de dados, durante o processo de inversão deve-se atentar para a geometria de aquisição (HERWANGER *et al.* 2004), a seleção do método matemático mais adequado para a predição dos dados calculados e a melhor parametrização do meio físico estudado.

Figura 43 - Exemplo de uma simulação de um problema inverso.



Fonte: Modificado de Aktarakçi (2008)

Os programas de inversão usam normalmente métodos iterativos que tentam minimizar as diferenças entre os valores de resistividade calculados e os medidos a partir do modelo inicial. O primeiro objetivo da inversão é a redução da diferença entre os dados da resistividade aparente medida e a resistividade aparente calculada (Equação 1). A diferença entre estes dois conjuntos de dados é quantificada pelo erro quadrático médio (root mean square - RMS) em percentagem.

$$RMS = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(d_i^{Pred} - d_i^{Meas})^2}{d_i^{Meas}} \times 100\%} \quad \text{Eq. 1}$$

N é o número total de medições, d^{Pred} corresponde aos dados previstos e d^{Meas} aos dados medidos. O erro RMS está muito dependente do número de valores anômalos e da magnitude dos mesmos. Um único valor anômalo pode aumentar consideravelmente o valor do erro RMS , ainda que as restantes das medições sejam de boa qualidade. A melhor solução será remover estes valores anômalos. Espera-se que o RMS vá diminuindo de iteração para iteração, definindo-se o critério de redução do erro que suspende as iterações. O valor recomendado é de 5%.

Uma leitura pode ser considerada anômala quando apresenta:

- Resistência de contato;

- Corrente injetada;
- Erro repetido elevado;
- Resistividade aparente negativa;
- Desajuste entre dado medido e calculado.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Introdução

Neste trabalho foram usados métodos de geofísica rasa por possibilitarem a integração dos dados geofísicos com as respectivas informações geológicas obtidas em afloramentos análogos a reservatórios, permitindo-se assim a calibração dos métodos utilizados e a validação das interpretações, como sugerido por Martin e White (2007). Foram utilizados dois métodos de geofísica rasa (GPR, ERT), buscando-se avaliar as limitações e o alcance destes métodos para o imageamento de feições cársticas e estruturais, em diferentes escalas e profundidades de investigação.

Quando comparada a outros métodos, a geofísica rasa representa opções menos invasivas, de rápida execução e com melhor resolução. Os métodos geofísicos rasos vêm sendo aplicados na detecção de cavidades e fraturas em terrenos cársticos de forma mais frequente desde o início dos anos 2000 (LOKE, 2000; LOKE *et al.*, 2003; GÉLIS *et al.*, 2010; MARTÍNEZ-PAGÁN ET *al.*, 2013; REIS JR *et al.*, 2014; REIS JR *et al.*, 2015). Sua aplicação se baseia na capacidade de identificar e de mapear as feições cársticas pelo seu contraste com as propriedades físicas do substrato rochoso.

As anomalias geofísicas relacionadas às feições cársticas podem variar de intensidade e de tamanhos, sendo que a sua detecção depende dos parâmetros de aquisição aplicados nas respectivas metodologias (GREENFIELD, 1979), além de suas dimensões, contraste com a rocha etc. Portanto, é esperado que cada método aplicado forneça respostas com diferentes resoluções, profundidades de penetração e aplicações, muitas vezes oferecendo opções complementares.

O uso de diferentes técnicas do método de eletrorresistividade na caracterização geofísica de rochas carbonáticas propicia a melhor detecção de heterogeneidades em sistemas cársticos. Entretanto, para a interpretação dos perfis geoelétricos é necessário que haja uma boa compreensão sobre as variações elétricas das camadas em subsuperfície e das limitações dos algoritmos de inversão (HOOVER, 2003).

Valores de resistividade aparente anômalos são, geralmente, uma característica de interesse nos levantamentos elétricos. O imageamento de feições cársticas se baseia na detecção de zonas de resistividade anômalas, geralmente altas, uma vez que as cavidades preenchidas por ar mostram resistividade aparente tendendo para o infinito. Essa compreensão

é fundamental na identificação e no dimensionamento de feições de dissolução. Entretanto, as feições cársticas encontradas, associadas ou não a fraturas, podem também estar preenchidas por água ou por sedimentos (SILVA *et al*, 2006).

Segundo Leucci (2003) pode-se avaliar a resposta do método em carbonatos com a seguinte estimativa dos valores da resistividade: (1) resistividades entre 100 a 400Ohm.m sugerem que a rocha carbonática se encontra altamente fraturada e preenchida por sedimentos (ou rocha sedimentar) com características condutivas; (2) rochas carbonáticas não alteradas exibem valores entre 500 a 1500Ohm.m; (3) enquanto que valores acima de 2.000Ohm.m sugerem que o carbonato está altamente fraturado e poroso (preenchido por ar).

A interpretação dos radargramas foi realizada com base no padrão de terminação dos refletores, na caracterização das radarfácies, na delimitação das superfícies estratigráficas e de estruturas cársticas. Sempre que possível foram correlacionadas as radarfácies com as fácies sedimentares ou outras feições geológicas. As geometrias obtidas com o Laser Scanner do interior das cavernas foram consideradas a referência para a comparação dos resultados deste e de outros métodos.

Desse modo, a análise realizada se baseou em uma avaliação qualitativa e quantitativa das anomalias observadas nos perfisgeofísicos. Compreendendo etapas de identificação, delimitação e descrição em cada perfil individualmente.

5.2 Bacia Potiguar caverna Furna Feia

5.2.1 Perfil 1 ERT

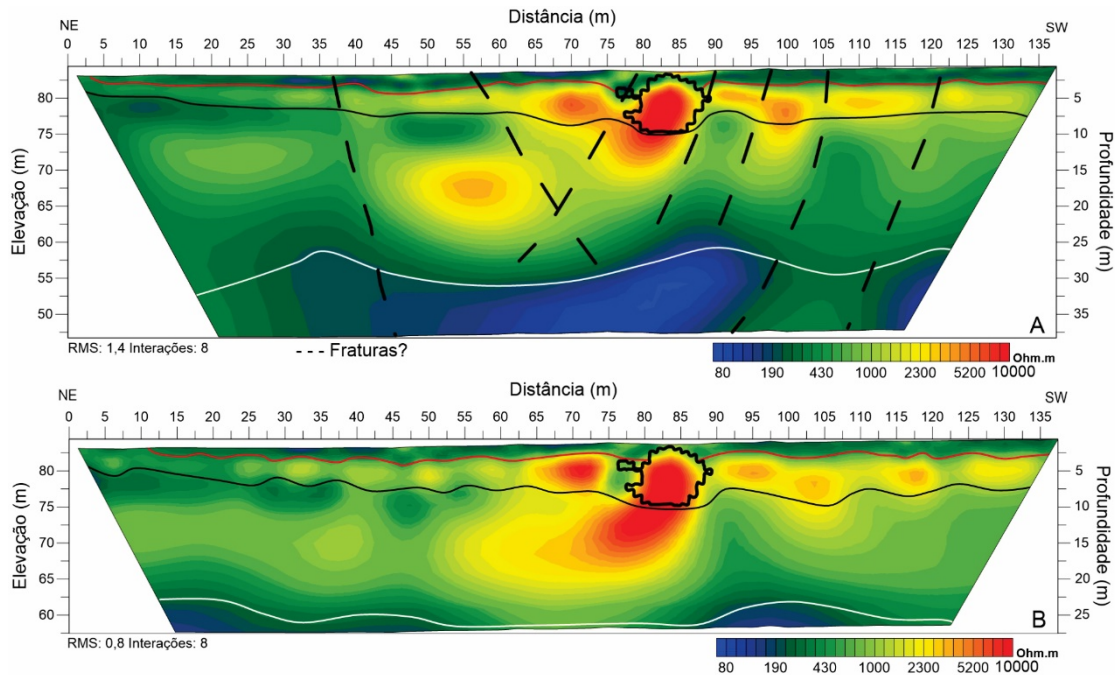
O perfil geoeétrico resultante dos arranjos Dipolo-Dipolo e Schlumberger apresentam quatro zonas de anomalias de resistividade (Fig. 44 A e B). A primeira zona estende-se do topo do perfil até a profundidade média de 3 metros, sendo caracterizada por baixas resistividades aparentes apresentando valores de 140 a 310Ohm.m. Estes baixos valores de resistividade aparente, observados nesta camada geoeétrica, foram atribuídos à utilização de lama bentonítica injetada nos furos feitos na rocha carbonática para cravar os eletrodos, com o objetivo de melhorar o contato galvânico. Este processo auxilia a passagem de corrente no meio diminuindo a resistência de contato. Esta zona apresenta ainda, no arranjo Dipolo-Dipolo, uma variação lateral na resistividade aparente entre as distâncias de 82,5m e 90m, a partir do início do perfil, com um pouco mais de 3.000Ohm.m, estando associada à fratura de trend NW-SE observada logo acima da região da caverna.

A zona 2 abrange uma profundidade entre 3m a 6m, chegando a 11m na região que corta a caverna, com valores de resistividade aparente variando entre 1.600 a 10.000 Ohm.m. Nesta zona, no intervalo de distância entre 65m a 120m, são identificadas anomalias de alta resistividade (maiores que 3.000 Ohm.m). Segundo Leucci (2003), estas regiões sugerem que a rocha carbonática esteja muito fraturada e porosa (preenchido por ar). Nas distâncias de 25m até cerca de 60m e entre 120m e 130m, a partir da origem do perfil, os valores de resistividade aparente variam de 1.600 a 2.100 Ohm.m. Estes valores de resistividade aparente são associados à presença de cavidades colapsadas parcialmente preenchidas por ar.

A região correspondente à caverna de Furna Feia, na distância entre 75m e 90m, o valor de resistividade aparente é de 10.000 Ohm.m. No arranjo Dipolo-Dipolo, a anomalia apresenta dimensões próximas às adquiridas com Laser Scanner e com o arranjo Schlumberger guarda semelhança na dimensão horizontal, mas mostra-se alongada na direção vertical. Observa-se ainda um deslocamento da anomalia no eixo vertical, de aproximadamente 2m em relação à posição da caverna adquirida com o Laser Scanner. A diferença observada entre as anomalias dos arranjos Dipolo-Dipolo e Schlumberger referente à forma mais alongada verticalmente das anomalias de alta resistividade no arranjo Schlumberger, característica essa observada para todos os perfis realizados na Furna Feia, ocorre devido à sensibilidade e robustez do arranjo Schlumberger a variações verticais como mostram Zhou *et. al.* (2002) e Szalai, Szarka (2008).

A zona 3, com profundidade de 6m a 30m, corresponde a uma região do carbonato menos alterada com valores de resistividade aparente variando entre 600 a 800 Ohm.m, com a presença de uma cavidade, entre as distâncias de 50m e 62m, e resistividade aparente de 3.700 Ohm.m. A zona 4 é mais evidenciada no arranjo Dipolo-Dipolo, pois este arranjo alcança maior profundidade, mas também é possível identificar sua presença no arranjo Schlumberger. Esta zona possui baixos valores de resistividade aparente, variando entre 80 a 190 Ohm.m, provavelmente se tratando de uma zona freática.

Figura 44 - Perfil geoeletrico 1 da Furna Feia (Baraúna/RN): A) Arranjo Dipolo- Dipolo e B) Arranjo Schlumberger. Com a localização das geometrias da caverna Fura Feia a partir da nuvem de pontos adquiridas com Laser Scanner e suas zonas de resistividade aparente, onde a linha vermelha representa a base da Zona 1, a linha preta a base da Zona 2 e a linha branca a base da Zona 3.



Fonte: Autor


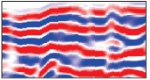

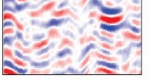

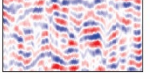
5.2.2 Perfil 1 GPR

No perfil 1 de GPR da Furna Feia observa-se três padrões de radarfácies (Fig. 45), a radarfácies 1 (R1) é caracterizada por refletores contínuos, eventualmente segmentados, planos ou curvos, paralelos ou subparalelos, com alta amplitude. Esta radarfácies foi interpretada como resultante da propagação das ondas eletromagnéticas em uma rocha carbonática fraturada (densidade relativa média a baixa), com pouca ou nenhuma alteração intempérica.

A radarfácies 2 (R2) é caracterizada por refletores descontínuos, segmentados, com maior curvatura que os refletores da radarfácies R1, subparalelos, com baixa amplitude, provavelmente relacionada à atenuação das ondas eletromagnéticas. Este padrão de radarfácies foi interpretado como correspondente ao carbonato fraturado, com cavidades não preenchidas, de diâmetro métrico a submétrico, associado às feições cársticas de dissolução e fraturas, com distribuição lateral irregular e descontínua, caracterizando-se como a zona de

mais alta porosidade da região imageada. A radarfácies R2 ocorre, principalmente, entre 2,5 m e 4 m de profundidade, indicando uma tendência de concentração da porosidade na zona de transição entre as radarfácies R1 e R3.

Figura 45 - Características e interpretações das radarfácies na região da caverna Furna Feia.

		<p>Refletores contínuos, eventualmente segmentados, planos ou curvos, paralelos ou subparalelos, com alta amplitude.</p>
		<p>Refletores descontínuos, segmentados, com maior curvatura que os refletores da radarfácies R1, subparalelos, com baixa amplitude, provavelmente relacionada à atenuação das ondas eletromagnéticas.</p>
		<p>Refletores descontínuos, intensamente segmentados, planos e curvos, paralelos ou subparalelos, fortemente atenuados</p>

Fonte: Autor

A radarfácies 3 (R3) apresenta refletores descontínuos e intensamente segmentados, planos e curvos, paralelos ou subparalelos, fortemente atenuados, esta característica pode estar associada ao faturamento neste nível (Fig. 46).

A região da caverna é evidenciada (entre 65 e 78m, em relação à origem do perfil) no radargrama por uma zona de forte atenuação das reflexões do GPR (Fig. 46). A presença de múltiplas centralizadas em 82m do perfil indicam a presença de reverberação da onda eletromagnética no interior da caverna. Esse tipo de reflexão não corresponde a feições geológicas reais, sendo neste caso atribuída à propagação do sinal GPR em espaços vazios preenchidos pelo ar.

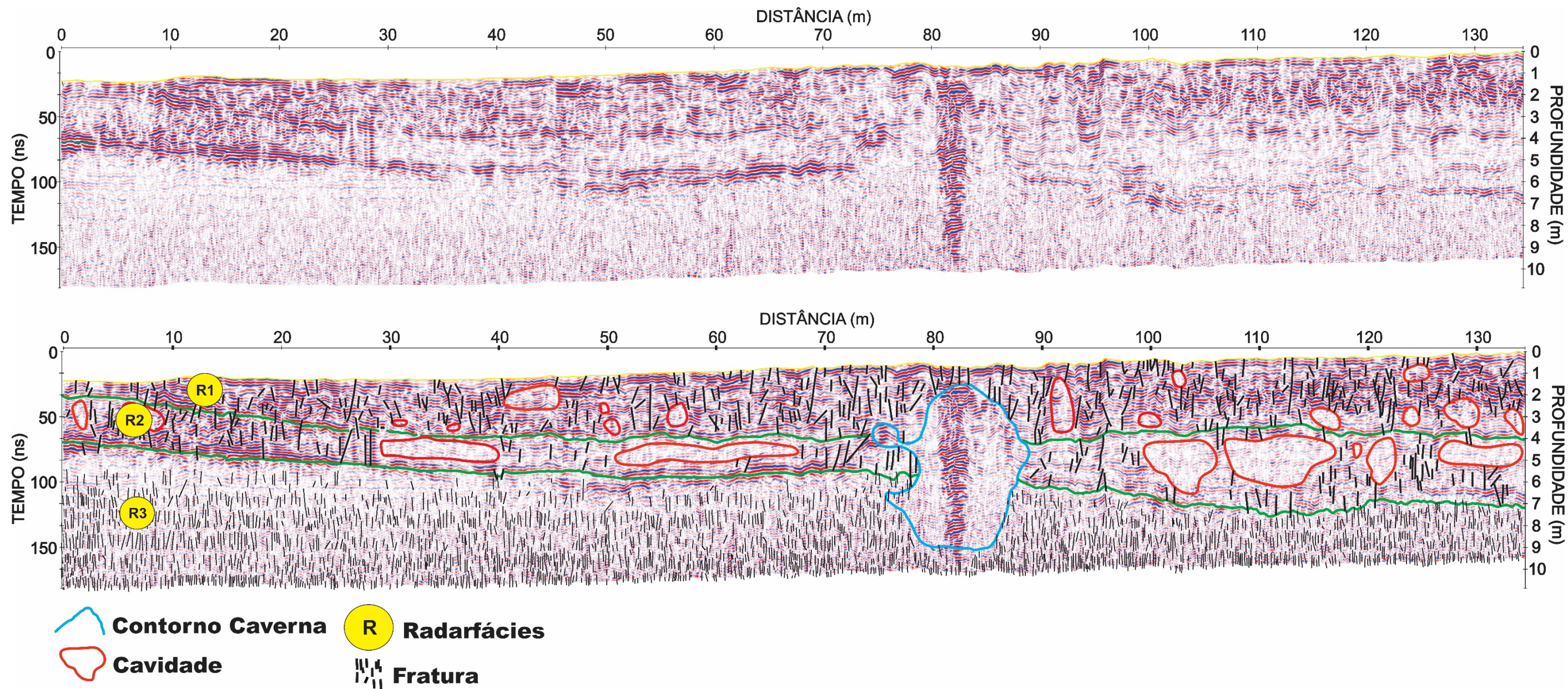
5.2.3 Perfil 2 ERT

O perfil geoeletrico 2, adquirido com os arranjos Dipolo-Dipolo e Schlumberger, é mostrado na figura 47A e 47B. Neles também estão presentes quatro zonas de resistividade aparente. A primeira zona mantém espessura média de 3m com valores de resistividades aparente variando entre 75 a 310 Ohm.m, tais valores relacionados à utilização da bentonita. Nas distâncias de 78m a 80m observa-se uma variação lateral dos valores de resistividade aparente (4.000Ohm.m) atribuída ao trend NW-SE da fratura observada em superfície.

A zona 2 foi definida no intervalo de profundidade entre 4m e 8m, apresentando maior espessura na porção central. Os valores de resistividade aparente nesta zona variam entre 1.400 a 10.000 Ohm.m. No intervalo de distância entre 55m a 95m e 125m a 135m, a

partir da origem do perfil, são identificadas as anomalias referente à presença de cavidade preenchidas por ar, com resistividade aparente superiores a 4.400 Ohm.m. E nas distâncias de 10m a 50m e 105m a 110m, a partir da origem do perfil, os valores de resistividade aparente variam de 1.900 a 3.100 Ohm.m, associados à presença de cavidades colapsadas parcialmente preenchidas por ar.

Figura 46 - Perfil 1 GPR da Furna Feia (Baraúna/RN) interpretado.

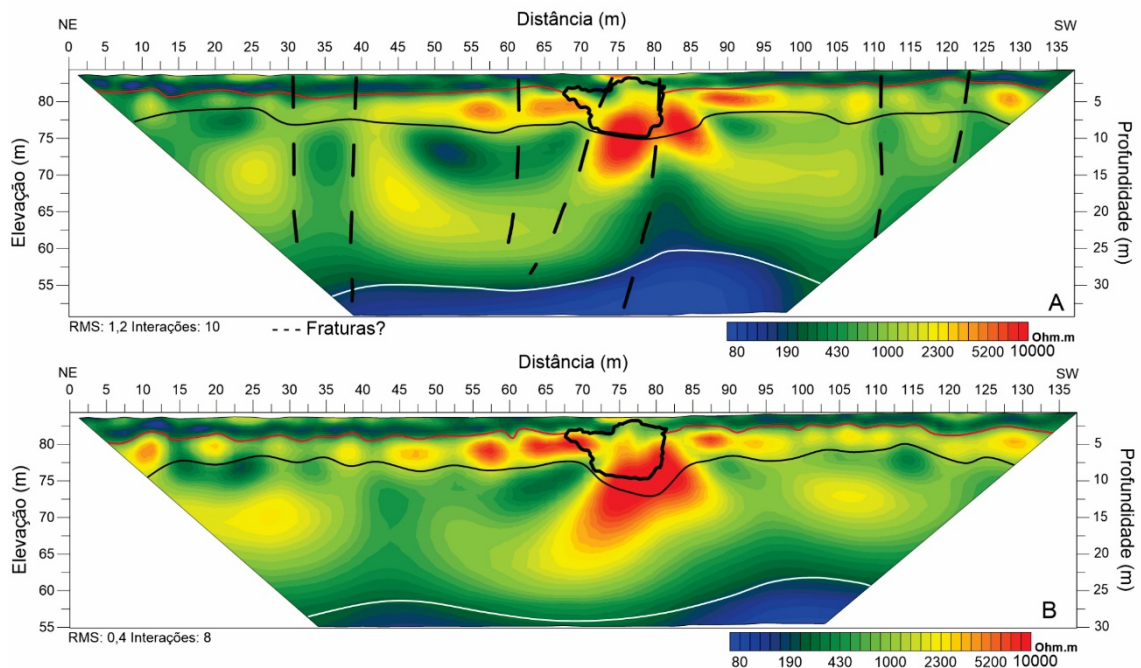


Fonte: Autor

A região corresponde à anomalia referente à caverna Furna Feia entre as distâncias de 70m e 85m. Suas dimensões estão próximas as do Laser Scanner, com exceção do arranjo Schlumberger que é mais alongado na direção vertical, devido a características inerentes ao arranjo já descrito. Como no perfil 1, a anomalia referente à caverna também exibe um deslocamento no eixo vertical de aproximadamente 5m em relação à posição da caverna adquirida com o Laser Scanner. É possível identificar ainda que esta anomalia não corresponde apenas a uma cavidade, mas sim a duas cavidades de dimensões similares.

A zona 3, com profundidade de 8m a 22m e resistividade aparente entre 500 e 800 Ohm.m, é correspondente à região do carbonato menos alterada com presença de cavidades colapsadas e parcialmente preenchidas por ar entre as distâncias de 20m e 30m e entre 40m e 52,5m. A zona 4 exibe as mesmas características do perfil anterior com resistividade aparente variando entre 70 a 120 Ohm.m e com as mesmas prováveis causas.

Figura 47 - Perfil geoeletrico 2 da Furna Feia (Baraúna/RN): A) Arranjo Dipolo- Dipolo e B) Arranjo Schlumberger. Com a localização das geometrias da caverna Fura Feia a partir da nuvem de pontos adquiridas com Laser Scanner e suas zonas de resitividade aparente, onde a linha vermelha representa a base da Zona 1, a linha preta a base da Zona 2 e a linha branca a base da Zona 3.



Fonte: Autor

5.2.4 Perfil 2 GPR

O Perfil 2 tem direção NE-SW e o seu radargrama interpretado (Fig 48) mostra o mesmo padrão de refletores, entre 65 e 85m, observado no Perfil 1, correspondendo à caverna (R2). Neste radargrama, a anomalia de resistividade aparente, referente a uma cavidade de dimensão semelhante a caverna, é corroborada como observado pelos refletores no intervalo de 80m a 90m. As radarfácies encontradas neste perfil GPR são semelhantes ao perfil anterior. Ressalta-se apenas a atenuação observada na primeira metade do perfil, responsável pela perda de amplitude do refletor 2 (R2) que delimita a radarfácies R2 com a radarfácies R3.

Novamente, neste perfil a geometria da caverna foi adaptada a partir dos dados de Laser Scanner adquiridos na mesma posição do perfil.

5.2.5 Perfil 3 ERT

No perfil geoeletrico 3, resultante dos arranjos Dipolo-Dipolo e Schlumberger, assim como nos perfis anteriores, é possível interpretar quatro zonas de resistividade aparente distintas (Fig. 49A e 49B). A primeira zona com profundidade de até 4m, sendo caracterizada por baixas resistividades aparentes, apresentando valores de 120 a 300 Ohm.m. Esta zona corresponde ao mesmo efeito causado pelo uso da bentonita nos perfis anteriores.

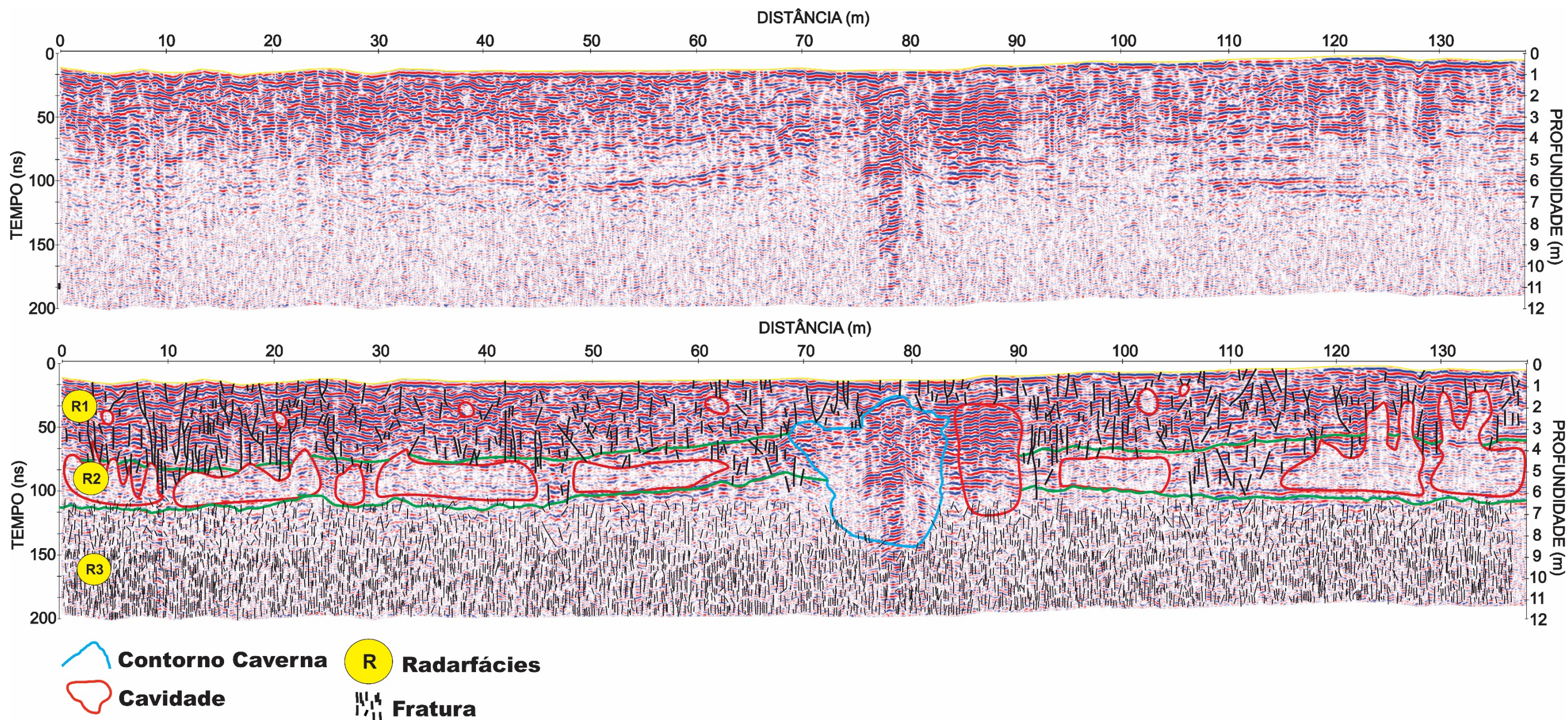
A zona 2, situada entre a profundidade de 4m até aproximadamente 10m, apresenta valores anômalos de resistividade aparente entre 1.000 e 6.000 Ohm.m. Entre as distâncias de 52,5m e 67,5m, a partir da origem do perfil, com valor de resistividade aparente superior a 3.700 Ohm.m, as anomalias são referentes à presença de cavidades preenchidas por ar. Na distância de 80m a 120m são interpretadas as anomalias causadas por cavidades colapsadas parcialmente preenchidas por ar com valores de resistividade aparente entre 1.900 a 3.100 Ohm.m.

A anomalia causada pela caverna de Furna Feia, com valor de resistividade aparente de 6.000 Ohm.m, está situada entre a distância de 70m e 80m, a partir da origem do perfil. Comparando a geometria desta anomalia resistiva com a geometria obtida com o Laser Scanner, observa-se que há divergência em relação à forma, posição e dimensão. A geometria da anomalia resistiva exibe menor dimensão e apresenta-se deslocada para baixo em relação à

imagem do Laser Scanner. As possíveis causas para estas divergências serão discutidas mais adiante.

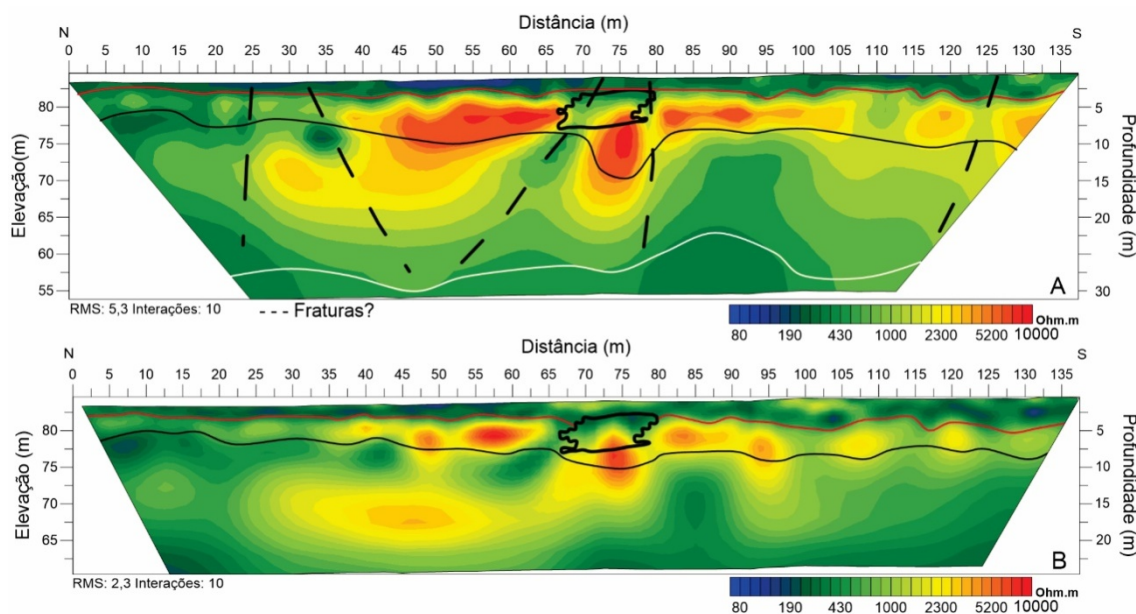
A zona 3, que corresponde ao carbonato menos alterado, compreende as profundidades de 10m até 25m, e resistividade aparente variando entre 510 a 700 Ohm.m. Entre a distância de 25m e 35m (no arranjo Dipolo-Dipolo) e 35m e 55m (no arranjo Schlumberger) observa-se a presença de uma cavidade com resistividade aparente de 3.100 Ohm.m. A zona 4 exhibe as mesmas características dos perfis anteriores com resistividade aparente variando entre 70 a 120 Ohm.m e com as mesmas prováveis causas.

Figura 48 - Perfil 2 GPR da Furna Feia (Baraúna/RN) interpretado.



Fonte: Autor

Figura 49 - Perfil geoeletrico 3 da Furna Feia (Baraúna/RN): A) Arranjo Dipolo- Dipolo e B) Arranjo Schlumberger. Com a localização das geometrias da caverna Fura Feia a partir da nuvem de pontos adquiridas com Laser Scanner e suas zonas de resistividade aparente, onde a linha vermelha representa a base da Zona 1, a linha preta a base da Zona 2 e a linha branca a base da Zona 3.



Fonte: Autor

5.2.6 Perfil 3 GPR

O radargrama referente ao perfil 3 apresenta radarfácies com características similares aos perfis anteriores. Os refletos correspondentes à caverna encontram-se no intervalo de distância entre 65m e 80m, a partir da origem do perfil (Fig. 50).

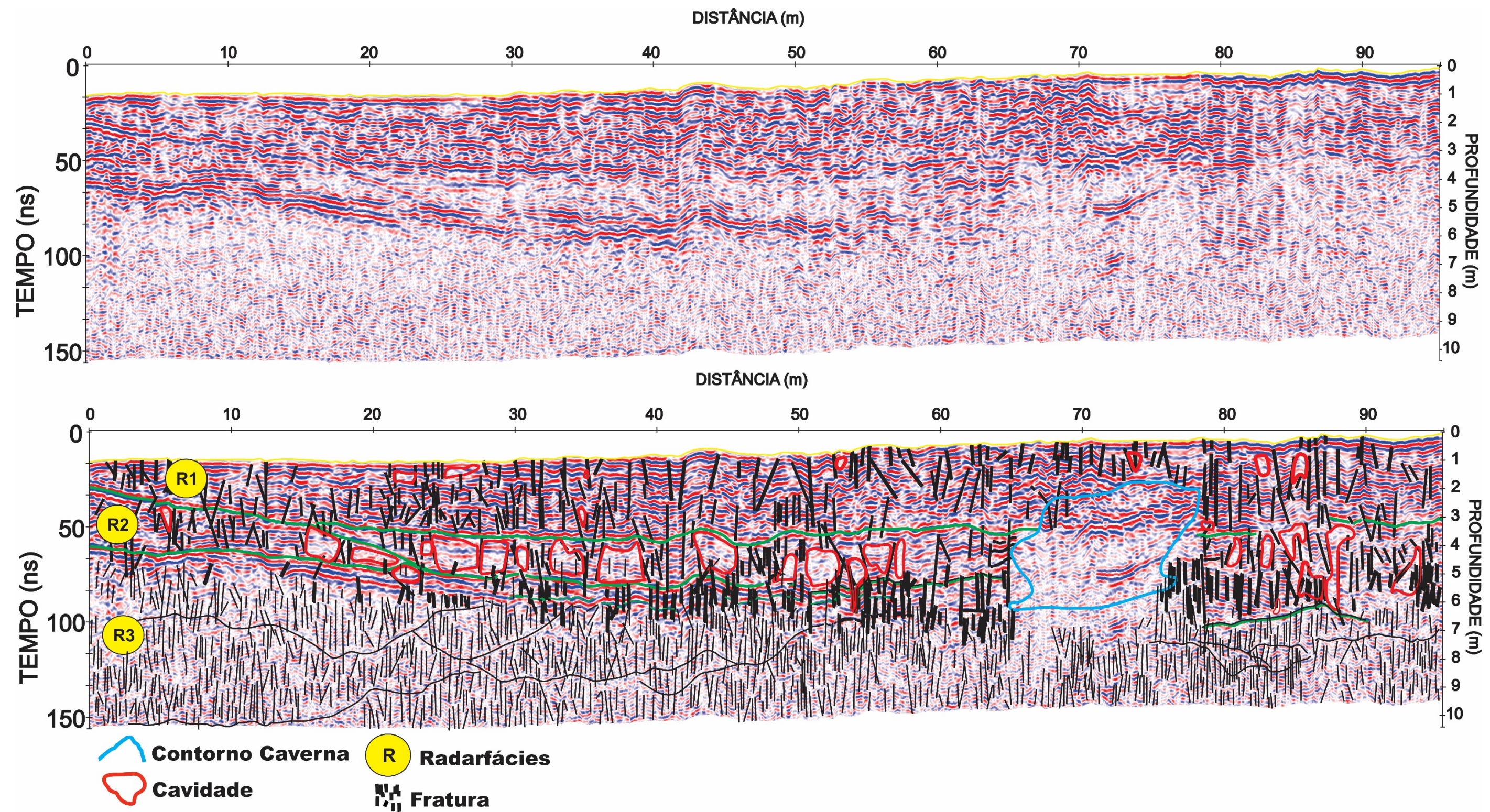
5.2.7 Perfil 4 ERT

No imageamento resultante do perfil geoeletrico 4, com o arranjo Dipolo-Dipolo e Schlumberger (Fig. 51A e 51B), identifica-se as mesmas quatro zonas dos perfis anteriores. É possível verificar que a zona 1 superficial, com até 4m de profundidade, apresenta valores de resistividade aparente entre 100 a 280 Ohm.m, essa zona corresponde ao mesmo efeito causado pelo uso da bentonita observado nos perfis anteriores.

A zona 2 está localizada entre as profundidades de 4m a 9m, com valores de resistividade aparente variando entre 1.100 a 5.200 Ohm.m. Entre as distâncias de 107,5m a

115m, a partir da origem do perfil, é identificada anomalia referente à presença de cavidades preenchidas por ar, com resistividade aparente superiores de 5.000 Ohm.m. E nas distâncias de 55m a 72,5m, a partir da origem do perfil, os valores de resistividade aparente variam de 1.500 a 2.100 Ohm.m, associados à presença de cavidades colapsadas parcialmente preenchidas por ar.

Figura 50 - Perfil 3 GPR da Furna Feia (Baraúna/RN) interpretado.

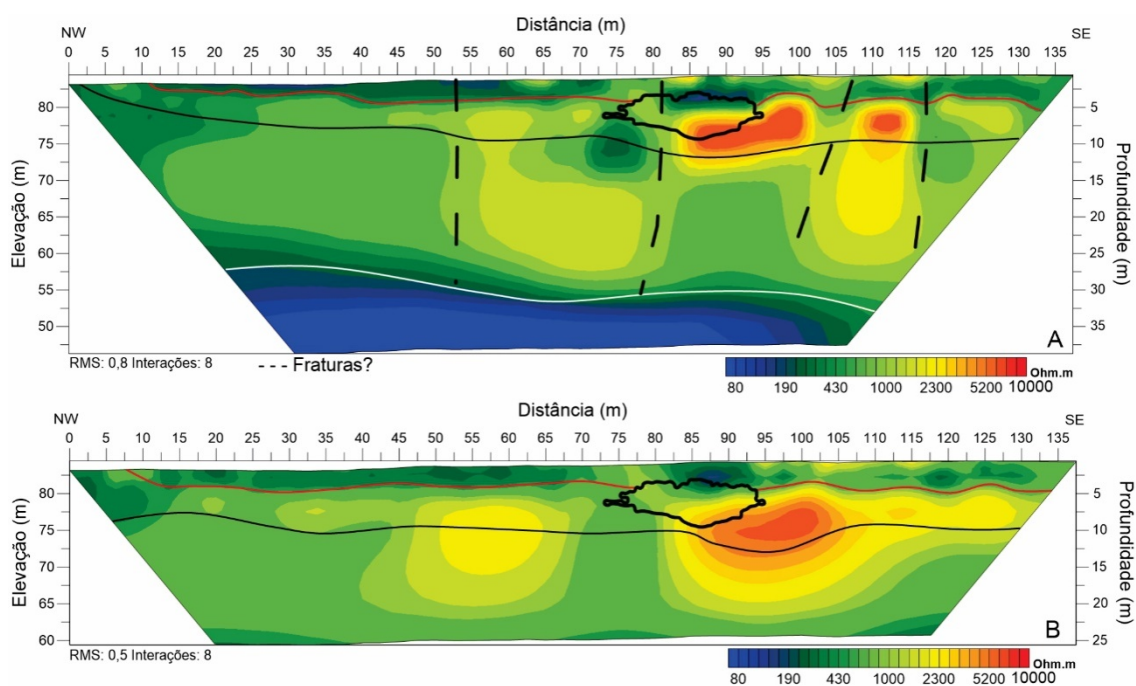


Fonte: Autor

A anomalia causada pela presença da caverna nos arranjos Dipolo-Dipolo e Schlumberger está situada nas distâncias de 85m a 100m, a partir da origem do perfil, com valor de resistividade de 5.200 Ohm.m. Como no perfil anterior, a comparação da geometria desta anomalia resistiva, com a geometria obtida com o Laser Scanner, evidencia que há divergência em relação à forma, posição e dimensão. A geometria da anomalia resistiva apresenta-se deslocada em relação à imagem do Laser Scanner.

A zona 3, com profundidade de 9m a 18m e resistividade aparente entre 600 e 1.100 Ohm.m, corresponde à região do carbonato menos alterada. A zona 4 exibe as mesmas características dos perfis anteriores com resistividade aparente variando entre 80 a 200 Ohm.m e com as mesmas prováveis causas.

Figura 51 - Perfil geoeletrico 4 da Furna Feia (Baraúna/RN): A) Arranjo Dipolo- Dipolo e B) Arranjo Schlumberger. Com a localização das geometrias da caverna Fura Feia a partir da nuvem de pontos adquiridas com Laser Scanner e suas zonas de resistividade aparente, onde a linha vermelha representa a base da Zona 1, a linha preta a base da Zona 2 e a linha branca a base da Zona 3.



Fonte: Autor

5.2.8 Perfil 4 GPR

O radargrama interpretado do Perfil 4, com direção NNW-SSE, (Fig. 52) é marcado por mudança abrupta lateral de radarfácies que ocorre em aproximadamente 45m de distância do início do perfil. Pode-se observar um contraste significativo de amplitude nesta região, provavelmente associado a um padrão distinto de fraturamento ou a uma diferença litológica. Este contraste é delimitado, provavelmente, por uma falha (aproximadamente vertical).

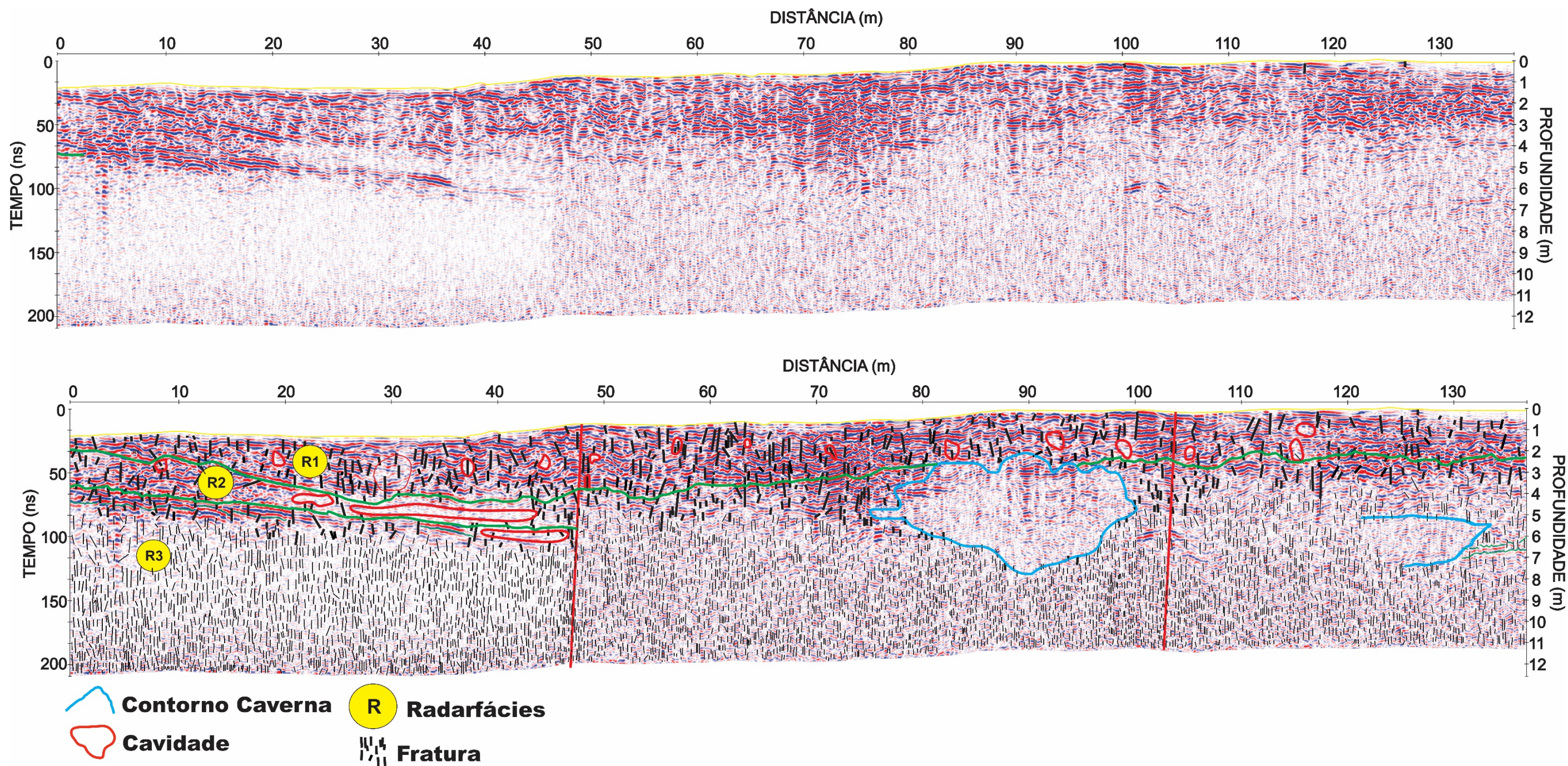
O Perfil 4 intercepta a caverna Furna Feia em dois trechos. Entre as distâncias de 75m e 100m e em aproximadamente 120m, na profundidade de 6m com uma assinatura em que a nuvem de pontos obtida com o Laser Scanner permitiu que fosse gerado um corte da caverna, ainda que com a ausência de alguns pontos. Dessa forma, essa geometria foi inserida no radargrama, sendo possível calibrar os dados reais com a interpretação geofísica.

5.3 Discrepâncias dos perfis de ERT x Laser Scanner

Como observado nos perfis geoeletricos, as anomalias causadas pela presença da caverna de Furna Feia mostram divergência em relação à geometria, posição e dimensão quando comparadas com o contorno da caverna adquirido com o Laser Scanner (Fig.53).Nyári e Kanli (2007) destacaram que, em alguns casos específicos, um perfil geoeletrico, adquirido diretamente sobre uma cavidade conhecida, pode exibir uma região com baixa resistividade ou uma região resistiva com tamanho menor do que a cavidade conhecida.

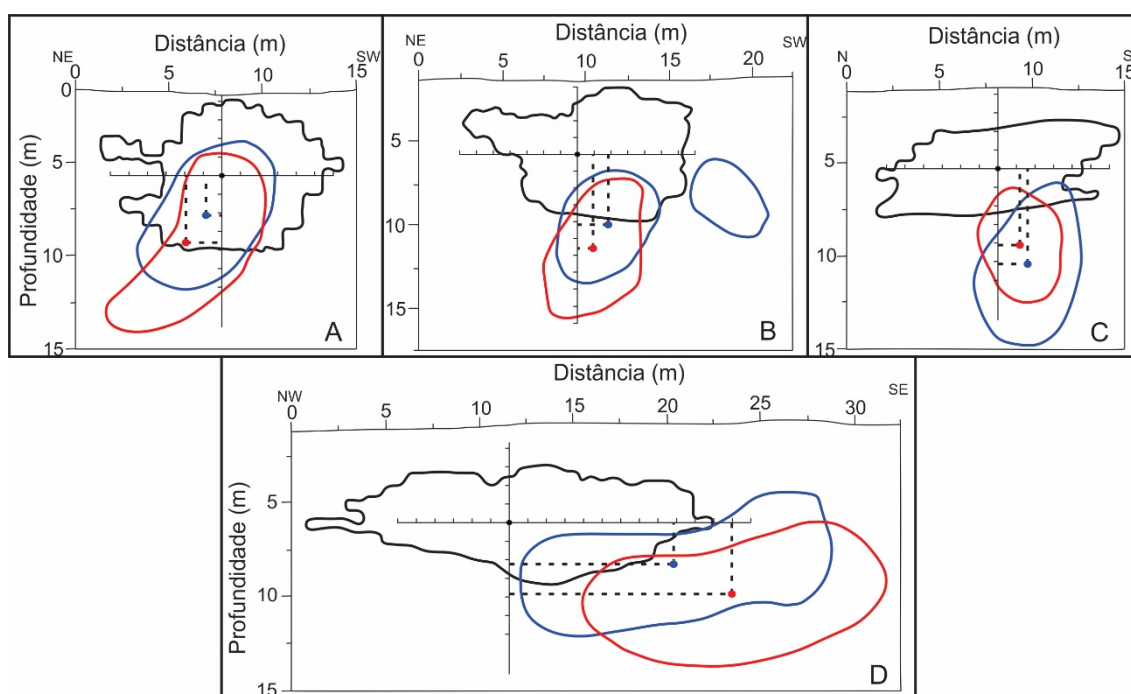
Satitpittakul *et al.* (2013) estudaram o efeito de 6 fatores que influenciam na detecção de cavidades em um perfil geoeletrico 2D, são eles: profundidade da cavidade, tamanho e forma da cavidade, efeitos de borda, inclinação e declinação da cavidade, conjunto de pequenas cavidades e a combinação desses fatores. Acredita-se que a anomalia referente à caverna se mostra diferente da geometria, dimensão e da posição da nuvem de pontos do Laser Scanner pela combinação dos fatores de efeito de borda, inclinação e declinação da caverna em relação ao perfil geoeletrico e conjunto de pequenas cavidades.

Figura 52 - Perfil 4 GPR da Furna Feia (Baraúna/RN) interpretado.



Fonte: Autor

Figura 53 - Comparativo entre a geometria da caverna obtida com Laser Scanner (contorno preto) e as anomalias causadas pela presença da caverna com os arranjos Dipolo-Dipolo (contorno azul) e Schlumberger (contorno vermelho). Estas apresenta um deslocamento entre o centro da caverna e o centro das anomalias de: A – Perfil 1 Dipolo-Dipolo -0,85m no eixo x e -2,14m no eixo y (ponto azul), Schlumberger -1,94m no eixo x e -3,6m no eixo y (ponto vermelho); B – Perfil 2 Dipolo-Dipolo 1,83m no eixo x e -4,18m no eixo y (ponto azul), Schlumberger 0,93m no eixo x e -5,59m no eixo y (ponto vermelho); C – Perfil 3 Dipolo-Dipolo 1,18m no eixo x e -4,11m no eixo y (ponto azul), Schlumberger 1,60m no eixo x e -5,12m no eixo y (ponto vermelho); D – Perfil 4 Dipolo-Dipolo 8,83m no eixo x e -2,24m no eixo y (ponto azul), Schlumberger 12m no eixo x e -3,84m no eixo y (ponto vermelho)



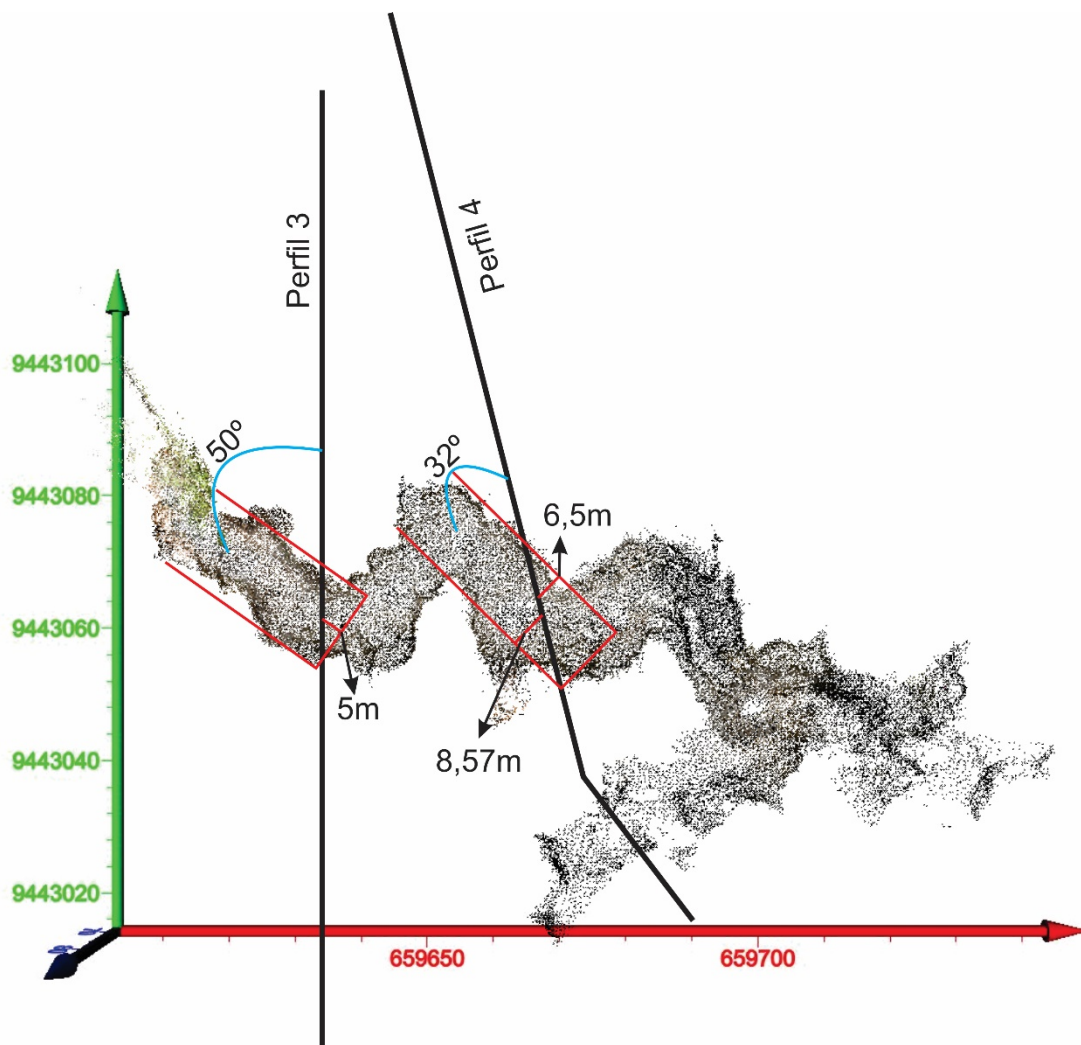
Fonte: Autor

Baseado nesses fatores, algumas interpretações podem ser consideradas, as quais serão descritas a seguir:

1. O perfil geoeétrico 3 está localizado a aproximadamente 5m da interseção dos condutos/corredores (90°), formado pela continuação da caverna e o perfil geoeétrico 4 dista das bordas da caverna aproximadamente 8,5m (borda esquerda) e 6,5m (borda direita) (Fig. 54). Nessa distância, tanto a geometria quanto o valor de resistividade referente à caverna são reduzidas, devido à distribuição de corrente ser influenciada pela caverna e pela resistividade do volume do calcário na borda da interseção dos condutos/corredores. Desse modo, quanto

mais próximo da borda mais o valor de resistividade da caverna se aproxima do valor referente ao calcário;

Figura 54 - Os ângulos de 50° e 32° medidos entre a caverna Furna Feia (projeção horizontal da nuvem de pontos) e os perfis de ERT (linha preta) foi considerado um dos fatores responsáveis pela diminuição da geometria e do valor de resistividade.

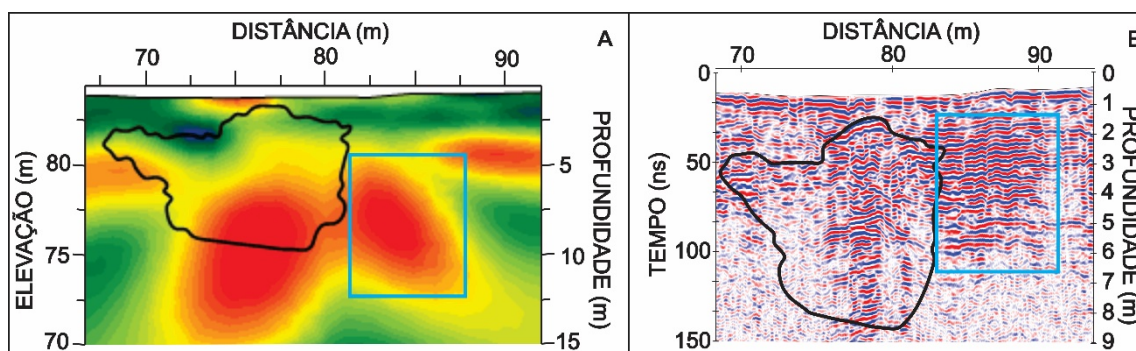


Fonte: Autor

2. A declinação do perfil 3 em relação à caverna é de aproximadamente 50° e do perfil 4 de aproximadamente 32° (Fig. 54). Quando a declinação do perfil é menor que 90° , a imagem da inversão é incorretamente estimada e a espessura da anomalia referente à caverna é reduzida. Já a inclinação da caverna em relação à superfície, apesar de ser relativamente suave, pode ter alguma interferência no dado como, por exemplo, espessuras levemente subestimadas. Este efeito é causado pela parte mais rasa da caverna, que tem seu sinal calculado com o sinal da caverna logo abaixo ao perfil;

3. Nos perfis 1 e 2 é possível observar em suas vizinhanças anomalias referentes a outras possíveis cavidades que podem ser relacionadas às divergências encontradas nos perfis. No perfil geoeletrico 2 essa divergência é ainda mais evidente devido à presença de uma anomalia muito próxima à anomalia referente à caverna, que pode ser interpretada como a presença de uma outra cavidade com dimensões semelhante à da caverna de Furna Feia. Esta anomalia também pode ser observada no radargrama 2 correspondente a este perfil (Fig 55).

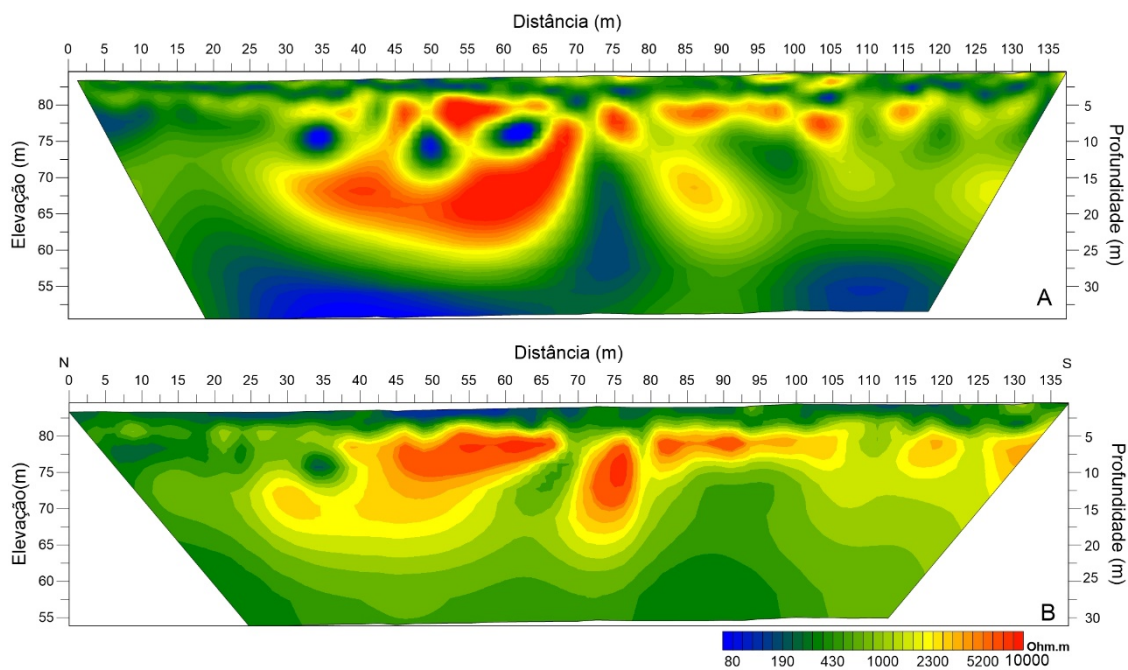
Figura 55 – Anomalia causada pela presença de uma outra cavidade próxima a caverna de Furna Feia interpretada no perfil 2 que pode ser a causa do deslocamento da anomalia associada a caverna.



Fonte: Autor

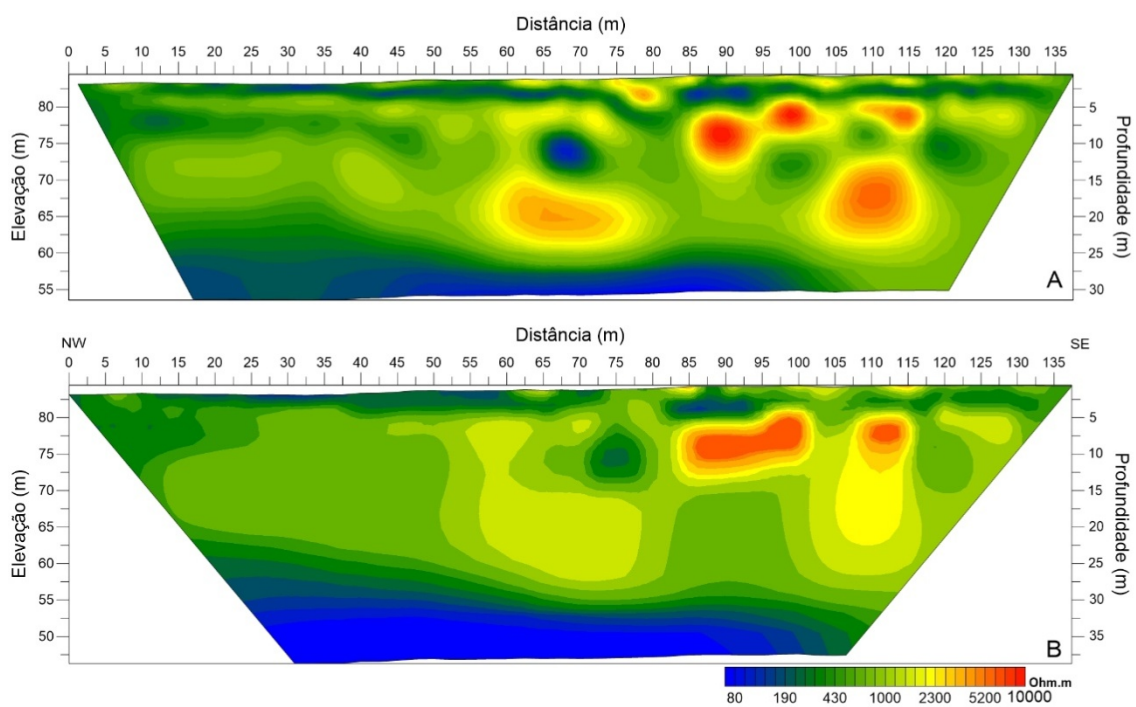
Além de auxiliar na identificação de divergências que ocorrem entre dimensões e posições referentes à caverna e às anomalias, a nuvem de pontos do Laser Scanner também foi utilizada na etapa de processamento para se conseguir o melhor ajuste entre a anomalia causada pela presença da caverna e a própria caverna, como pode ser observado nas figuras 56 e 57.

Figura 56 - Processamento ajustado com o auxílio da nuvem de pontos do Laser Scanner.



Fonte: Autor

Figura 57 - Processamento ajustado com o auxílio da nuvem de pontos do Laser Scanner.



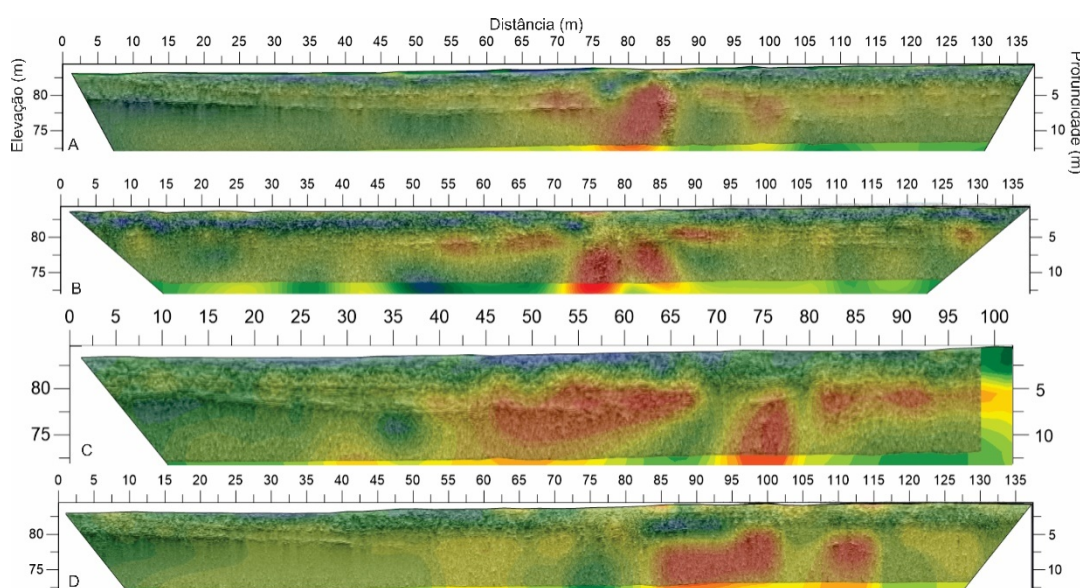
Fonte: Autor

5.4 Interpretação

A interpretação integrada entre os perfis de eletrorresistividade e GPR demonstra uma boa correlação entre as zonas de anomalia de resistividade aparente e as radarfácies (Fig. 58). As radarfácies R1 com refletores contínuos, eventualmente segmentados, planos ou curvos, paralelos ou subparalelos, com alta amplitude, correspondem com a zona 1 com resistividades que variam de 75 a 310 Ohm.m. Com a interpretação pelos dois métodos é possível observar que essa superfície se mostra intensamente fraturada e de baixa resistividade, ou seja, pode se tratar também de uma região altamente alterada (LEUCCI, 2003).

A superfície referente à radarfície 2 e à zona 2 evidencia uma região de alta porosidade, associado às feições cársticas de dissolução e fraturas, com distribuição lateral irregular e descontínua, marcada por refletores de baixa amplitude e altas resistividades.

Figura 58 - Comparação ERT x GPR evidenciando a correlação entre as zonas de resistividade aparente e as radarfácies. Em A Perfí 1, B perfil 2, C perfil 3 e D perfil 4.



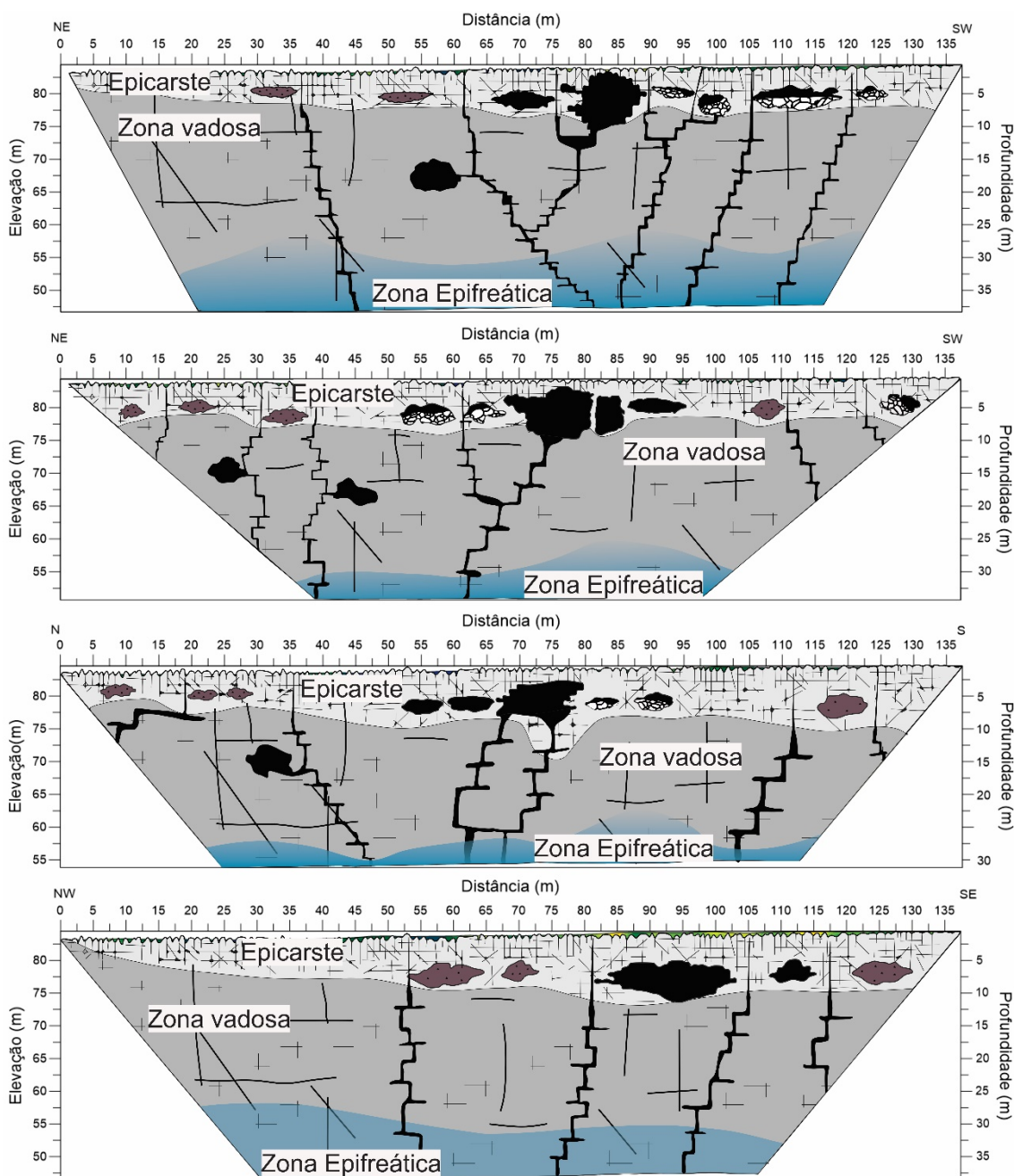
Fonte: Autor

As diferentes zonas de resistividades interpretadas nos perfis geolétricos e as radarfácies dos radargramas podem ser correlacionadas às zonas morfogenéticas hidrológicas do carste definidas por Ford & Williams (2007). As zonas de resistividade e radarfácies 1 e 2 correspondem à zona epicárstica que é camada superficial de material mais intemperizado, coberta por solo ou não, que está particularmente exposta à ação dissolutiva e difusa das águas meteóricas e ao alargamento de descontinuidades, possuindo importante função de armazenamento e concentração de fluxos para a zona vadosa, responsável por até 80% da

denudação química do sistema. A zona de resistividade 3 pode ser associada à zona vadosa, sendo uma zona de percolação livre ou zona de transmissão gravitacional lenta através do maciço rochoso para a zona freática. A zona de resistividade 4 relaciona-se a uma zona epifreática, sendo esta uma zona de flutuação do nível do aquífero intermitentemente saturada (Fig. 59).

A superfície referente à zona 2 evidencia uma região de alta porosidade, associado às feições cársticas de dissolução e fraturas, com distribuição lateral irregular e descontínua, marcada por médias a altas resistividades (1.000 a 10.000 Ohm.m). O padrão de dissolução ao longo do acamamento pode ser um análogo, em escala de afloramento, das camadas de alta permeabilidade (Super-K) encontradas no Pré-Sal, sendo estas camadas alvo de diversos estudos (CORREIA *et al*, 2015; CORREIA; SCHIOZER, 2017; CORREIA *et al*, 2018(a); CORREIA; SCHIOZER, 2018(b); MASCHIO; SCHIOZER, 2019). Na zona do epicarste, a porosidade e a permeabilidade são mais altas próximo à superfície do que em profundidade, o que pode propiciar a retenção de água meteórica em sua base, influenciando a circulação hídrica interna (KLIMCHOUK, 2004). Também segundo Williams (1983), a retenção dessa água é ocasionada pelo que o autor chamou de barreira de capilaridade, responsável pela manutenção de um aquífero suspenso, cujo excedente hídrico passa então a movimentar-se lateralmente.

Figura 59 – Perfis esquemáticos interpretados a partir dos perfis geofísicos destacando os limites entre as zonas morfogenéticas hidrológicas definidas por Ford & Williams (2007).



Fonte: Autor

O equivalente a esta superfície pode ser observado dentro da caverna, marcada pela presença de cavidades com dimensões diferentes, variando de decimétrica a métrica (Fig. 60).

Figura 60 – A) Fotografias de campo ilustrando a superfície da radarfície R2 e da zona 2 de resistividade aparente; B) Cenas de Laser Scanner mostrando detalhe da porosidade observada nesta superfície e suas dimensões.



Fonte: Autor

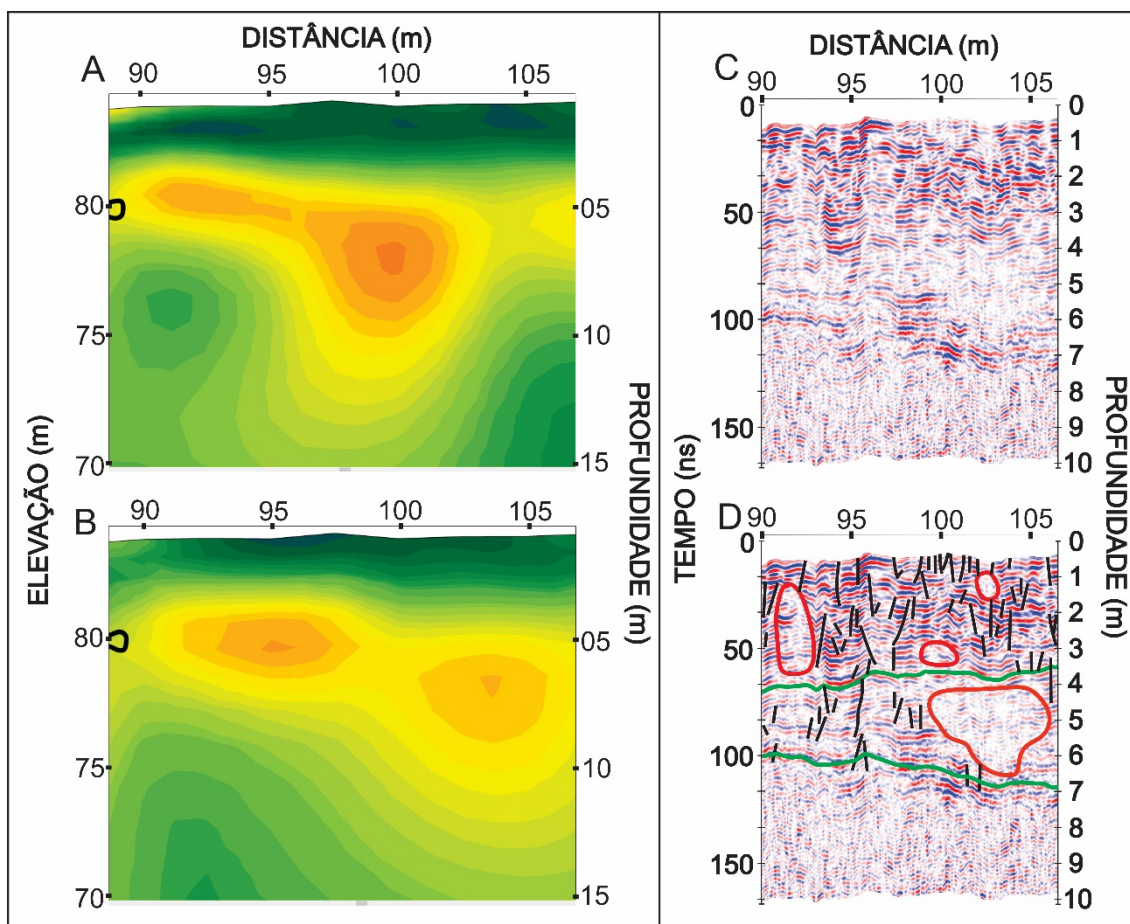
É nesta zona, nas porções onde os perfis geoeletricos e radargramas interceptam a caverna de Furna Feia, que se observa uma correspondência entre as anomalias de alto valor de resistividade aparente, em que os valores chegam a 10.000 Ohm.m e presença de reverberação da onda eletromagnética. O provável desenvolvimento da caverna nessa região pode então ter sido ocasionado pela presença de setores mais fraturados ou alargados em subsuperfície que criam zonas preferenciais de escoamento vertical, aumentando a permeabilidade, criando assim um ponto preferencial de desenvolvimento de uma caverna a partir do rebaixamento do aquífero epicárstico.

Além da existência da anomalia referente à caverna, anomalias de menores dimensões com valores entre 3.100 a 5.000 Ohm.m são identificadas como causadas por outras cavidades presentes na zona 2 e evidenciando o aumento de porosidade nesta camada. Já as anomalias que variam entre os valores de 1.500 a 3.000 Ohm.m e as zonas de amplitude atenuadas (zonas de sombra) foram interpretadas aqui como cavidades colapsadas parcialmente preenchidas por ar (Fig. 61). Feições similares a estas foram descritas nos trabalhos de Fernandes *et al* (2015) e Xavier Neto (2006). Esses autores destacam que os sedimentos que preenchem essas cavidade podem ser de origem alóctone, quando os

sedimentos e clastos movimentados pelo fluxo de água são depositados quando a energia hidrodinâmica diminui, e autóctone, resultante de processos *in situ*.

Santos *et al* (2011) descrevem que ao longo dos condutos da caverna Furna Feia são frequentes sedimentos clásticos de origem alóctone ocorrendo como corpos de granulometria variada, desde blocos até camadas de argila, situados no chão, nas paredes e até mesmo no teto das galerias. O preenchimento parcial destas cavidades é uma característica comum em um sistema cárstico e acontece tanto por questões de disponibilidade de material na área fonte como pelo perfil de energia do fluxo hidrodinâmico (XAVIER NETO, 2006).

Figura 61 - Anomalias com valores de 1.500 a 3.000 Ohm.m e zonas de baixa amplitude (áreas em vermelho) interpretadas como cavidades colapsadas parcialmente preenchidas por ar identificadas nos Perfis.

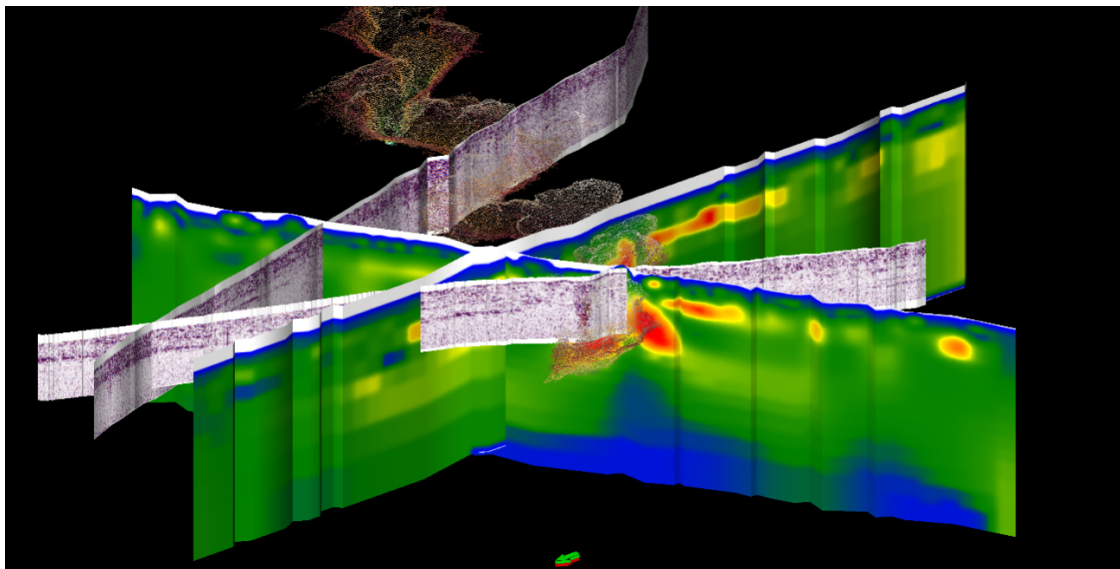


Fonte: Autor

5.4.1 Correlação 3D

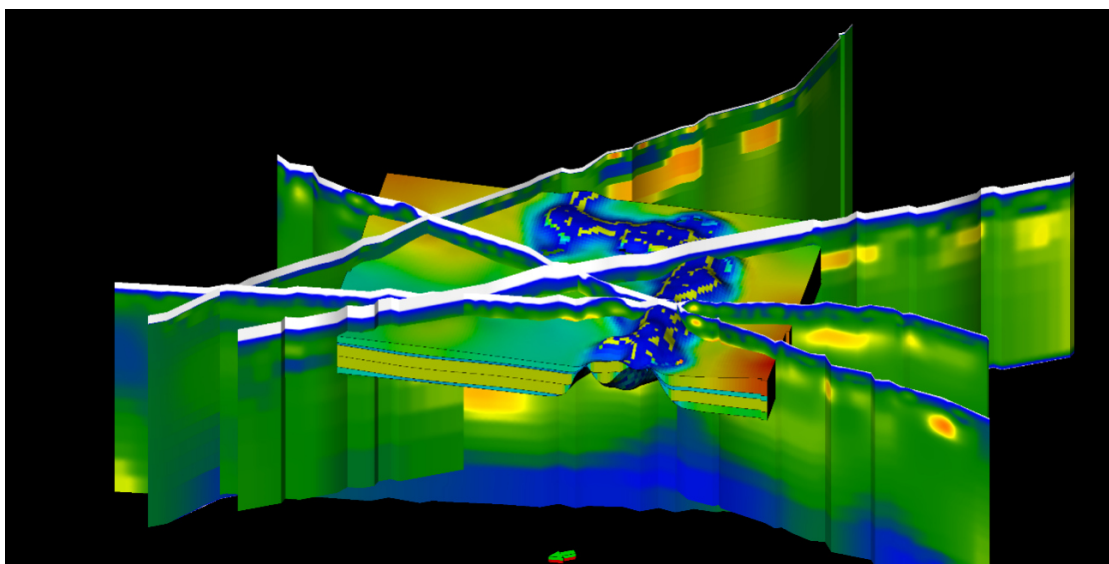
Os perfis foram carregados no software Petrel para uma visualização 3D dos dados. Foi possível destacar a boa correlação na interpretação entre os perfis, com destaque para a zona de alta permeabilidade e a caverna de Furna Feia (Figs. 62 e 63).

Figura 62 - Visualização 3D dos perfis geofísicos e da nuvem de pontos do Laser Scanner.



Fonte: Autor

Figura 63 - Destaque para a zona de alta permeabilidade e a anomalia causada pela caverna de Furna Feia.

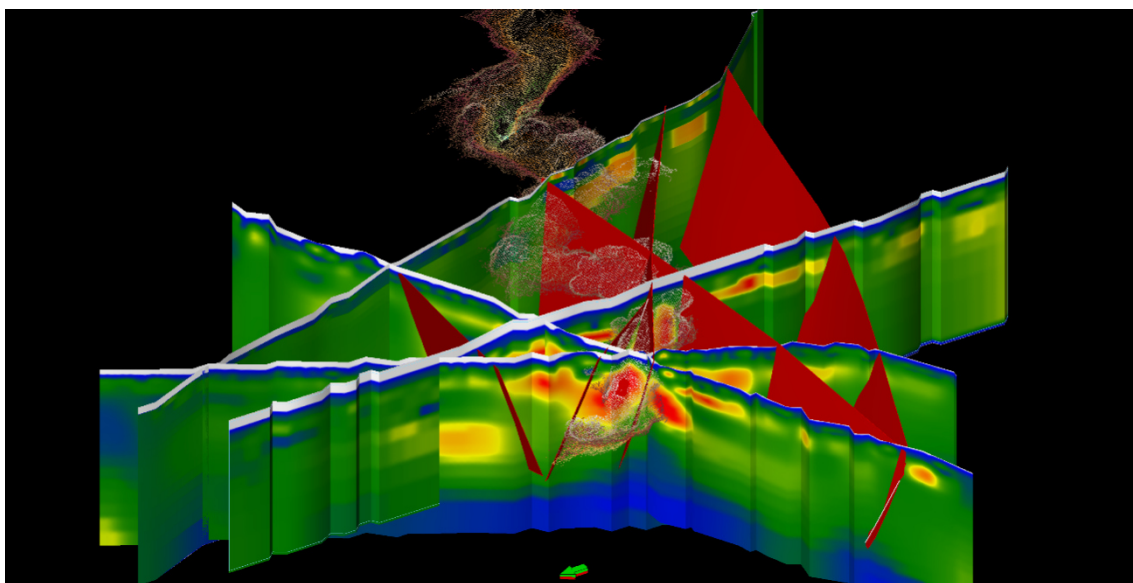


Fonte: Autor

As principais fraturas identificadas nos perfis Dipolo-Dipolo foram também interpoladas, destacando assim a continuidade das mesmas e o controle estrutural da caverna

nas direções NW-SE e NE-SW que, segundo Dos Santos *et. al.* (2011), são as fraturas predominantes no interior da caverna, demonstrando uma forte influência da tectônica regional no desenvolvimento desta caverna, sendo reflexos dos sistemas regionais das falhas de Afonso Bezerra (NW-SE) e de Carnaubais (NE-SW). Nesta análise, observa-se ainda que o perfil 3 é interceptado por duas fraturas de direções distintas, esse fato pode ter contribuído, além dos aqui já citados, para as discrepâncias ocorridas referente à anomalia causada pela caverna (Fig. 64).

Figura 64 - Interpolação das principais fraturas interpretadas nos perfis Dipolo-Dipolo.

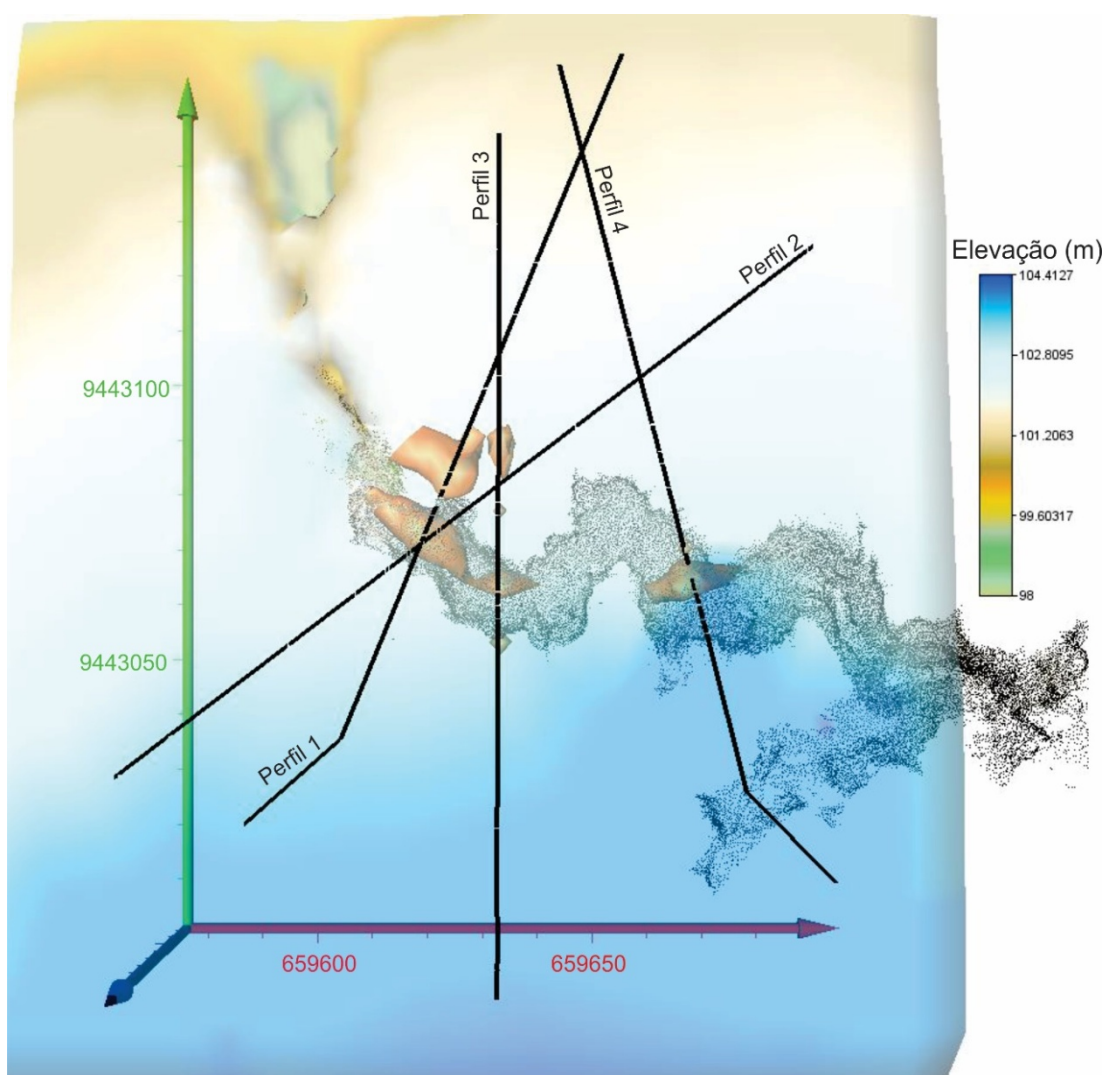


Fonte: Autor

Com a integração dos perfis geofísicos foram gerados sólidos digitais 3D referente às anomalias causadas pela caverna de Furna Feia e pelas cavidades da superfície de alta permeabilidade (Fig. 65). Estes sólidos, quando comparados com a nuvem de pontos do Laser Scanner, mostram uma boa correlação principalmente no eixo x e um deslocamento no eixo y, mais evidenciado na região dos perfis 3 e 4 (Fig. 66). As causas dessas discrepâncias já foram discutidas anteriormente.

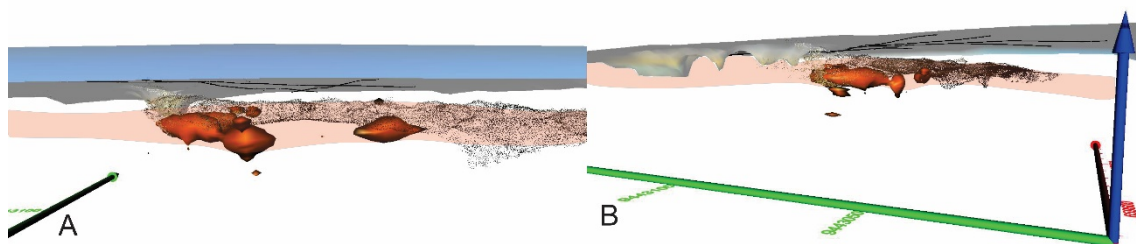
Estes dados corroboram na identificação da superfície de alta permeabilidade, evidenciado pela maior presença de sólidos referente às anomalias causadas pelas cavidades.

Figura 65 - Sólido digital das anomalias geofísicas (Laranja) em relação a nuvem de pontos do Laser Scanner.



Fonte: Autor

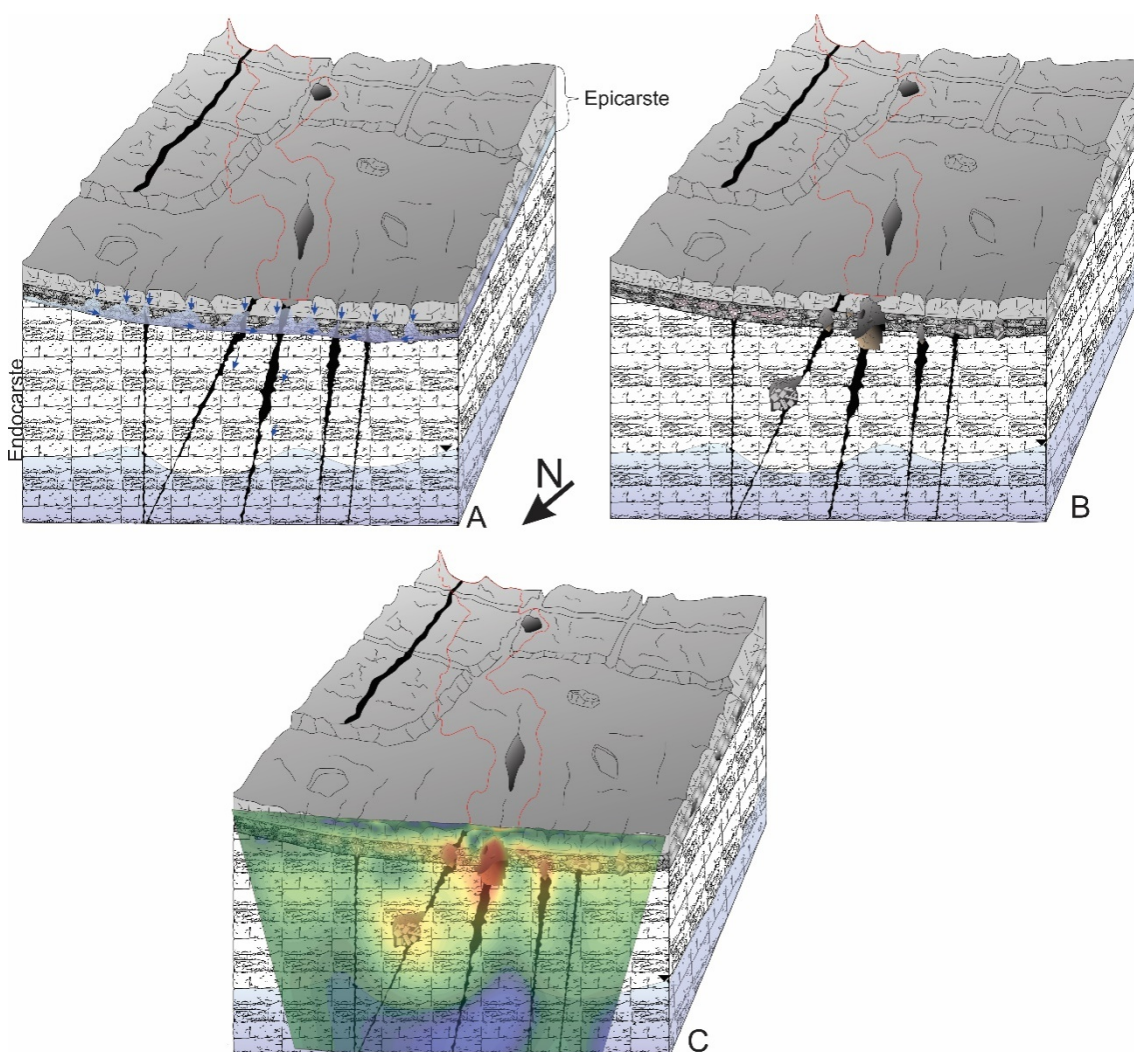
Figura 66 – Visão lateral dos sólidos em comparação com a nuvem de pontos do Laser Scanner com deslocamento vertical das anomalias (A) e zona de concentração de anomalias referente a cavidades (A e B).



Fonte: Autor

Com base nas informações obtidas através dos perfis geoeletrico e radargrama, a análise integrada dos mesmos e dos sólidos digitais é possível construir um modelo conceitual da evolução dos processos no qual se formou a caverna Furna Feia (Fig. 67). A retenção de água meteórica na base do epicarste pode ter desenvolvido a zona de alta permeabilidade (Super-k) com fluxo em direção às principais fraturas no carste, no caso da Furna Feia as de direção NW-SE e NE-SW. O posterior acúmulo de sedimentos, observado na base da caverna em campo, pode ter contribuído para impermeabilização da base e uma dissolução ascendente por processos paragenéticos.

Figura 67 - Modelo conceitual da caverna Furna Feia. A - Retenção de água meteórica na base do epicarste; B- Formação das cavidades na zona de alta permeabilidade; e C - Perfil geoeletrico resultante.



Fonte: Autor

5.5 Bacia de Irecê caverna Toca da Boa vista

5.5.1 Perfil 1 ERT

Os perfis geoeletricos Dipolo-Dipolo e Schlumberger, com comprimento de 385m (Fig. 68 A e B), mostram uma concentraçao de anomalias de alta resistividade nas porçoes superiores, com profundidades que variam entre 14 e 36 metros na direçao SE-NW, a partir do topo do perfil, com resistividade aparente de 10.000 Ohm.m. Esses valores são correspondentes à presençã de diversas cavidades preenchidas por ar.

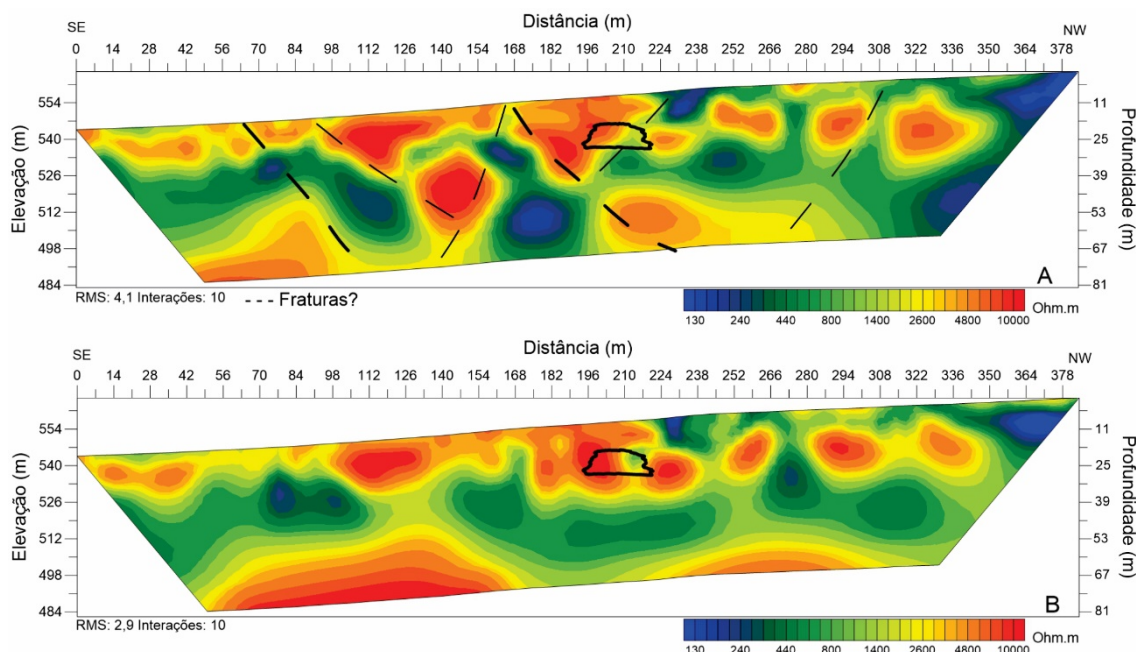
Na porçao intermediária deste perfil, entre as profundidades de 27m e 110m, principalmente com o arranjo Dipolo-Dipolo, as anomalias de resistividade aparente, com valores de 10.000 Ohm.m causadas por cavidades preenchidas por ar, encontram-se mais distribuídas e com maior diâmetro, observados entre as distâncias de 126m a 164m e 208m a 250m. Por ser mais raso, chegando a 96m de profundidade, enquanto que com o arranjo Dipolo-Dipolo pode chegar a 146m de profundidade, no arranjo Schlumberger essas anomalias são evidenciadas por um aumento no valor de resistividade aparente nas regiões correspondentes as mesmas no arranjo Dipolo-Dipolo. No perfil com o arranjo Dipolo-Dipolo, a partir de 118m de profundidade, predomina uma região com valores de resistividade aparente entre 3.000 e 5.500 Ohm.m, esses valores podem estar associados a possível presençã de mais um nível de cavidades preenchidas por ar.

Neste perfil há a ocorrência de anomalias de baixa resistividade aparente, com valores de resistividade aparente entre 120 e 210 Ohm.m, sendo interpretados como cavidades colapsadas preenchidas por sedimentos. Essas anomalias podem ser observadas nas distâncias de 154m a 168m, 224m a 245m, 294m a 308m e 322m a 385m.

Em todo o perfil, observa-se anomalias de resistividade aparente com formato alongado e por vezes estreitas, verticalizadas e horizontalizadas, com resistividades que variam de 1.200 a 2.600 Ohm.m e interligam anomalias das cavidades preenchidas por ar, sendo atribuídas a corredores de fraturas ou condutos (Feeders) que servem comodutos de alimentaçao de fluxo hipogênico.

Quando comparado à anomalia referente à caverna com a nuvem de pontos do Laser Scanner, este tem um deslocamento no eixo horizontal para a esquerda do Laser e possui dimensões maiores. Além de fatores elencados nos perfis da Furna Feia aqui se considera como principal fator o espaçamento entre eletrodos utilizados.

Figura 68 - Perfil geoeétrico 1 da Toca da Boa Vista (Lajes dos Negros/BA): A) Arranjo Dipolo- Dipolo e B) Arranjo Schlumberger. Com a localização das geometrias da caverna Toca da Boa vista a partir da nuvem de pontos adquiridas com Laser Scanner.



Fonte: Autor

5.5.2 Perfil GPR 1

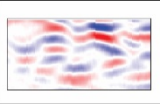
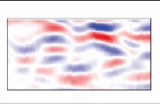
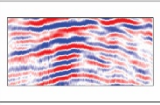
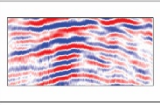
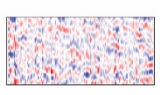
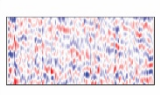
Neste radargrama é possível observar três conjuntos de reflexões distintos, denominados radarfácies R1, R2, R3 (Fig. 69). A radarfácies R1 é caracterizada por refletores contínuos, pouco segmentados, com curvatura irregular, subparalelo, com baixa amplitude, mostrando um padrão de dobras irregulares e sem organização aparente. Este padrão representa uma variação da segunda fase de deformação (D2), relacionados aos eventos compressivos nos estágios finais da orogênese Brasileira, do padrão em “caixa de ovos” em que há dobras com padrão irregular.

As radarfácies R2 é caracterizada por refletores com presença de múltiplas que indicam a presença de reverberação da onda eletromagnética no interior de cavidades preenchidas por ar (Fig. 70), com largura de uma dezena de metros, associado às feições cársticas e fraturas, apresenta distribuição lateral e vertical irregular e descontínua. Esses refletores também correspondem à região da caverna Toca da Boa Vista observada pelo posicionamento da nuvem de pontos do Laser Scanner.

A radarfácies R3 é caracterizada por refletores descontínuos, segmentados, com baixíssima amplitude, relacionada à atenuação das ondas eletromagnéticas neste meio. Este

padrão de radarfácies foi interpretado como correspondente à presença de cavidades colapsadas preenchidas por sedimentos.

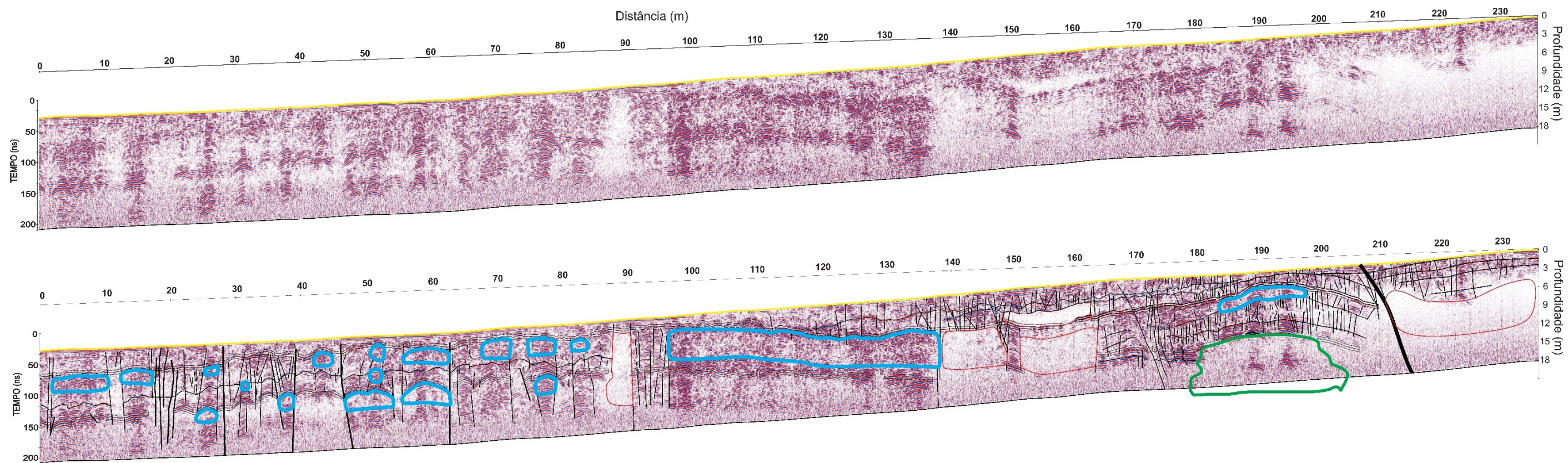
Figura 69 - Características e interpretações dos refletores na região da caverna Toca da Boa Vista.

		<p>Refletores contínuos, pouco segmentados, com curvatura irregular, subparalelo, com baixa amplitude, mostrando um padrão de dobras irregulares e sem organização aparente.</p>
		<p>Refletores presença de múltiplas que indicam a presença de reverberação da onda eletromagnética no interior de cavidades preenchidas por ar</p>
		<p>Refletores descontínuos, segmentados, com baixíssima amplitude, relacionada à atenuação das ondas eletromagnéticas neste meio devido a presença de cavidades colapsadas preenchidas por sedimento</p>

Fonte: Autor

As dobras do evento D1 não puderam ser agrupadas em um conjunto de radarfácies devido a sua magnitude, dificultando inseri-las em um padrão visual semelhante as demais radarfácies. É importante deixar claro que a radarfácies R2 apresenta uma assinatura geofísica bastante semelhante à radarfácies R1. Neste caso, é preciso cautela na interpretação, principalmente porque a radarfácies R1 também apresenta hipérboles de maior abertura, sendo geralmente associada às reverberações, o que difere das dobras D2.

Figura 70 - Seção GPR da Toca da Boa Vista processada (A) e interpretada (B) com as cavidades preenchidas por ar (R2 em azul), preenchidas por sedimentos (R3 em vermelho) e as principais estruturas em preto (R1). Localização da caverna em verde.



Fonte: Autor

5.5.3 Perfil 2 ERT

O perfil geoeétrico com os arranjos Dipolo-Dipolo e Schlumberger, com comprimento de aproximadamente 1.100m, foi adquirido com o objetivo de identificar outras feiões cársticas do complexo de cavernas TBV (Fig. 71 A e B) e suas possíveis conexões, com um maior espaçamento entre eletrodos (10m) para atingir uma profundidade aproximada de 100m, investigar a região com valores de altos calores de resistividade aparente na base do perfil geoeétrico 1 e suas possíveis causas.

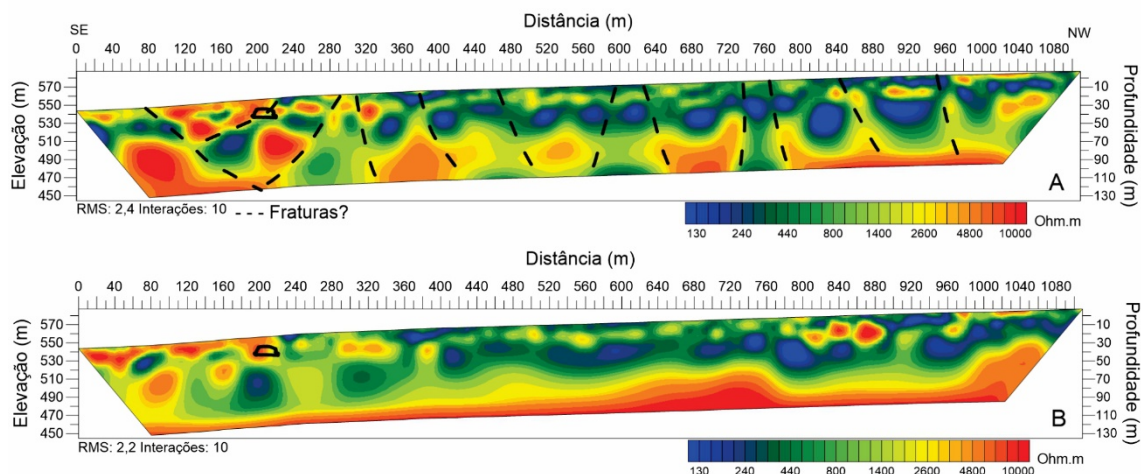
Assim como no perfil 1 de eletrorresistividade, podem ser identificadas as anomalias de resistividade aparente relacionadas às cavidades preenchidas por ar, cavidades colapsadas preenchidas por sedimento e distribuído ao longo do perfil e as anomalias atribuídas a corredores de fraturas ou condutos (Feeders) (Fig. 71A).

Neste perfil observa-se uma concentração maior das anomalias referente às cavidades preenchidas por ar na região SE do perfil do que em direção a porção NW. Este fato pode estar relacionado à presença de falhas de empurrão. Lembrando que estes perfis foram levantados perpendicularmente ao eixo da região dobrada pela colisão orogenética brasileira, com cavalgamento NNE-SSW e E-W (CAXITO; ULHEIN, 2013).

A partir do centro do perfil em direção NW na porção intermediária deste perfil, é possível destacar um aumento nas anomalias de baixa resistividade, o que sugere a presença de cavidades colapsadas preenchidas por sedimentos. Com o aumento do perfil inicial nessa direção, pode-se chegar a três conclusões, a primeira é que essas anomalias realmente são causadas por cavidades colapsadas preenchidas por sedimento, a segunda é relacionada a um provável nível freático em que as cavidades estariam preenchidas por água, ou por fim se tratar de um nível condutivo que é cortado (segmentado) pelos corredores de fratura que conduzem o fluxo hipogênico. Outro fato que pode corroborar para a segunda conclusão é de que os corredores de fraturas conectam apenas as anomalias referentes às cavidades preenchidas por ar.

A base do perfil mostra uma concentração de anomalias resistivas de grande porte, podendo ser interpretada como o nível mais profundo onde ocorrem grandes cavernas não preenchidas por sedimentos.

Figura 71 - Perfil geoeétrico 2 da Toca da Boa Vista (Lajes dos Negros/BA): A) Arranjo Dipolo- Dipolo e B) Arranjo Schlumberger. Com a localização das geometrias da caverna Toca da Boa vista a partir da nuvem de pontos adquiridas com Laser Scanner.

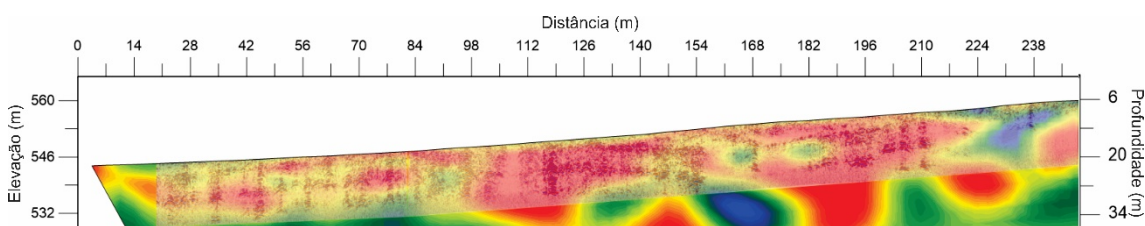


Fonte: Autor

5.6 Interpretação

Há dificuldades esperáveis quando se compara a eficiência de imageamento de métodos em que existe uma grande diferença na profundidade de investigação, pois, normalmente, espera-se que apresentem também diferentes resoluções. Neste exemplo, entre o GPR e ERT, a investigação do primeiro método é restrita a aproximadamente 15m, enquanto o método de ERT alcançou aproximadamente 100m de profundidade. No radargrama estão bem individualizadas as zonas de mais alta porosidade, associadas às cavidades preenchidas por ar, assim como nos perfis geoeétricos (Fig. 72).

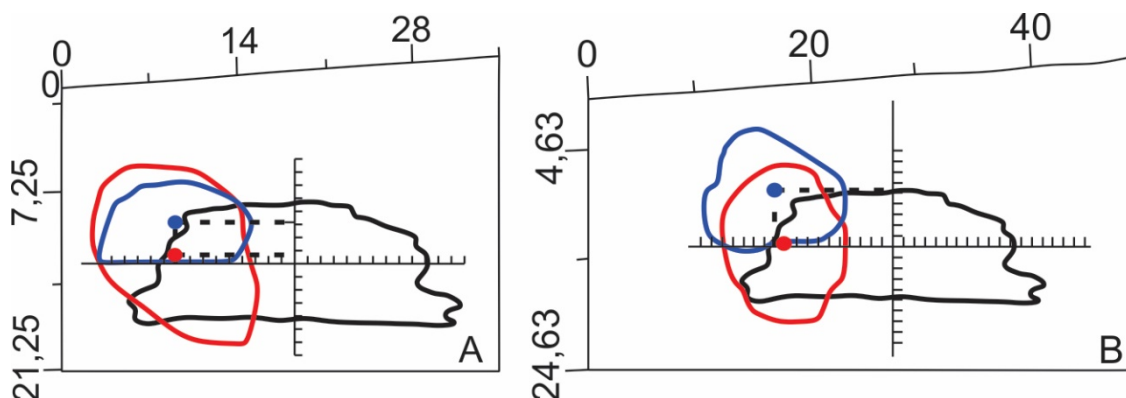
Figura 72 - Comparação ERT x GPR evidenciando a correlação entre as zonas de resistividade aparente e as radarfácies.



Fonte: Autor

Como nos perfis geoeletricos adquiridos na região da caverna de Furna Feia, nos perfis geoeletricos da Toca da Boa Vista existem divergências em relação à geometria, posição e dimensão, sendo aqui as causas prováveis o conjunto de cavidades próximas à caverna e ao espaçamento entre eletrodos utilizada na aquisição (Fig. 73).

Figura 73 - Comparativo entre a geometria da caverna obtida com Laser Scanner (contorno preto) e as anomalias causadas pela presença da caverna com os arranjos Dipolo-Dipolo (contorno azul) e Schlumberger (contorno vermelho). Estas apresenta um deslocamento entre o centro da caverna e o centro das anomalias de: A – Perfil 1 Dipolo-Dipolo -9,14m no eixo x e 3,15m no eixo y (ponto azul), Schlumberger -9,14m no eixo x e 0,67m no eixo y (ponto vermelho); B – Perfil 2 Dipolo-Dipolo -11m no eixo x e 5,23m no eixo y (ponto azul), Schlumberger -10m no eixo x e 0m no eixo y (ponto vermelho).



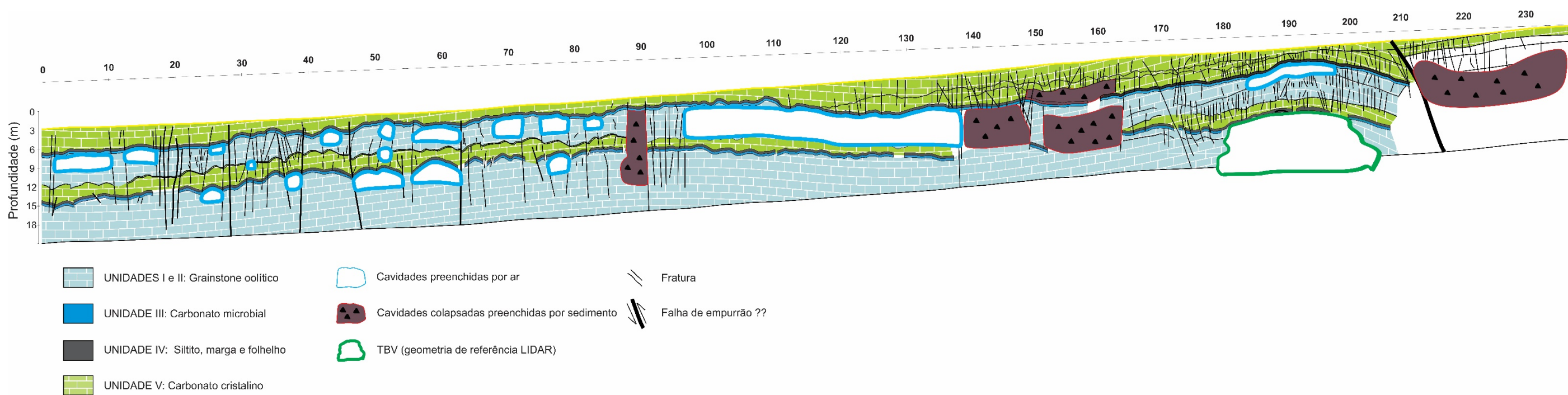
Fonte: Autor

A análise comparativa dos resultados obtidos com estes dois métodos geofísicos permitiu uma (provável) importante diferenciação: a separação entre cavidades preenchidas pelo ar e cavidades preenchidas por sedimentos (aluvião e depósitos de colapsos), melhor visualizada pela diferença de resistividade mostrada nos perfis geoeletricos, com padrões (cor vermelha) característicos de alta resistividade para as cavidades preenchidas por ar e de tons mais frios (cor azul) para caverna preenchidas por sedimentos ou também por água.

Esses dados sugerem que a concentração de dissolução cárstica ocorreu devido ao transporte de fluidos hipogênico que migravam através de fraturas e alojavam-se nas zonas de charneira das dobras, desenvolvidas paralelamente ao eixo principal do empurrão sob camadas selantes, e migraram ao longo dos eixos das dobras, dissolvendo os carbonatos e gerando as cavernas. A alta densidade de galerias e fendas é compatível com o padrão ramiforme labiríntico, presente em muitas cavernas hipogênicas.

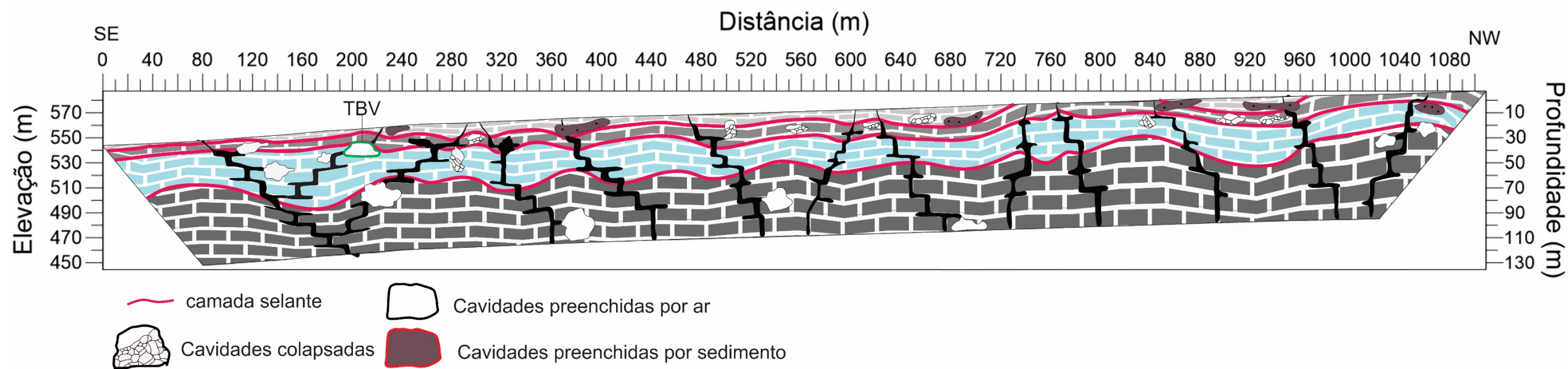
Com base nos perfis ERT 1 e de GPR, foram dispostas as unidades I, II, III, IV e V do modelo proposto por Cazarin *et al.* (2019), mostrando a coerência entre os dados obtidos com estes perfis e o modelo, em que as porosidades principais estão associadas à regiões mais fraturadas, como nos planos axiais das dobras e na presença de camadas pelíticas (insolúveis), denominadas de Unidade IV (Fig.74). Parte dessa interpretação foi extrapolada para o perfil ERT 2, mostrando os diversos níveis de cavernas conectadas pelos Feeders que cortam a camada de menor resistividade (Fig. 75).

Figura 74 - Seção esquemática mostrando as unidades deposicionais propostas por Cazarin et al (2019).



Fonte: Autor

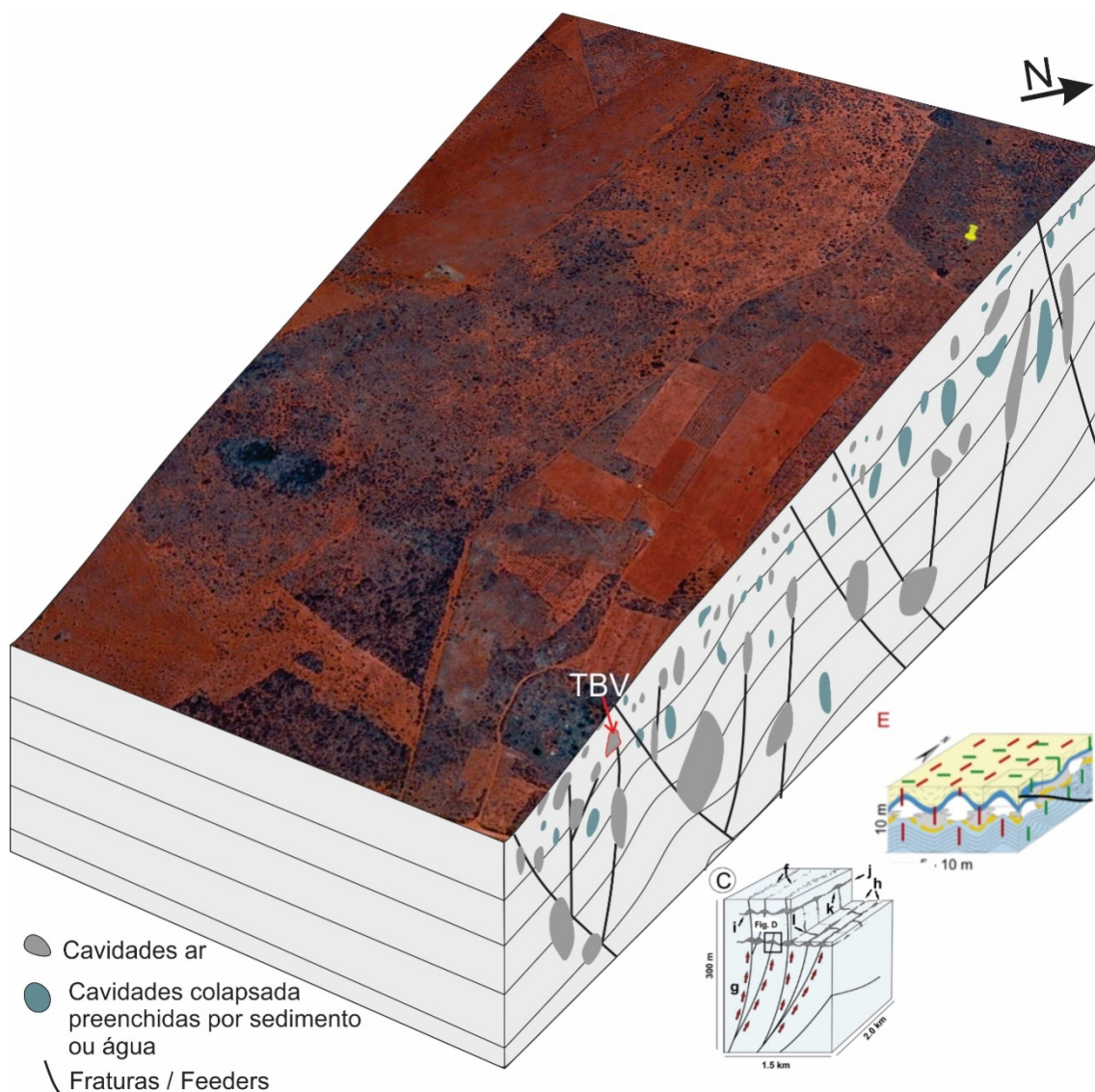
Figura 75 - Seção esquemática mostrando a conexão dos Feedrs com as cavidades.



Fonte: Autor

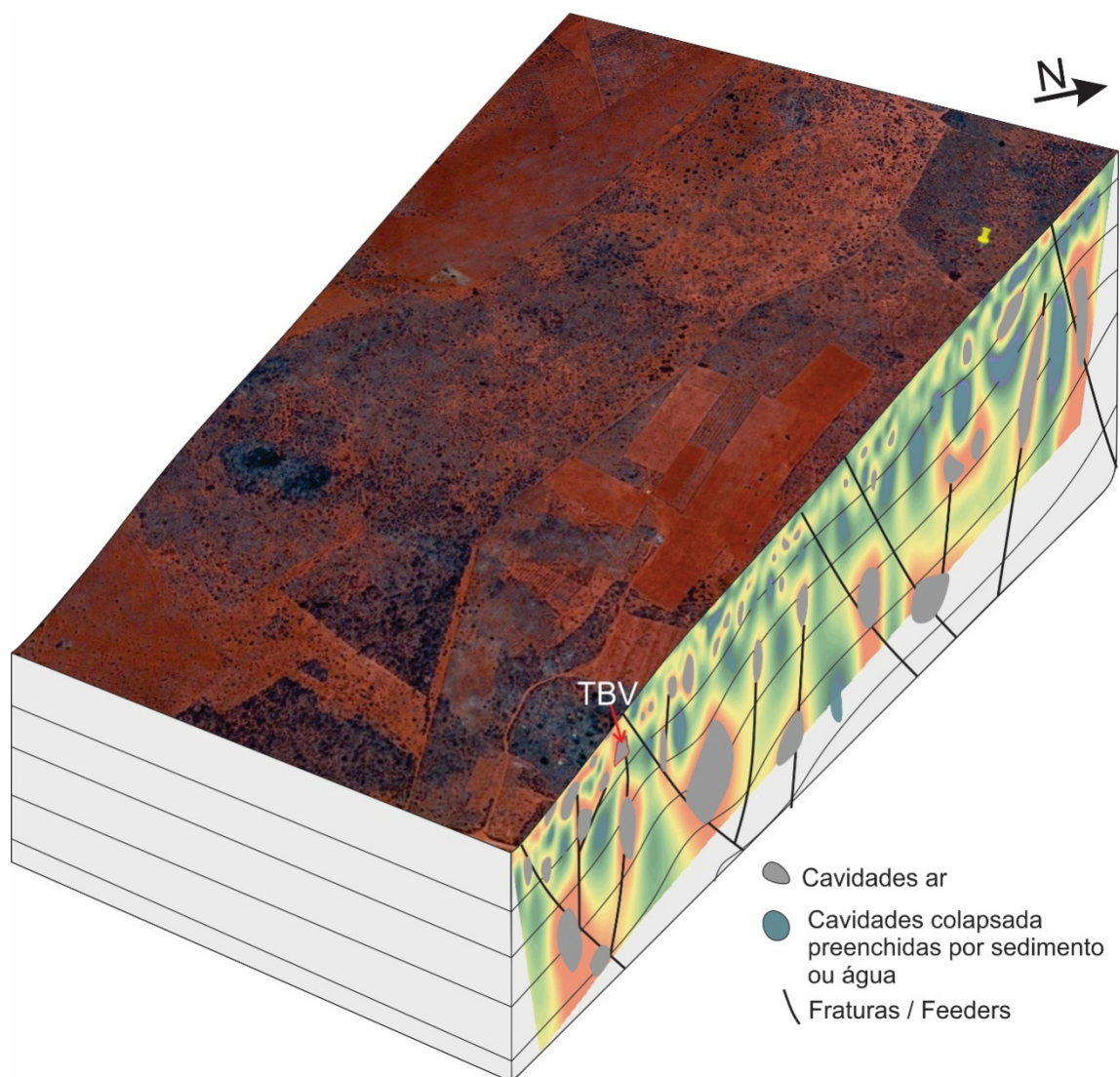
Estes resultados permitem expandir consideravelmente o conhecimento obtido através de levantamentos espeleológicos clássicos, visto que possibilita inferir a existência, distribuição e morfologia aproximados de galerias “ocultas”, demonstrando claramente que a porção acessível representa uma parcela ínfima da porosidade existente. Além de propiciar uma gama nova de informações e detalhamento aos modelos conceituais existentes na literatura, como os de Klimchouk *et al.* 2016, Ennes-Silva *et al.* 2016 e Cazarin *et al.* 2019, sobre o comportamento frágil das camadas mais superficiais afetadas pela colisão, fraturamento e carstificação (Fig. 76 e 77).

Figura 76 - Modelo conceitual do complexo de cavernas Toca da Boa Vista a partir dos dados geofísicos e modificado de Ennes-Silva *et al.* 2016 (Modelo E) e Cazarin *et al.* 2019 (Modelo C).



Fonte: Autor

Figura 77 - Modelo conceitual com o perfil de geolétrico 2.



Fonte: Autor

6 CONCLUSÃO

Os métodos geofísicos de eletrorresistividade e de GPR se mostram adequados ao imageamento de feições estruturais e cársticas em diferentes profundidades e resolução. Considera-se que o uso sistemático destes métodos geofísicos rasos, associados à tecnologia LIDAR, contribuiu significativamente para a interpretação e para a parametrização das anomalias a partir de informações espaciais e geométricas das cavernas.

O método de eletrorresistividade propiciou uma investigação em diferentes escalas, identificando feições cárstica submétricas, a poucos metros de profundidade, até feições de dezenas de metros a mais 100 m de profundidade. O GPR se mostrou o método com melhor resolução e maior capacidade para honrar a cúpula das cavernas, entretanto, limitado à profundidade máxima de 11 metros. Para a região da caverna de Furna Feia, que tem formação epigênica, foi possível correlacionar as zonas com diferentes resistividades aparente com as radarfácies dos radargramas. Foi evidenciado uma região de alta porosidade, associado às feições cársticas de dissolução e fraturas, com distribuição lateral irregular e descontínua, marcada por refletores de baixa amplitude e altas resistividades. Esse padrão foi interpretado como análogo a camadas Super-K encontradas no Pré-Sal.

Para a caverna Toca da Boa Vista, os métodos geofísicos permitiram uma separação entre cavidades preenchidas pelo ar e cavidades preenchidas por sedimentos (aluvião e depósitos de colapsos). As cavidades preenchidas por ar apresentaram valores de resistividade aparente de 10.000 Ohm.m e nos radargramas a reverberação da onda eletromagnética no interior dessas cavidades. Já as cavidades preenchidas por sedimento mostraram valores de resistividade inferiores a 200 Ohm.m e nos radargramas estas cavidades mostraram refletores com baixa amplitude. Nos perfis geoeletricos foi possível mapear anomalias de resistividade aparente com formato alongado e por vezes estreitas, verticalizadas e horizontalizadas, com resistividades que variam de 1.200 a 2.600 Ohm.m e interligam anomalias das cavidades preenchidas por ar, sendo atribuídas a corredores de fraturas ou condutos (Feeders).

Os métodos permitiram a construção de modelos conceituais do complexo de cavernas Furna Feia e Toca da Boa Vista, acrescentando informações adicionais sobre a distribuição espacial das cavernas e corredores de fraturas, e identificando novos elementos que enriqueceram estes modelos.

REFERÊNCIAS

- AKTARAKÇI, H. **Resistivity Imaging**. Madrid: [s.n.], 2008.
- AL-FARES, W.; BAKALOWICZ, M.; GUÉRIN, R.; DUKHAN, M. Analysis of the karst aquifer structure of the Lamalou area (Hérault, France) with ground penetrating radar. **Journal of Applied Geophysics**, [s.l.], v. 51, p. 97-106, 2002.
- ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, p. 349-364, 1977.
- ANGELOPOULOU, E.; WRIGHT J.; JOHN, R. **Laser Scanner Technology**. Pennsylvania: Department of Computer & Information Science University of Pennsylvania. 1999. Disponível em: <http://repository.upenn.edu/cis-reportsw/74>. Acesso em: 20 jul. 2007.
- ANNAN, A. P.; COSWAY, S. W. Ground penetrating radar survey design. *In*: SYMPOSIUM ON THE APPLICATION OF GEOPHYSICS TO ENGINEERING AND ENVIRONMENTAL PROBLEMS, 5, 1992, [s.l.]. **Anais [...]** [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2001, p. 329-351.
- ANNAN, A.P. **Ground Penetrating Radar**: Workshop Notes. Ontario: Sensors and Software incorporated, 2001.
- ARARIPE, P. T.; FEIJÓ, F. J. Bacia Potiguar. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 127-141, 1994.
- AULER, A. S. Karst areas in Brazil and the potential for major caves-an overview. **Bol. Soc. Venezuelana Espel**, Venezuela, v. 36, p. 29-35, 2002.
- BAE, K.; LICHTI, D. On-site self-calibration using planar features for terrestrial laser scanners. **Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.**, [s.l.], v. 36, p. 14-19, 2007.
- BAKALOWICZ, M. (Ed.). **Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques**. [S.l.]: SDAGE Rhône Mediterranee Corse, 1999.
- BARBOSA, J. S.; SABATÉ, P.; MARINHO, M. M. O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, n. 33, v. 1, p. 3-6, 2003.
- BELLIAN, J.A.; KERANS, C.; JENNETTE, D.C. Digital Outcrop Models: Applications of Terrestrial Scanning Lidar Technology in Stratigraphic Modeling. **Journal of Sedimentary Research**, [s.l.], v. 75, n. 2, p.166-176, 2005.
- BERNARDINI, F.; VINCI, G.; FORTE, E.; FURLANI, S.; PIPAN, M.; BIOLCHI, S.; DE MIN, A.; FRAGIACOMO, A.; MICHELI, R.; VENTURA, P.; TUNIZ, C. Discovery of ancient Roman "highway" reveals geomorphic changes in karst environments during historic times. **Plos one** [s.l.], v. 13, n. 3, p. 1, 2018.
- BERTANI, R.T.; COSTA, I.G.; MATOS, R.M.D. Evolução Tecto-Sedimentar, Estilo Estrutural e Hábitat do Petróleo na Bacia Potiguar. *In*: DE RAJA, GABAGLIA, G.P. MILANI, E.J. (coord). Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro:

Petrobrás, 1990, p. 291-310.

BINLEY, A. Tools and techniques: DC electrical methods. *In*: BINLEY, A. **Treatise on Geophysics**, 2 th ed. Amsterdam: Elsevier, 2015, p. 233-259.

BIZZI L.A.; SCHOBENHAUS C.; VIDOTTI R.M.; GONÇALVES J.H. **Geologia tectônica e recursos minerais do Brasil**: texto, mapas & SIG. Brasília: CPRM, 2003.

BONFIM, L. E.; ROCHA, A. J. D.; PEDREIRA, A. J.; MORAIS, J. C., GUIMARÃES, J. T.; TESCH, N. A. **Projeto Bacia de Irecê**. Salvador: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 1985.

BORGES, W. R. **Caracterização geofísica de alvos rasos com aplicações no planejamento urbano e meio ambiente: estudo sobre o sítio controlado do IAG/USP**. 2007. 271 p. Tese (Doutorado em Geofísica) – Universidade de São Paulo: São Paulo, 2007.

BRAGA, A. C. de O. **Geofísica Aplicada: métodos geoeletricos em hidrogeologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2016.

BRANNER, J.C. Aggraded limestone plains of the interior of Bahia and climatic changes suggested by them. **Geological Society of America Bulletin**, [s.l.], v. 22, n.2, p.187-206, 1911.

BRIESTENSKY, M.; STEMBERK, J.; MICHALI'K, J.; BELLA, P.; ROWBWRRY, M. The use of a karstic cave system in a study of active tectonics: fault movements recorded at Driny Cave, Male' Karpaty Mts (Slovakia). **Journal of Cave and karst Studies**, [s.l.], v. 73, n. 2, p. 114-123, 2010.

BRITO NEVES, B. B. D. B.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, n. 44, v. 3, p. 493-518, 2014.

BRITO NEVES, B. B. D.; CAMPOS NETO, M. D. C.; FUCK, R. A. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. **Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences**, [s.l.], v. 22, n. 3, p. 155-166, 1999.

BUCKLEY, S. J.; HOWELL, J. A.; ENGE, H. D.; KURZ, T. H. Terrestrial laser scanning in geology: data acquisition, processing and accuracy considerations. **Journal of the Geological Society**, [s.l.], v. 165, n. 3, p. 625-638, 2008.

CARDARELLI, E.; CERCATO, M.; CERRETO, A.; DI FILIPPO, G. Electrical resistivity and seismic refraction tomography to detect buried cavities. **Geophysical Prospecting**, [s.l.], v. 58, n. 4, p. 685-695, 2010.

CARDARELLI, E.; FISCHANGER, F. 2D data modelling by electrical resistivity tomography for complex subsurface geology. **Geophysical Prospecting**, [s.l.], v. 54, n. 2, p. 121-133.

CASSAB, R.C.T. **Paleontologia da Formação Jandaíra, Cretáceo Superior da Bacia**

Potiguar, com ênfase na paleobiologia dos gastrópodes. Rio de Janeiro: Instituto de Geociências, 2003.

CASTELO BRANCO, R. M. G.; AMORIM, A. N.; MARTINS, J. A.; LIMA JUNIOR, S. B.; PEDROSA JUNIOR, N. C.; VIEIRA, N. C. C.; OLIVEIRA, K. M. L. Electrical Resistivity Tomography (ERT) Applied to Preliminary Economic/Geoelectrical Evaluation of the Jandaira and Açú Formations in the SW Border of the Potiguar Basin, Rio Grande do Norte, Brazil. *In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY & EXPOGEF*, 13., 2013., Rio de Janeiro. **Anais [...]**. Rio de Janeiro: Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society, 2013. P. 574-577.

CAXITO, F. A.; UHLEIN, A. Arcabouço tectônico e estratigráfico da Faixa Riacho do Pontal, divisa Pernambuco-Piauí-Bahia. **Genomos**, [s.l.], v. 21, n. 2, p. 19-37, 2013.

CAZARIN, C. L.; BEZERRA, F. H. R.; BORGHI, L.; SANTOS, R.V.; FAVORETO, J.; BROD, J. A.; AULER, A.S; SRIVASTAVA, N.K. The conduit-seal system of hypogene karst in Neoproterozoic carbonates in northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, [s.l.], v. 101, p. 90-107.

CECAV. **Anuário estatístico do patrimônio espeleológico brasileiro.** Brasília: CECV, 2018.

CERU, T.; ŠEGINA, E.; GOSAR, A. Geomorphological dating of Pleistocene conglomerates in central Slovenia based on spatial analyses of dolines using lidar and ground penetrating radar. [S.l.]: Recent Advances in GPR Imaging, 2011.

CHALIKAKIS, K.; PLAGNES, V.; GUERIN, R.; VALOIS, R.; BOSCH, F. P. Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. **Hydrogeology Journal**, [s.l.], v. 19, n. 6, p. 1169., 2011.

CHALUPA, V.; PÁNEK, T.; TÁBOŘÍK, P.; KLIMEŠ, J.; HARTVICH, F.; GRYGAR, R. Deep-seated gravitational slope deformations controlled by the structure of flysch nappe outliers: Insights from large-scale electrical resistivity tomography survey and LiDAR mapping. **Geomorphology**, v. 321, p. 174-187, 2018.

CHENG, L.; CHEN, S.; LIU, X.; XU, H.; WU, Y.; LI, M.; CHEN, Y. Registration of laser scanning point clouds: A review. **Sensors**, v. 18, n. 5, p. 1641, 2018.

COOK, K. L.; VAN NOSTRAND, R. G. Interpretation of resistivity data over filled sinks. **Geophysics**, v. 19, n. 4, p. 761-790.

CORREIA, M. G.; MASCHIO, C.; SCHIOZER, D. J. Flow simulation using local grid refinements to model laminated reservoirs. *Oil & Gas Sciences and Technology. Revue d'IFP Energies nouvelles.* [S.l.: s.n.], 2018.

CORREIA, M. G.; SCHIOZER, D. J. Integration of Highly Permeable Thin Layers Into Flow Simulation. *In: SPE EUROPEC FEATURED AT 79TH EAGE CONFERENCE AND EXHIBITION*, 79., 2017, [s.l.]. **Anais [...]**. [S.l.]: Society of Petroleum Engineers, 2017.

CORREIA, M. G.; SCHIOZER, D. J. Scaling Up Highly Permeable Thin Layers Into Flow

Simulation. *SPE Reservoir Evaluation & Engineering*, [s.l.], v. 21, n. 2, p. 501-520, 2018.

CORREIA, M.; HOHENDORFF, J.; GASPAR, A. D. S.; SCHIOZER, D. **UNISIM-II-D: Benchmark case proposal based on a carbonate reservoir**. [S.l.]: Society of Petroleum Engineers, 2015.

CREMONINI, A. O.; GOULART, J.P.M.; SOARES, U.M. O Rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL*, 4, 1996, Rio Claro. **Anais [...]**. Rio Claro: [s.n.], 1996. p.89-93.

CRUZ, J.B.; BENTO, D. M.; BEZERRA, F. H. R.; FREITAS, J. I.; CAMPOS, U. P., SANTOS, D. J. Diagnóstico Espeleológico do Rio Grande do Norte. **Revista Brasileira de Espeleologia**, [s.l.], v. 1, p. 1-24, 2010.

CRUZ, S. C. P.; ALKMIM, F. F. D. A história de inversão do aulacógeno do Paramirim contada pela Sinclinal de Ituaçu, extremo sul da Chapada Diamantina. [S.l.:s.n.], 2007.

DA SILVA, B. N.; TEIXEIRA, W.; LEAL, L. R. B.; DE MENEZES LEAL, A. B. Evolução crustal do setor ocidental do Bloco Arqueano Gavião, Cráton do São Francisco, com base em evidências U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr. **Geologia USP**, São Paulo, v. 13, n. 4, p. 63-88, série científica, p. 63-88, 2013.

DAHLIN, T.; BERNSTONE, C. A roll-along technique for 3D resistivity data acquisition with multi-electrode arrays. *In: SYMPOSIUM ON THE APPLICATION OF GEOPHYSICS TO ENGINEERING AND ENVIRONMENTAL PROBLEMS (SAGEEP '97)*, 9., 1997, Nevada. **Anais [...]** Nevada: Expanded Abstracts, 1997, p. 927-935.

DAHLIN, T.; BERNSTONE, C.E.; LOKE, M. H. A 3-D resistivity investigation of a contaminated site at Lerbacken, Sweden. *Geophysics*, [s.l.], v. 67, p. 1692-1700, 2002.

DAHLIN, T.; WISÉN, R.; ZHANG, D. **3D effects on 2D resistivity imaging: Modelling and field surveying results**. 13 th ed. Istanbul: Expanded Abstracts, 2007.

DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. **Geophysical prospecting**, v. 37, n. 5, p. 531-551, 1989.

DE CASTRO, D. L.; BEZERRA, F. H. R. Fault evolution in the Potiguar rift termination, equatorial margin of Brazil. *Solid Earth*, [s.l.], v. 6, n. 1, 2015.

DE JESUS, T. E. S.; DOS REIS JÚNIOR, J. A.; DE CASTRO, D. L.; LIMA-FILHO, F. P. Imageamento digital de paleocavernas colapsadas com ground penetrating radar. **Geologia USP**, São Paulo, v. 12, n. 3, p. 17-84, série científica, 2012.

DE SOUZA L. P. S.; BERROCAL, J. Estudo de refração sísmica na região que abrange a estação sismográfica de Angra dos Reis (ESAR). *In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY & EXPOGEF*, 9., 2005, Salvador. **Anais [...]** Salvador: Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society, 2005, p. 1920-1925.

DE SOUZA, S. L.; BRITO, P. C. R.; SILVA, R. W. S. **Estratigrafia, sedimentologia e**

recursos minerais da Formação Salitre na Bacia de Irecê, Bahia. [S.l.]: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 1993.

DE WAELE, J.; PLAN, L.; AUDRA, P. **Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: an introduction.** [S.l.:s.n.], 2009.

DOBECKI, T. L. **Geophysical Methods for Karst Detection and Mapping.** [S.l.:s.n.], 1990.

DOMINGUEZ, J. M. L. **As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias: o Cráton do São Francisco.** Salvador: SBG/NBA-SE, p. 137-155, 1993.

DOS REIS JÚNIOR, J. A.; DE CASTRO, D. L.; CASAS, A.; HIMI, M.; LIMA-FILHO, F. P. ERT and GPR survey of collapsed paleocave systems at the western border of the Potiguar Basin in northeast Brazil. **Near Surface Geophysics**, [s.l.], v. 13, n. 4, p. 369-381, 2015.

DOS REIS, JR. J. A.; DE CASTRO, D. L.; DE JESUS, T. E. S.; LIMA FILHO, F. P. Characterization of collapsed paleocave systems using GPR attributes. **Journal of Applied Geophysics**, [s.l.], v. 103, p. 43-56, 2014.

DOS SANTOS, J. L.; VERÍSSIMO, C. U. V.; BARBOSA, V. A. C.; DA SILVA, K. F.; & DOS SANTOS, J. L. L. Controle estrutural na gênese da caverna furna feia, município de Baraúna-RN. *In*: Congresso Brasileiro De Espeleologia, 31., 2011, [s.l.]. **Anais [...]** [s.l.:s.n.], 2011.

DREW, D. **Karst Processes and Landforms.** London: Macmillan Education Ltd, 1985.

DROPPA, A. Smolenick kras v Maluch Karpatoch (Smolenice karst in the Small Carpathians): Zemepisny sbomík. **Geographical Proceedings**, [s.l.], v. e, p. 7-52, 1951.

ELKHRACHY, I.; NIEMEIER, W. **Optimization and strength aspects for geo-referencing data with terrestrial Laser Scanner system.** 12 th ed. [S.l.]: FIG Symposium, 2006.

EL-QADY, G.; HAFEZ, M.; ABDALLA, M. A.; USHIJIMA, K. Imaging subsurface cavities using geoelectric tomography and ground-penetrating radar. **Journal of cave and karst studies**, [s.l.], v. 67, n. 3, p. 174-181, 2005.

ENNES-SILVA, R. A; BEZERRA, F. H.; NOGUEIRA, F. C.; BALSAMO, F.; KLIMCHOUK, A.; CAZARIN, C. L.; AULER, A. S. Superposed folding and associated fracturing influence hypogene karst development in Neoproterozoic carbonates, São Francisco Craton, Brazil. **Tectonophysics**, [s.l.], v. 666, p. 244-259, 2006.

ESTEBAN, M.; WRIGHT, V. P.; SMART, P. L. Palaeokarst: practical applications. **Palaeokarsts and palaeokarstic reservoirs**, [s.l.], v. 152, p. 89-119, 1991.

FABBRI, S.; SAURO, F.; SANTAGATA, T.; ROSSI, G.; DE WAELE, J. High-resolution 3-D mapping using terrestrial laser scanning as a tool for geomorphological and speleogenetical studies in caves: An example from the Lessini mountains (North Italy).

Geomorphology, [s.l.], v. 280, p. 16-29, 2017.

FARRANT, A. R.; SMART, P. L. **Role of sediment in speleogenesis**; sedimentation and paragenesis. *Geomorphology*, [s.l.], v. 134, n. 1-2, p. 79-93, 2011.

FERNANDES JR, A. L.; MEDEIROS, W. E.; BEZERRA, F. H.; OLIVEIRA JR, J. G.; CAZARIN, C. L. GPR investigation of karst guided by comparison with outcrop and unmanned aerial vehicle imagery. **Journal of Applied Geophysics**, [s.l.], v. 112, p. 268-278, 2015.

FIGUEIREDO, F. T. **Fácies sedimentares e proveniência da Formação Bebedouro, Neoproterozóico (BA)**. 2008. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

FORD, D. C.; WILLIAMS, P. W. **Karst geomorphology and hydrology**. London: Unwin Hyman, 1989.

FORD, D.; WILLIAMS, P. **Karst hydrogeology and geomorphology**. 2. th ed. Chichester: Wiley, 2007.

FRAGOSO, D. G. C.; REIS, H. L. S.; KUCHENBECKER, M. **Mapeamento Geológico da região de Irecê-Lapão (BA)**: registros de uma rampa carbonática neoproterozóica. 2008. Monografia (Graduação em Geologia) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2008.

GAMBETTA, M.; ARMADILLO, E.; CARMISCIANO, C.; STEFANELLI, P.; COCCHI, L.; E TONTINI, F.C. Determining geophysical properties of a nearsurface cave through integrated microgravity vertical gradient and electrical resistivity tomography measurements. **Journal of Cave and Karst Studies**, [s.l.], v. 73, n. 1, p. 11-15, 2011.

GÉLIS, C., REVIL, A.; CUSHING, M. E.; JOUGNOT, D.; LEMEILLE, F.; CABRERA, J.; ROCHER, M. Potential of electrical resistivity tomography to detect fault zones in limestone and argillaceous formations in the experimental platform of Tournemire, France. **Pure and Applied Geophysics**, [s.l.], v. 167, n. 11, p. 1405-1418, 2010.

GIUFFRIDA, A., LA BRUNA, V., CASTELLUCCIO, P., PANZA, E., RUSTICHELLI, A., TONDI, E., GIORGIONI, M., AGOSTA, F. Fracture simulation parameters of fractured reservoirs: Analogy with outcropping carbonates of the Inner Apulian Platform, southern Italy. **J. Struct. Geol.**, [s.l.], v.123, p. 18-41, 2019.

GOLDSCHIEDER N.; DREW D. **Methods in Karst Hydrogeology**. London: Taylor and Francis, 2007.

GOMES, I. P. **A importância das fraturas no desenvolvimento de feições cársticas em calcários da formação Jandaíra (cretáceo da bacia Potiguar), Felipe Guerra, RN.** , 2008. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2008.

GREEFIELD, R. J. Review of geophysical approaches to the detection of karst. **Bull Assoc Eng Geol**, [s.l.], v. 16, p. 393-408, 1979.

GREENFIELD, R. J.; LAVIN, P. M.; PARIZEK, R. R. Geophysical methods for location of voids and caves. *In: PROCEEDINGS OF THE ANAHEIM SYMPOSIUM*, 121., 1979, [s.l.]. **Anais [...]**, [S.l.: s.n.], 1979.

GUADAGNIN, F.; CHEMALE JR, F.; MAGALHÃES, A. J.; SANTANA, A.; DUSSIN, I.; TAKEHARA, L. **Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup—Insight into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the Congo–São Francisco Craton**. *Gondwana Research*, [s.l.], v. 27, n. 1, p. 363-376, 2015.

GUÉRIN, R.; BALTASSAT, J. M.; BOUCHER, M.; CHALIKAKIS, K.; GALIBERT, P. Y.; GIRARD, J. F.; PLAGNES, V.; VALOIS, R. Geophysical characterisation of karstic networks—Application to the Ouisse system (Poumeysen, France). **Comptes Rendus Geoscience**, [s.l.], v. 341, n. 10-11, p. 810-817, 2009.

GUIMARÃES J. T. **A Formação Bebedouro no Estado da Bahia: Faciologia, estratigrafia e ambientes de sedimentação**. 1996. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1996.

GUIMARÃES, J. T.; MISI, A.; PEDREIRA, A. J.; DOMINGUEZ, J. M. L. The Bebedouro Formation, Una Group, Bahia (Brazil). **Geological Society**, London, v. 36, n. 1, p. 503-508, 2011.

GUIMARÃES, J.T.; MARTINS, A.A.M.; ANDRADE FILHO, E.L.; LOUREIRO, H.S.C.; ARCANJO, J.B.A.; NEVES J.P.; ABRAM, M.B.; SILVA, M.G.; BENTO, R.V. (org.). **Projeto Ibitiara-Rio de Contas: Estado da Bahia**. Salvador: CPRM, 2005.

HARDT, R., RODET, J.; PINTO, S. D. A. F. O carste. produto de uma evolução ou processo? evolução de um conceito. **Revista de Geografia**, Recife, v. 27, n. 3, edição especial, p. 110-124, 2011.

HARTMANN, A.; GOLDSCHIEDER, N.; WAGENER, T.; LANGE, J.; WEILER, M. Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches. **Reviews of Geophysics**, [s.l.], v. 52, n. 3, p. 218-242, 2014.

HECKEL, P. H. Recognition of ancient shallow marine environments. *In: RIGBY, J.K.; HAMBLIN, W.K. (ed.). Recognition of Ancient Sedimentary Environments, Society Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*. [S.l.: s.n.], 1972, p. 226-286.

HERWANGER, J. V.; PAIN, C. C.; BINLEY, A.; DE OLIVEIRA, C. R. E.; WORTHINGTON, M. H. Anisotropic resistivity tomography. **Geophysical Journal International**, v. 158, n. 2, p. 409-425, 2004.

HILL, C. A. Overview of the geologic history of cave development in the Guadalupe Mountains, New Mexico. **Journal of Cave and Karst Studies**, [s.l.], v. 62, n. 2, p. 60-71, 2000.

HOOVER, R. Geophysical choices for karst investigations. *In: BECK, B. (ed.). Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst*. Reston: American Society of

Civil Engineers, 2003, p. 529-538.

HOWELL, J. A.; MARTINIUS, A. W.; GOOD, T. R. The application of outcrop analogues in geological modelling: a review, present status and future outlook. **Geological Society**, London, v. 387, n. 1, p. 1-25, 2014.

ICMBIO. **Mapa de áreas de ocorrência de cavernas no Brasil**. [S.l.: s.n.], 2018.

JOHNSON W.J. Case histories of DC resistivity measurements to map shallow coal mine workings. **The Leading Edge**, [s.l.], v. 22, p. 571-573, 2003.

JOL, H. M. **Ground penetrating radar theory and applications**. [S.l.]: Elsevier, 2008.

KAMINSKY, A. E. **ZondRes2D**: software for two-dimensional interpretation of DC resistivity and IP data: zond Geophysical Software. Saint-Petersburg: [s.n.], 2010.

KARMAN, I. Carste e cavernas: paisagens subterrâneas. In: TEIXEIRA, W. (ed.). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Ed. Oficina de textos, 2001, p. 129-138.

KASPRZAK, M.; SOBCZYK, A. Searching for the void: improving cave detection accuracy by multi-faceted geophysical survey reconciled with LiDAR DTM. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 61, n. 2, p. 45-59, 2017..

KASPRZAK, M.; SOBCZYK, A.; KOSTKA, S.; HACZEK, A. Surface geophysical surveys and LiDAR DTM analysis combined with underground cave mapping—an efficient tool for karst system exploration: Jaskinia Niedzwiedzia case study (Sudety, Poland). In: GEOMORPHOMETRY 2105 CONFERENCE PROCEEDINGS, POZNAN, 2015, [s.l.]. **Anais [...]**. [S.l.:s.n.], 2015, p. 75-78.

KEAREY, P; BROOKS, M.; HILL, I. **Geofísica de exploração**. São Paulo: Oficina de textos, 2009.

KIRSCH, R. **Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology**. Berlin: Springer, 2006.
KLIMCHOUK, A. B. The karst paradigm: changes, trends and perspectives. **Acta Carsologica**, [s.l.], v. 44, n. 3, 2015.

KLIMCHOUK, A. B.; FORD, D. C. **Principal features of hypogene speleogenesis. Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins** (ред. Klimchouk, AB, Ford, DC). [S.l.]: Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, 2009.

KLIMCHOUK, A. Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. **Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers**, [s.l.], v. 2, n. 1, p. 1-13, 2015.

KLIMCHOUK, A.; AULER, A. S.; BEZERRA, F. H.; CAZARIN, C. L.; BALSAMO, F.; DUBLYANSKY, Y. Hypogenic origin, geologic controls and functional organization of a giant cave system in Precambrian carbonates, Brazil. **Geomorphology**, [s.l.], v. 253, p. 385-405, 2016.

KUCHENBECKER, M.; REIS, H. L. S.; FRAGOSO, D. G. C. **Caracterização estrutural e**

considerações sobre a evolução tectônica da Formação Salitre na porção central da Bacia de Irecê, norte do Cráton do São Francisco (BA). *Geonomos*, [s.l.], v. 19, n. 2, edição especial, p. 42-49, 2011.

LEÃO, Z. M. A. N.; DOMINGUEZ, J. M. L. Plataformas Carbonáticas Precambrianas: o exemplo da Fm. Salitre-Proterozoico Superior, Estado da Bahia. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Rio de Janeiro, v. 37, p. 451, 1992.

LEUCCI, G. Evaluation of karstic cave stability using integrated geophysical methods. *GeoActa*, [s.l.], v. 2, p. 47-60, 2003.

LIMA NETO, F. F. **Carta estratigráfica da Bacia Potiguar**. Natal: Petrobrás, 1985.

LIRA, A.R.A.; TRZASKOS, B.; MARTINS, C.M.; KRAFT, R.P.; RORIZ, S.A. **O “Estado da Arte” da Bacia Potiguar Emersa**. Rio de Janeiro: Faculdade de Geologia, 2006.

LOKE, M. H. **Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies**. [S.l.: s.n.], 2000.

LOKE, M. H., ACWORTH, I.; DAHLIN, T. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics*, [s.l.], v. 34, n. 3, p. 182-187, 2003.

LOKE, M. H., CHAMBERS, J. E., RUCKER, D. F., KURAS, O., & WILKINSON, P. B. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of applied geophysics*, v. 95, p. 135-156, 2013.

LONNOY, A. sense of carbonate pore systems. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, [s.l.], v. 90, p. 1381-1405, 2006.

LUCIA, F.J. Carbonate Reservoir Characterization. 2. th ed. [S.l.: s.n.], 2007.

MARTEL, R.; CASTELLAZZI, P.; GLOAGUEN, E.; TRÉPANIER, L.; GARFIAS, J. ERT, GPR, InSAR, and tracer tests to characterize karst aquifer systems under urban areas: The case of Quebec City. *Geomorphology*, [s.l.], v. 310, p. 45-56, 2018.

MARTINEZ-LOPEZ, J.; REY, J.; DUENAS, J.; HIDALGO, C.; BENAVENTE, J. electrical tomography applied to the detection of subsurface cavities. *Journal of Cave & Karst Studies*, [s.l.], v. 75, n. 1, p. 1-10, 2013.

MARTÍNEZ-MORENO, F. J.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; PEDRERA, A.; TEIXIDO, T.; RUANO, P.; PEÑA, J. A.; GONZÁLEZ-CASTILLO, L.; RUIZ-CONSTÁN, A.; LÓPEZ-CHICANO, M.; MARTÍN-ROSALES, W. Integrated geophysical methods for studying the karst system of Gruta de las Maravillas (Aracena, Southwest Spain). *Journal of Applied Geophysics*, [s.l.], v. 107, p. 149-162, 2014.

MARTÍNEZ-MORENO, F. J.; PEDRERA, A.; RUANO, P.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; MARTOS-ROSILLO, S.; GONZÁLEZ-CASTILLO, L.; SÁNCHEZ-ÚBEDA, J.P.; MARÍN-LECHADO, C. Combined microgravity, electrical resistivity tomography and induced polarization to detect deeply buried caves: Algaidilla cave (Southern Spain). *Engineering Geology*, [s.l.], v. 162, p. 67-78, 2013.

MARTÍNEZ-PAGÁN, P.; GÓMEZ-ORTIZ, D.; MARTÍN-CRESPO, T.; MANTECA, J. I., & ROSIQUE, M. The electrical resistivity tomography method in the detection of shallow mining cavities. A case study on the Victoria Cave, Cartagena (SE Spain). **Engineering geology**, [s.l.], v. 156, p. 1-10, 2013.

MARTINI, J. Karst in the Black Reef quartzite near Kaapsehoop, Transvaal. **Ann. Geol. Surv. South Africa**, [s.l.], v. 13, p. 115-128, 1979.

MASCHIO, C.; SCHIOZER, D. J. A new parameterization method for data assimilation and uncertainty assessment for complex carbonate reservoir models based on cumulative distribution function. **Journal of Petroleum Science and Engineering**, [s.l.], v. 183, p. 106400, 2019.

MATOS, R.M.D. Sistema de riftes cretáceos do NE Brasileiro. *In*: SEMINÁRIO DE TECTÔNICA DA PETROBRAS, 1, 1987, Rio de Janeiro. **Anais [...]**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1987, p. 126-159.

MATOS, R.M.D. Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic. *In*: MOHRIAK, W; TALWANI, M. (ed). Atlantic Rifts and Continental Margins: Geophysical Monograph. [S.l.: s.n.], 2000, p. 331-354.

MATOS, R.M.D. The northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, [s.l.], v. 11, n. 4, p. 331-354, ago.1992.

MCCAFFREY, K. J. W.; JONES, R. R.; HOLDSWORTH, R. E.; WILSON, R. W.; CLEGG, P.; IMBER, J.; HOLLIMAN, N.; TRINKS, I. Unlocking the spatial dimension: digital technologies and the future of geoscience fieldwork. **Journal of the Geological Society**, [s.l.], v. 162, n.6, p. 927-938, 2005.

MCDOWELL, P.W. **Geophysics in Engineering Investigations**. [S.l.]: Geological Society Publishing House, 2002.

MEDEIROS, R. A.; PEREIRA, C. P. Chapada Diamantina (São Francisco Basin). *In*: INTERNATIONAL SEDIMENT. CONGRESS, 14., 1994, Recife. **Anais [...]** Recife: Field Trip Guide Book, 1994, p. 5.

MISI, A.; SILVA, M.G. **Chapada Diamantina Oriental, Bahia. Geologia e Depósitos Minerais. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais**. Salvador: UFBA, 1996.

MOHAMED, A. M. E.; EL-HUSSAIN, I.; DEIF, A.; ARAFFA, S. A. S.; MANSOUR, K.; AL-RAWAS, G. Integrated ground penetrating radar, electrical resistivity tomography and multichannel analysis of surface waves for detecting near-surface caverns at Duqm area. Sultanate of Oman. **Near Surface Geophysics**, [s.l.], v. 17, n. 4, p. 379-401, 2019.

MOHAMMED OLUDARE, I.; PRADHAN, B. A decade of modern cave surveying with terrestrial laser scanning: A review of sensors, method and application development. **International Journal of Speleology**, [s.l.], v. 45, n. 1, p. 8, 2016.

MYLROIE, J. E.; CAREW, J. L. **Karst development on carbonate islands**. [S.l.: s.n.],

1995.

NYÁRI, Z.; KANLI, A. I. Imaging of buried 3D objects by using electrical profiling methods with GPR and 3D geoelectrical measurements. **Journal of Geophysics and Engineering**, [s.l.], v. 4, n. 1, p. 83, 2007.

ORELLANA, E. **Prospeccion geoeletrica en corriente continua**. Madrid: Paraninfo, 1972.

PALMER, A. N. **Geochemical models for the origin of macroscopic solution porosity in carbonate rocks**. [S.l.: s.n.], 1995.

PALMER, A.N. Origin and morphology of limestone caves. **GSA Bulletin**, [s.l.], v. 103, p. 1-21, 1991.

PARISE, M.; GABROVSEK, F.; KAUFMANN, G.; RAVBAR, N. Recent advances in karst research: from theory to fieldwork and applications. **Geological Society**, London, v. 466, n. 1, publicação especial, p. 1-24, 2018.

PASINI, G. A terminological matter: paragenesis, antigravitative erosion or antigravitational erosion? **International Journal of Speleology**, [s.l.], v. 38, n. 2, p.4, 2009.

PEDREIRA, A. J. **O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro oriental, Bahia: Sedimentologia, estratigrafia e tectônica**. São Paulo: [s.n.], 1994.

PEDREIRA, A. J. **Projeto Bahia II: relatório final**. Salvador: CPRM, 1975.

PEDREIRA, A. J.; DE WAELE, B. Contemporaneous evolution of the Palaeoproterozoic–Mesoproterozoic sedimentary basins of the São Francisco–Congo Craton. **Geological Society**, London, v. 294, n. 1, p. 33-48, 2008.

PESSOA NETO, O. C. Estratigrafia de Seqüências da Plataforma Mista Neogênica na Bacia Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, [s.l.], v. 33, n. 3, p. 263-278, 2003.

PESSOA NETO, O.C.; SOARES U.M.; SILVA J.G.F.; ROESNER E.H.; FLORENCIO C.P.; SOUZA C.A.V. Bacia Potiguar. **Boletim de Geociências da Petrobras**, [s.l.], v.15, p. 369, 2007.

PILÓ, L. B. Geomorfologia cárstica (Revisão de Literatura). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 1, n. 1, 2000.

PORTELLA, A. Y.; FABIANOVICZ, R. **Bacia Potiguar: Sumário Geológico e Setores em Oferta**. Rio Grande do Norte: Anp, 2017.

PUTIŠKA, R.; KUŠNIRÁK, D.; DOSTAL, I.; LAČNÝ, A.; MOJZESS, A.; HOK, J.; PAŠTEKA, R.; KRAJNÁK, M.; BOŠANSKÝ, M. Integrated geophysical and geological investigations of karst structures in komberek, slovakia. **Journal of Cave & Karst Studies**, [s.l.], v. 73, n. 3, 2014.

REIS, H. L. S.; GOMES, C. J. S.; FRAGOSO, D. G. C.; KUCHENBECKER, M. cinturão

epidérmico de antepaís da Bacia de Irecê, Cráton do São Francisco: principais elementos estruturais e modelagem física analógica. **Geologia USP**, São Paulo, v. 13, n. 4, p. 125-139, 2013.

REYNOLDS, J. M. **Introduction to applied and environmental geophysics**. 2. th ed. [S.l.: s.n.], 2011.

RIDDLE, G. I.; RIDDLE, C. J.; SCHMITT, D. R. ERT and Seismic Tomography in Identifying Subsurface Cavities. **GeoConvention**, Canada, 2010.

ROCHA, A. J. D. **Morro do Chapéu**: folha SC. 24-YCV-Estado da Bahia. Salvador: CPRM, 1997.

SANTANA, A. V. A. D. **Análise estratigráfica em alta resolução: exemplo em rampa carbonática dominada por microbialitos da Formação Salitre, Bacia do Irecê, Bahia**. Brasília: UNB, 2017.

SATITPITTAKUL, A.; VACHIRATIENCHAI, C.; SIRIPUNVARAPORN, W. Factors influencing cavity detection in Karst terrain on two-dimensional (2-D) direct current (DC) resistivity survey: A case study from the western part of Thailand. **Engineering geology**, [s.l.], v. 152, n. 1, p. 162-171, 2013.

SCAIONI, M. Direct georeferencing of TLS in surveying of complex sites. Researchgate, [s.l.]. Disponível em: www.commission5.isprs.org/3darch05/pdf/23.pdf. Acesso em: 19 abr. 2007.

SENDRA, A.; GARAY, P.; ORTUÑO, V. M.; GILGADO, J. D.; TERUEL, S.; REBOLEIRA, A. S. P. Hypogenic versus epigenic subterranean ecosystem: lessons from eastern Iberian Peninsula. **International Journal of Speleology**, [s.l.], v. 43, n. 3, p. 2, 2014.

SHAN, J.; TOTH, C. K. **Topographic laser ranging and scanning: principles and processing**. [S.l.]: CRC press, 2008.

SHEETS, R. **Use of electrical resistivity to detect underground mine voids in Ohio**: US Geological Survey Water-Resources Investigations Report 02-4041. [S.l.: s.n.], 1997.

SILVA, H. M. **Sistema de informação geográfica do aquífero cárstico da micro-região de Irecê, Bahia**: Subsídio para a gestão integrada dos recursos hídricos das bacias dos rios Verde e Jacaré. 2005. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2005.

SILVA, J.S.J.; FERREIRA, F.J.F.; STEVANATO, R. Aplicação dos métodos gravimétrico e eletroresistivimétrico-IP em área de risco geotécnico do sistema aquífero cárstico em Almirante Tamandaré-PR. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v. 24, n. 3, p. 411-428, 2006.

SMITH, D. V. The state of the art of geophysics and karst: a general literature review. **Proceedings**, Rapid City, set. p. 12-15, 2005.

SOUSA, G. M.; DELLA FÁVERA, P. J.; MEDEIROS, M. A. M. GPR aplicado ao estudo de Reservatórios Análogos. Estudo de caso em Cordões Litorâneos do Delta do Rio Itapemirim (ES), Resultados Preliminares. *In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY*, 9., 2005. [s.l.]. **Anais [...]** [S.l.: s.n.], 2005.

SOUZA, S. L.; BRITO, P. C. R.; SILVA, R. W. S. **Estratigrafia, sedimentologia e recursos minerais da Formação Salitre na Bacia de Irecê, Bahia**. Salvador: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), 1993.

SOUZA, S.M. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. *In: SBG, CONGR. BRAS. GEOL.*, 31., 1982, Salvador. **Anais [...]** Salvador: [s.n.], 1982, p. 2392-2406.

STEPIŠNIK, U.; MIHEVC, A. Investigation of Structure of Various Surface Karst Formations in Limestone and Dolomite Bedrock with Application of the Electrical Resistivity Imaging. **Acta Carsologica**, [s.l.], v. 37, n. 1, p. 133-140, 2008.

SZALAI, S.; SZARKA, L. Parameter sensitivity maps of surface geoelectric arrays I. Linear arrays. **Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica**, [s.l.], v. 43, n. 4, p. 419-437, 2008.

TELLING, J.; LYDA, A.; HARTZELL, P.; GLENNIE, C. Review of Earth science research using terrestrial laser scanning. **Earth-Science Reviews**, [s.l.], v. 169, p. 35-68, 2017.

TERRY, N.; DAY□LEWIS, F. D.; ROBINSON, J. L.; SLATER, L. D.; HALFORD, K.; BINLEY, A.; LANE JR., J. W.; WERKEMA, D. Scenario evaluator for electrical resistivity survey pre□modeling tool. **Groundwater**, [s.l.], v. 55, n. 6, p. 885-890, 2017.

THOMAS B.; ROTH M. J. S. Evaluation of site characterization methods for sinkholes in Pennsylvania and New Jersey. **Eng Geol**, [s.l.], v. 52, p. 147-152, 1999.

UDPHUAY, S.; GÜNTHER, T.; EVERETT, M. E.; WARDEN, R. R.; BRIAUD, J. L. Three-dimensional resistivity tomography in extreme coastal terrain amidst dense cultural signals: application to cliff stability assessment at the historic D-Day site. **Geophysical Journal International**, [s.l.], v. 185, n. 1, p. 201-220, 2011.

VERDEYEN, J. T. **Laser Electronics**. 3. ed. New Jersey: Prentice Hall, 1995.

WALTHAM, T.; BELL, F.G.; CULSHAW, M.G. **Sinkholes and subsidence: Karst and cavernous rocks in engineering and construction**. Chichester: Springer, 2005.

WARD, S. H. Electrical, electromagnetic, and magnetotelluric methods. **Geophysics**, v. 45, n. 11, p. 1659-1666, 1980.

WILLIAMS, P. W. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. **International Journal of Speleology**, [s.l.], v. 37, n. 1, p. 1, 2008.

WILLIAMS, P. W. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. **Journal of Hydrology**, [s.l.], v. 61, p. 45-67, 1983.

WUTKE, J. D.; CENTENO, J. A. S. Métodos para avaliação da resolução de sistemas de varredura a laser terrestre. **Boletim de Ciências Geodésicas**, [s.l.], v. 13, n. 1, p. 151-164,

2007.

XAVIER NETO, P. MEDEIROS, W. E. A practical approach to correct attenuation effects in GPR data. **J. Appl. Geophys**, [s.l.], v. 59, p. 140-151, 2006.

XU, H.; LI, H.; YANG, X.; QI, S.; ZHOU, J. Integration of Terrestrial Laser Scanning and NURBS Modeling for the Deformation Monitoring of an Earth-Rock Dam. **Sensors**, [s.l.], v. 19, n. 1, 2019.

ZHDANOV, M. S. Inverse theory and applications in geophysics. [S.l.], Elsevier, 2015.

ZHOU, B. **Electrical Resistivity Tomography: A Subsurface-Imaging Technique**. In: ZHOU, B. Applied geophysics with case studies on environmental, exploration and engineering geophysics. [S.l.: s.n.], 2018.

ZHOU, W.; BECK, B. F.; ADAMS, A. L. Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. **Environmental geology**, [s.l.], v. 42, n. 8, p. 922-928, 2002.

ZHU, J.; CURRENS, J. C.; & DINGER, J. S. Challenges of using electrical resistivity method to locate karst conduits—a field case in the Inner Bluegrass Region, Kentucky. *Journal of Applied Geophysics*, [s.l.], v. 75, n. 3, p. 523-530, 2011.

ZHU, J.; TAYLOR, T. P.; CURRENS, J. C.; CRAWFORD, M. M. Improved karst sinkhole mapping in Kentucky using LiDAR techniques: a pilot study in Floyds Fork Watershed. *Journal of Cave and Karst Studies*, [s.l.], v. 76, n. 3, 2014.

ZLOT, R.; BOSSE, M. large-scale 3D mobile mapping and surface reconstruction of an underground mine. **Field and service robotics**, Berlin, p. 479-493, 2014.