



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica

**Métodos sísmicos ativos e passivos aplicados para
caracterização da barragem do Paranoá em Brasília-DF**

Victor José Cavalcanti Bezerra Guedes

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 193

Orientador

Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges

Coorientadora

Profa. Dra. Susanne Taina Ramalho Maciel

Brasília-DF

Fevereiro de 2022

Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica

Victor José Cavalcanti Bezerra Guedes

**Métodos sísmicos ativos e passivos aplicados para
caracterização da barragem do Paranoá em Brasília-DF**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília como requisito obrigatório para a obtenção do título de Mestre em Geociências Aplicadas na área de Geofísica.

Brasília-DF

Fevereiro de 2022

FOLHA EM BRANCO

José Cavalcanti Bezerra Guedes, Victor

Métodos sísmicos ativos e passivos aplicados para caracterização da barragem do Paranoá em Brasília-DF. Orientador: Welitom Rodrigues Borges. Co-orientadora: Susanne Taina Ramalho Maciel. Brasília, 2022. 74 p.

Dissertação. Mestrado em Geociências Aplicadas. Universidade de Brasília, 2022.

1. barragem de terra. 2. tomografia sísmica de refração. 3. MASW. 4. SPAC. 5. ruído ambiental.

Dedico este trabalho à minha família.

AGRADECIMENTOS

Esta dissertação de Mestrado representa um apanhado de conhecimentos técnico-científicos assimilados durante dois anos de minha vida. Esse período foi suficiente para compreender o reflexo que a geofísica teve sobre mim. Acredito que escolhi uma área com qual me identifiquei profissional e academicamente.

Minha jornada durante a graduação no curso de Geofísica na Universidade de Brasília foi de suma importância para minhas conquistas atuais. A meus professores do Instituto de Geociências da UnB, meus colegas de curso e ao apoio de minha família durante aqueles cinco anos de dedicação, muito obrigado.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) e é fruto de muitas contribuições:

Eu não teria conseguido sequer iniciar este trabalho sem a ajuda de meus colegas Amanda, Celso, Brayner, Zaka e Teotônio durante a campanha de aquisição de dados na barragem. A vocês, muito obrigado.

O interesse, motivação e companheirismo dos professores Welitom Borges (orientador), Luciano da Cunha e Susanne Maciel (coorientadora) foram cruciais para proporcionar um fluxo de Mestrado muito harmônico, saudável e enriquecedor para mim. A vocês, muito obrigado.

Os aprendizados e formação profissional que a empresa Neogeo Geotecnologia vem me proporcionando me tornaram um geofísico mais capacitado para desenvolver esta pesquisa. A vocês, muito obrigado.

O projeto AINOA foi importante para o planejamento inicial e execução da minha pesquisa de mestrado. À equipe de pesquisadores responsáveis, muito obrigado.

A base que minha família me proporciona foi e será fundamental para qualquer conquista em minha vida. O amor e carinho de minha esposa Bruna é um combustível essencial para eu ter forças para encarar os desafios que passaram e que ainda virão. A vocês, muito obrigado.

“Some believe it is only great power that can hold evil in check, but that is not what I have found. It is the small everyday deeds of ordinary folk that keep the darkness at bay. Small acts of kindness and love. Why Bilbo Baggins? Perhaps because I am afraid, and he gives me courage.”

Gandalf the Grey (filme *The Hobbit*)

GUEDES, VJCB. 2022. Métodos sísmicos ativos e passivos aplicados para caracterização da barragem do Paranoá em Brasília-DF. Dissertação de Mestrado em Geociências Aplicadas e Geodinâmica (Geofísica), Universidade de Brasília, 74p.

RESUMO

As falhas recentes e fatais em barragens de rejeitos no Brasil geraram grandes considerações sobre as políticas de segurança em torno das barragens de terra. A busca por metodologias voltadas à obtenção de informações sobre as características internas de uma barragem tem crescido bastante no país desde então. Os métodos geofísicos têm potencial aplicabilidade para investigações em barragens, e a contribuição dos métodos de sísmica de refração e de ondas de superfície é bem conhecida, uma vez que as velocidades das ondas P e S podem ser associadas a módulos elásticos de interesse geotécnico. Poucos estudos foram desenvolvidos cobrindo grandes porções de maciços de grandes barragens de reservatório de água. Apesar de serem estruturas com menor risco agregado quando comparadas às barragens de rejeitos, as barragens de reservatórios de água também estão sujeitas ao desenvolvimento de patologias internas. Considerando o contexto construído em torno dos métodos sísmicos para investigações geotécnicas, foram utilizados os métodos de tomografia de tempos de percurso, MASW e SPAC para obter os modelos V_p e V_s da barragem Paranoá, a maior barragem de Brasília, capital federal do Brasil. O objetivo deste estudo foi interpretar características internas da barragem a partir de modelos de velocidade, identificar anomalias que poderiam estar associadas à saturação de água a partir da distribuição da razão V_p/V_s e avaliar aspectos gerais das metodologias utilizadas para avaliação de barragens de terra. A utilização de métodos sísmicos foi uma forma prática e eficiente para cálculo de modelos de velocidade, permitindo a caracterização de várias feições de uma barragem de terra e enrocamento, como delineamento do solo de fundação, zonas de menor compactação, nível de água e possíveis anomalias de saturação no maciço. Uma análise das profundidades de investigação alcançadas sugere que essa variável é provavelmente específica do local, ao invés de uma questão exclusiva de instrumentação de fonte e receptor.

Palavras-chave: barragem de terra; tomografia sísmica de refração; MASW; SPAC; ruído ambiental.

GUEDES, VJCB. 2022. Métodos sísmicos ativos e passivos aplicados para caracterização da barragem do Paranoá em Brasília-DF. Dissertação de Mestrado em Geociências Aplicadas e Geodinâmica (Geofísica), Universidade de Brasília, 74p.

ABSTRACT

Recent and deadly tailings dam failures in Brazil triggered massive considerations on the safety policies around earth dams. The search for methodologies aimed at obtaining information about internal features of a dam has grown considerable in the country ever since. Geophysical methods have potential applicability for investigations on dams, and the contribution of seismic refraction and surface wave methods is well known, since the P and S-waves velocities can be associated with elastic modules of geotechnical interest. Few studies have been developed covering great portions of the massif of large water reservoir earth dams. Despite being structures with a lower aggregate risk when compared to tailings dams, water reservoir dams are also subject to the development of internal pathologies. Considering the context built around seismic methods for geotechnical investigations, the traveltimes tomography, MASW and SPAC methods were used to obtain V_p and V_s models of the Paranoá dam, the largest dam of Brasília, the federal capital of Brazil. The goal of this study was to interpret internal features of the dam from velocity models, identify anomalies that could be associated with water saturation from V_p/V_s ratio distribution and evaluate general aspects of the used methodologies for general earth dam assessment. The use of seismic methods were practical and efficient ways to obtain velocity models, allowing the characterization of various features of an earth and rockfill dam, such as delineation of foundation ground, lower compaction zones, water level and possible saturation anomalies. An analysis of the depth range obtained within velocity models suggests that the depth of investigation is likely to be site specific, rather than exclusive matter of source and receiver instrumentation.

Keywords: earth dam; seismic refraction tomography; MASW; SPAC; ambient noise.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1.....	1
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Organização da dissertação.....	1
1.2 Contextualização da pesquisa.....	1
1.3 Objetivos.....	3
1.4 Área de estudo.....	4
CAPÍTULO 2.....	7
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	7
2.1 Métodos sísmicos.....	7
2.2 Ondas sísmicas.....	8
2.2.1 Velocidade das ondas sísmicas.....	10
2.3 Sísmica de refração.....	11
2.3.1 Tomografia de tempos de percurso.....	15
2.4 Métodos de ondas de superfície.....	18
2.4.1 Análise multicanal de ondas de superfície (MASW).....	18
2.4.2 Autocorrelação espacial de microtremores (SPAC).....	21
2.4.3 Inversão de curvas de dispersão.....	23
CAPÍTULO 3.....	26
3. CHARACTERIZATION OF AN EARTH DAM IN BRAZIL FROM SEISMIC REFRACTION TOMOGRAPHY AND MULTICHANNEL ANALYSIS OF SURFACE WAVES.....	26
Abstract.....	26
Keywords.....	26
3.1 Introduction.....	27
3.2 Study Area.....	28
3.3 Data Acquisition.....	28
3.4 Data Processing.....	30
3.5 Results and Discussion.....	31
3.6 Conclusions.....	43
3.7 References.....	45
CAPÍTULO 4.....	49
4. SPATIAL AUTOCORRELATION ANALYSIS OF PASSIVE SURFACE WAVE DATA FOR AN EARTH DAM ASSESSMENT IN BRAZIL.....	49
Abstract.....	49
Keywords.....	49
4.1 Introduction.....	50
4.2 Study Area.....	51
4.3 Spatial auto correlation (SPAC).....	51
4.3.1 Comparison of SPAC with other passive array methods.....	52
4.3.2 Ambient vibrations.....	53
4.3.3 Array geometry.....	54
4.4 Data acquisition.....	55
4.5 Data processing.....	56
4.6 Results and discussion.....	58
4.7 Conclusions.....	63
4.8 References.....	64
CAPÍTULO 5.....	68
5. CONCLUSÕES GERAIS.....	68
REFERÊNCIAS GERAIS.....	71

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização da Barragem do Paranoá.	4
Figura 2. Seção esquemática representativa da barragem do Paranoá. Fonte: adaptado de CEB (2020).	6
Figura 3. Representação gráfica da propagação das ondas de corpo. A) Onda P; B) Onda S. Fonte: adaptado de Kearey et al. (2009).....	9
Figura 4. Representação gráfica da propagação das ondas de superfície. A) Onda Rayleigh; B) Onda Love. Fonte: adaptado de Kearey et al. (2009).	10
Figura 5. Representação gráfica de raios de onda P refletido e refratado associados ao raio P obliquamente incidente sobre uma interface de contraste de impedância acústica. Fonte: adaptado de Kearey et al. (2009).	12
Figura 6. Representação idealizada do percurso de raio simplificado para o caso de duas camadas plano paralelas. Fonte: adaptado de Kearey et al. (2009).....	13
Figura 7. Curvas de tempo de percurso x <i>offset</i> para onda direta, refratada e refletida a partir de um refrator horizontal. Fonte: adaptado de Everett (2013).....	14
Figura 8. Esquemática da discretização de um modelo de velocidade para cálculo do tempo de percurso por traçado de raio. Fonte: adaptado de Hayashi & Takahashi (2001).	16
Figura 9. Exemplo da aplicação do método MASW. A) Uma seção sísmica no domínio do tempo; e B) Imagem de dispersão de velocidade de fase <i>versus</i> frequência. Fonte: adaptado de Hayashi (2008).	20
Figure 10. Localization map of the Paranoá dam with the four seismic profiles. The arrows indicate the direction of acquisition, pointing to the end of the profiles. The red circles indicate the position of all available boreholes.....	29
Figure 11. The obtained P-wave velocity models with boreholes information and interpretation.	33
Figure 12. A) first arrival traveltimes for profile L1; B) first arrival traveltimes for profile L2; C) first arrival traveltimes for profile L3; D) first arrival traveltimes for profile L4; and E) offset analysis..	35
Figure 13. The obtained S-wave velocity models with boreholes information and interpretation.	37
Figure 14. The observed data from MASW (CMPCC) dispersion image. A) Phase velocities from profile L1; B) phase velocities from profile L2; C) phase velocities from profile L3; and D) phase velocities from profile L4.....	39
Figure 15. The obtained V_p/V_s ratio models with boreholes information and interpretation.....	40
Figure 16. Three-dimensional visualization of the integration of results obtained at the Paranoá dam. A) The available boreholes; B) The obtained P-wave velocity models; C) The obtained S-wave velocity models; and D) The obtained V_p/V_s ratio models.....	42
Figure 17. Localization map of the Paranoá dam with the acquired passive data profile (black line). The arrow indicates the direction of acquisition, pointing to the end of the profiles.	56
Figure 18. Processing flow with the SPAC method. A) 32 seconds record out of the 10 minutes continuous data acquisition; B) Plot of the separation between each pair of geophones against their coherence as a function of frequency; C) the obtained phase velocity image; D) the observed and calculated dispersion curves; E) the resulting 1D V_s profile after a non-linear least squares inversion.	58
Figure 19. Frequency spectrogram of all 32 seconds records of the 10 minutes continuous data acquisition.....	59
Figure 20. The observed dispersion curves used for data inversion, obtained from the phase-velocity images.....	60
Figure 21. The ambient vibration data in the frequency domain (record 3 in Fig. 19), pointing the presence of low frequency content.	60
Figure 22. A) The 2D velocity profile obtained after 1D V_s profiles interpolation; B) V_{s30} distribution across the profile.	62

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Principais características da barragem do Paranoá (CEB, 2020).	5
Table 2. Comparison of P and S-waves velocity values obtained in other works using seismic methods at earth dams.	43
Table 3. Comparison of S-wave velocity values obtained in other works using seismic methods at earth dams.	62



CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

1.1 Organização da dissertação

A presente dissertação está estruturada em cinco capítulos. O presente Capítulo 1 trata da contextualização da pesquisa, dos objetivos e da área de estudo. O Capítulo 2 descreve os fundamentos teóricos dos métodos geofísicos utilizados. Os Capítulos 3 e 4 apresentam os textos, em inglês, de dois artigos científicos desenvolvidos ao decorrer do trabalho, onde os resultados obtidos são discutidos. Por fim, o Capítulo 5 discorre sobre as considerações finais observadas com o desenvolvimento geral da pesquisa. As referências bibliográficas citadas nos Capítulos 3 e 4 são apresentadas em seus respectivos subtópicos de referências, enquanto referências bibliográficas citadas nos Capítulos 1 e 2 serão apresentadas no tópico de referências gerais.

1.2 Contextualização da pesquisa

As barragens são estruturas geotécnicas utilizadas para armazenamento de água e, em alguns casos, para armazenamento de rejeitos de exploração de minérios. Embora uma barragem, quando bem mantida, possa ser considerada uma estrutura segura, dados os enormes danos associados ao seu rompimento, é uma estrutura que apresenta, em geral, um alto risco agregado ([Morales-Nápoles et al., 2014](#); [Owen et al., 2020](#)). Em uma eventual falha, várias pessoas podem ser afetadas ou mortas, além do imenso potencial de danos a construções civis e ao meio ambiente. Portanto, garantir o funcionamento apropriado e seguro de uma barragem é uma obrigação de muitas empresas responsáveis por essas estruturas.

As barragens podem ser classificadas em função da natureza do mecanismo de retenção empregado e dos tipos de materiais utilizados na etapa de construção. O Comitê Internacional de Grandes Barragens (ICOLD) estima que as barragens de



terra são as mais comuns, constituindo cerca de 65% de todas as barragens existentes registradas (ICOLD, 2020). Custos mais baixos e técnicas de construção menos complexas são os principais fatores que influenciam barragens de terra a serem o tipo mais comum de pequenas barragens.

Dentre os fenômenos potenciais que podem corroborar para o rompimento de uma barragem de terra, efeitos de liquefação e erosões internas associadas às formações de *pipings* são uma das maiores preocupações técnicas (e.g. Foster et al., 2000; Zhang et al., 2009; Agurto-Detzel et al., 2016). A liquefação ocorre devido a perda de contato entre os grãos do solo devido a presença de água no corpo do maciço. Por outro lado, *pipings* são caminhos abertos no corpo de uma barragem, causados pelo desprendimento e transporte de partículas de solo por meio de um meio mais fraco (zonas menos rígidas) devido às forças causadas pelo fluxo de água. Por se desenvolverem silenciosamente e não serem facilmente detectados por inspeções visuais de rotina, esses fenômenos podem passar despercebidos. Assim, metodologias voltadas à obtenção de informações sobre patologias internas no corpo da barragem são fundamentais para uma tomada de decisão rápida e tecnicamente correta.

A instalação convencional de instrumentação em uma barragem é invasiva e, eventualmente, a própria presença do equipamento pode influenciar o desempenho da barragem, uma vez que a instalação pode alterar as condições do solo (Parekh, 2016). Além disso, técnicas de amostragem direta usuais são pontuais, havendo a necessidade da execução de várias medidas em diferentes locais na área em estudo para que a cobertura de informação seja espacialmente representativa. Essas preocupações podem ser contornadas através do uso de métodos geofísicos, que são abordagens indiretas e não invasivas para investigação da subsuperfície.

Embora vários métodos geofísicos tenham potencial aplicabilidade para investigações em estruturas hidraulicamente ativas, como barragens, os métodos sísmicos, elétricos e eletromagnéticos são os mais frequentemente aplicados (Hickey et al., 2015). A contribuição dos métodos sísmicos aplicados a estudos de geotecnia vem ganhando cada vez mais atenção. As relações entre as velocidades de propagação de ondas sísmicas de corpo e os módulos elásticos do solo tornam os métodos sísmicos uma eficiente opção para analisar propriedades mecânicas do meio



(e.g. [Chen et al., 2006](#); [Kim et al., 2011](#); [Cardarelli et al., 2014](#); [Uhlemann et al., 2016](#); [Olivier et al., 2018](#)).

Vários eventos de rompimento de barragens foram relatados e descritos em todo o mundo, com diferentes níveis de fatalidades humanas e impactos ambientais ([Owen et al., 2020](#)). O rompimento das barragens do Fundão, em 2015, e do Córrego do Feijão, em 2019, foram as duas maiores catástrofes envolvendo falha de barragens no Brasil. O primeiro evento, localizado em Mariana-MG, liberou mais de 50 milhões de m³ de rejeitos de mineração, contaminando gravemente cerca de 650 km do rio Doce e causando 19 mortes ([IBAMA, 2015](#)). No segundo, em Brumadinho-MG, foram lançados cerca de 11,7 milhões de m³ de lama de rejeitos de mineração, destruindo cerca de 269,84 hectares na extensão de cursos d'água ([IBAMA, 2019](#)), além de resultar em mais de 200 mortos e desaparecidos.

Apesar de serem estruturas com um menor risco agregado quando comparadas a barragens de rejeitos, as barragens de reservatório de água também estão sujeitas ao desenvolvimento de patologias internas. Essas estruturas contribuem para a gestão eficiente de recursos hídricos, que são sujeitos a grandes flutuações sazonais. Segundo estimativa do [ICOLD \(2020\)](#), cerca de 23% das barragens registradas de propósito único tem como objetivo o suprimento de água para a população ou geração de energia elétrica, aumentando para 33% se consideradas as barragens com mais de um propósito.

O presente trabalho apresenta o estudo de caso de aplicações de métodos sísmicos ativos e passivos na barragem do Paranoá, a maior barragem do Distrito Federal ([ANA, 2020](#)). Embora classificada como uma estrutura de baixo risco, essa barragem possui um alto potencial de danos conhecido, uma vez que seu rompimento seria catastrófico, resultando em inundações de áreas próximas ao rio São Bartolomeu.

1.3 Objetivos

O objetivo do presente trabalho é avaliar o potencial e aspectos gerais quanto ao uso de métodos sísmicos ativos e passivos para caracterização de feições internas

da barragem do Paranoá, a partir da interpretação de modelos de velocidade de ondas P e S.

1.4 Área de estudo

A Barragem do Paranoá (Fig. 1) está localizada na cidade de Brasília, no Distrito Federal. A principal via de acesso ao local é a Estrada Parque do Contorno (EPCT – DF-001). Utilizada principalmente para geração de energia, a barragem foi construída juntamente com a capital federal.

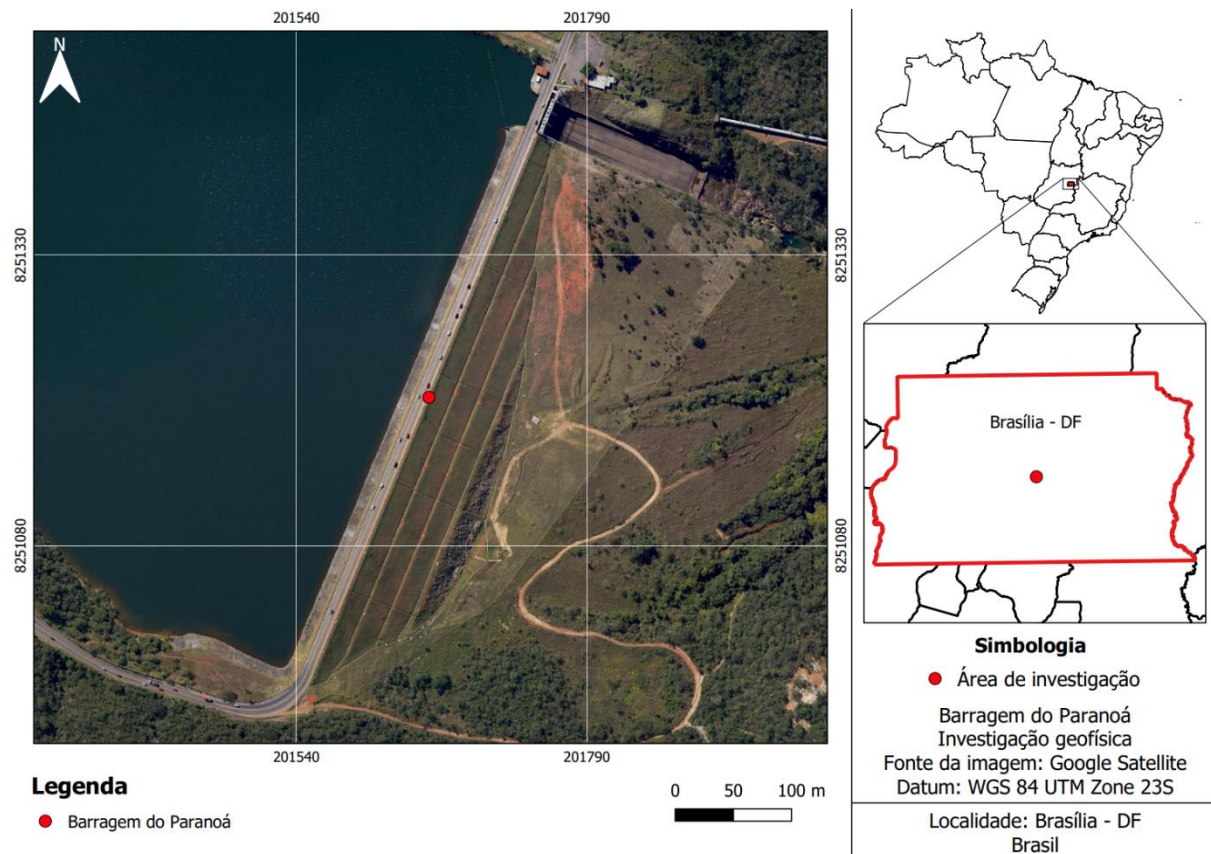


Figura 1. Mapa de localização da Barragem do Paranoá.

A barragem está inserida no Rio Paranoá, uma sub-bacia do Rio São Bartolomeu, que faz parte da Bacia do Paraná (SEMA-DF, 2016). O conjunto litológico que forma o substrato rochoso da área é composto por ardósias e quartzitos do Grupo

Paranoá (Campos, 2013). No local estão presentes as classes Latossolo vermelho-amarelo (LVA) e cambissolo háplico (CX) (Raetto et al., 2004).

A estrutura em estudo é uma barragem de terra e enrocamento e possui como principais características as apresentadas na Tabela 1. O maciço da barragem é composto por solo argiloso, proveniente de jazidas existentes nas adjacências imediatas do local. A proteção do talude de montante consiste em enrocamento de rochas quartzíticas. O talude de jusante conta com revestimento vegetal e enrocamento de rochas quartzíticas no dreno de pé.

Tabela 1. Principais características da barragem do Paranoá (CEB, 2020).

Parâmetro	Valor
Altura máxima	48 m
Extensão	600 m
Largura da crista	16 m
Altura do 1º talude	9,8 m
Inclinação do 1º talude	1V:1,65H
Altura do 2º talude	9,8 m
Inclinação do 2º talude	1V:1,85H
Altura do 3º talude	8,5 m
Inclinação do 3º talude	1V:1,90H
Altura do enrocamento	12 m
Inclinação do enrocamento	1V:1,85H

Para interceptar e evacuar fluxos de percolação, a barragem conta com um sistema de drenagem interna constituído por filtros vertical e inclinado e tapete drenante, com espessuras de 0,4 m, 0,8 m e 0,75 m, respectivamente. O tapete transporta as águas coletadas pelos filtros até a região mais profunda do vale. O filtro inclinado foi construído até o topo do embasamento rochoso, prolongado horizontalmente para montante sob a forma de um tapete, composto por areia, pedrisco e brita. O pé de jusante da barragem abrange uma zona de enrocamento que atua como dreno de pé. Um perfil esquemático da barragem é apresentado na Fig. 2.

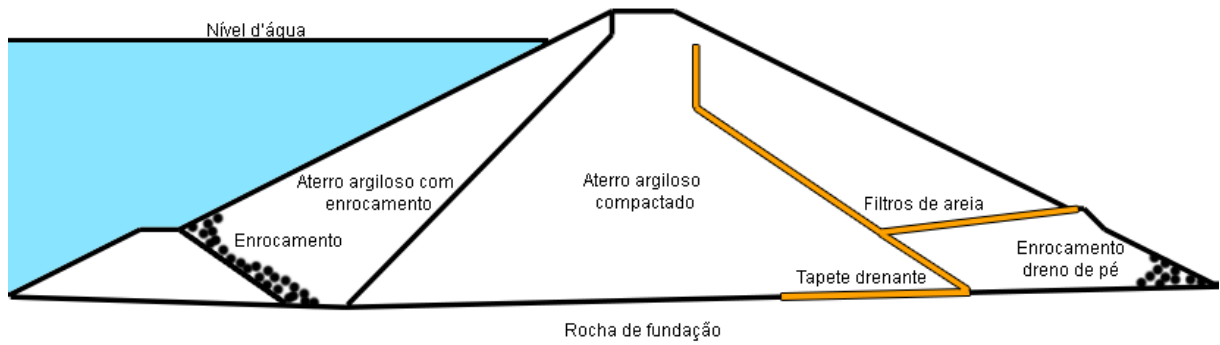


Figura 2. Seção esquemática representativa da barragem do Paranoá. Fonte: adaptado de [CEB \(2020\)](#).

Em 2020, a barragem do Paranoá foi considerada estável para condições normais de operação ([CEB, 2020](#)). O estudo recomendou que intervenções para o rebaixamento do nível freático na ombreira esquerda fossem executadas.



CAPÍTULO 2

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Métodos sísmicos

As metodologias sísmicas não-invasivas de exploração podem ser divididas em métodos ativos e passivos, a depender da natureza da fonte de energia sísmica utilizada para registro de dados. Nos métodos sísmicos ativos, pulsos sísmicos artificiais são gerados em posições predeterminadas (posições de tiro) na superfície. Por outro lado, métodos sísmicos passivos utilizam o ruído sísmico ambiental como fonte de energia sísmica, como o tráfego de veículos, vento e fluxos d'água.

Uma das principais aplicações dos métodos sísmicos é analisar modelos de velocidades de propagação das ondas sísmicas de corpo (P e S) da subsuperfície desenvolvidos a partir de registros sísmicos realizados por receptores (geofones) na superfície. As interpretações de modelos de velocidade possibilitam a realização de modelagens geológicas e geotécnicas.

Diferentes metodologias foram desenvolvidas para resolver modelos de variação de velocidade de ondas de corpo em profundidade. Tradicionalmente, a sísmica de refração se propõe a resolver modelos de V_p , enquanto modelos de V_s podem ser obtidos a partir de métodos de análise de ondas de superfície. O presente capítulo apresenta uma revisão de vários aspectos teóricos que englobam o uso dos métodos ativos e passivos para obtenção de modelos de velocidade.

Há diferentes abordagens apresentadas na literatura para traçados de raio, cálculo de velocidade de fase e inversão de tempos de percurso e curvas de dispersão. Assim, todas as descrições apresentadas ao decorrer deste capítulo são baseadas nas soluções implementadas nos *softwares* de processamento utilizados



para o tratamento de dados neste trabalho: *SeisImager/2D* e *SeisImager/SW* (*Geometrics*).

2.2 Ondas sísmicas

Ondas sísmicas consistem em pacotes de energia de deformação elástica que se propagam radialmente a partir de uma fonte sísmica (Kearey et al., 2009). Existem dois tipos principais de ondas sísmicas: ondas de corpo e ondas de superfície.

As ondas de corpo propagam-se através do volume de um sólido elástico. Dois tipos de ondas de corpo podem viajar através de um meio elástico: as ondas P, conhecidas como ondas longitudinais, primárias ou de compressão; e as ondas S, também conhecidas como ondas transversais, secundárias ou de cisalhamento.

As ondas P são associadas a uma mudança no tamanho e na proporção de um volume de material elementar, de forma que as partículas oscilam em torno de pontos fixos na direção da propagação das ondas (Fig. 3A), por esforços de compressão e dilatação (Kearey et al., 2009). Já ondas S são associadas a uma mudança de forma do material, se propagando por cisalhamento (Fig. 3B), movimentando o meio em uma direção perpendicular à direção de propagação da onda (Kearey et al., 2009). As ondas S podem ser polarizadas devido às partículas oscilarem ao longo de uma linha definida perpendicular à direção de propagação da onda (Everett, 2013). Em geral, podem haver dois planos de polarização e, portanto, duas ondas de cisalhamento: as polarizadas verticalmente (SV) e polarizadas horizontalmente (SH). Além disso, ondas S podem se propagar apenas em materiais com resistência ao cisalhamento e, portanto, não se propagam através de fluidos (Kearey et al., 2009).

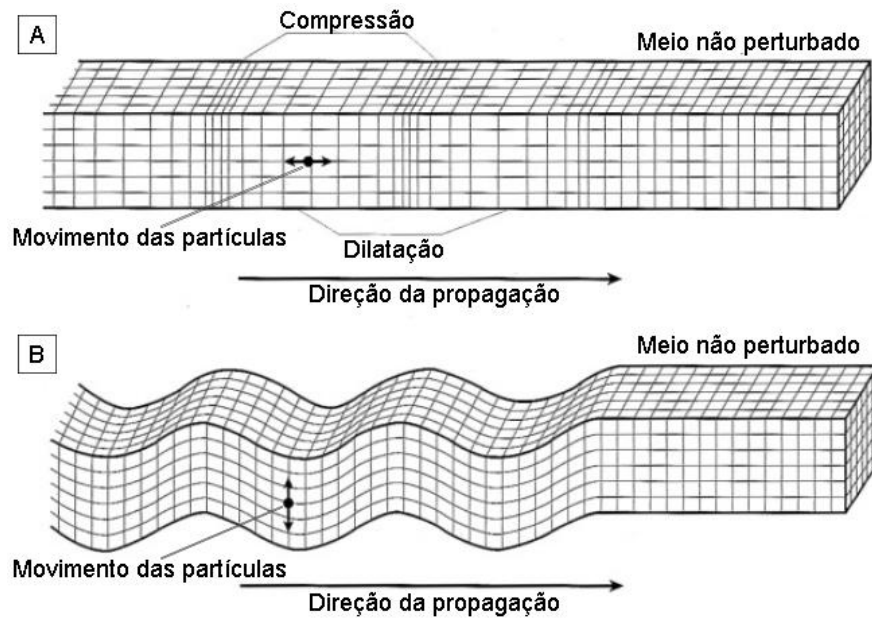


Figura 3. Representação gráfica da propagação das ondas de corpo. A) Onda P; B) Onda S. Fonte: adaptado de [Kearey et al. \(2009\)](#).

As ondas de superfície são divididas principalmente em ondas Rayleigh e ondas Love. A propagação das ondas Rayleigh ocorre por uma combinação de movimentos de partículas paralelos e perpendiculares à direção da propagação (Fig. 4A), *i.e.*, são compostos de movimentos de partículas de onda P e S (Everett, 2013). Já as ondas Love são ondas de cisalhamento polarizadas horizontalmente (Fig. 4B), observadas apenas quando há uma camada de baixa velocidade sobreposta a uma camada de alta velocidade (Everett, 2013).

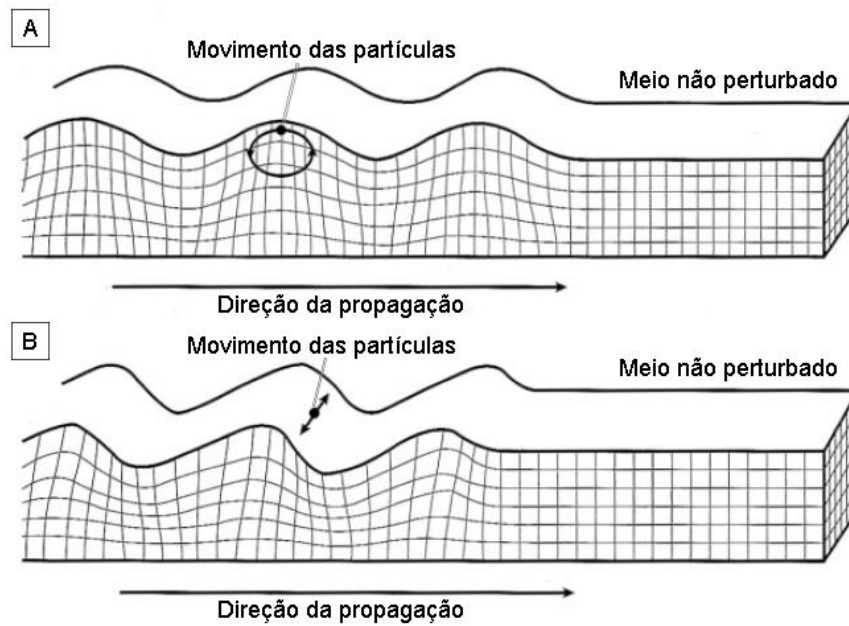


Figura 4. Representação gráfica da propagação das ondas de superfície. A) Onda Rayleigh; B) Onda Love. Fonte: adaptado de [Kearey et al. \(2009\)](#).

2.2.1 Velocidade das ondas sísmicas

As relações entre as velocidades de propagação de ondas sísmicas de corpo e os módulos elásticos do solo tornam os métodos sísmicos uma eficiente opção para analisar propriedades mecânicas do meio. A propagação de ondas sísmicas em solos e rochas é baseada na teoria da elasticidade. As propriedades elásticas dos materiais do subsolo são governadas por dois módulos elásticos principais que definem a relação linear entre a tensão (*stress*) e a deformação do meio (*strain*): volumétrico e de cisalhamento ([Kearey et al., 2009](#)).

O módulo volumétrico de um corpo, ou *bulk modulus*, representa sua resistência a uma mudança de volume devido a uma compressão normal ([Everett, 2013](#)). Já o módulo de cisalhamento, ou *shear modulus*, é definido como a resistência do material às tensões de deformação por cisalhamento ([Everett, 2013](#)).

As velocidades de propagação de pulsos sísmicos são determinadas pelos módulos elásticos e pelas densidades dos materiais através dos quais eles se propagam ([Kearey et al., 2009](#)).

A velocidade de propagação da onda P no meio (V_p) é dada por

$$V_p = \sqrt{\frac{k+4\mu/3}{\rho}}, \text{ (Eq. 1)}$$

em que ρ é a densidade do material, k é o módulo volumétrico e μ o módulo de cisalhamento do meio onde a onda se propaga (Kearey et al., 2009). Já a velocidade de propagação da onda S no meio (V_s) é dada por

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \text{ (Eq. 2)}$$

A onda S, portanto, não se propaga através de meios líquidos (Kearey et al., 2009), uma vez que $\mu = 0$ para tais condições. Deduz-se dessas equações que ondas P sempre se propagam com maior velocidade que as ondas S em um mesmo meio. As Eq. 1 e Eq. 2 apresentam a relação inversa entre velocidade e densidade do meio. Entretanto, os numeradores $k+4\mu/3$ e μ aumentam com o incremento de ρ mais rápido que o denominador $1/\rho$. Assim, as velocidades de propagação de ondas sísmicas aumentam com o incremento da densidade.

2.3 Sísmica de refração

Um pulso sísmico em superfície gera uma frente de onda P incidente que se propaga pelo solo radialmente. Essa frente de onda pode eventualmente atingir um contato entre diferentes de materiais em profundidade (e.g. topo rochoso) e sofrer uma mudança em sua direção de propagação devido ao contraste de velocidade entre os dois meios distintos, gerando um raio refletido e um raio refratado (Fig. 5).

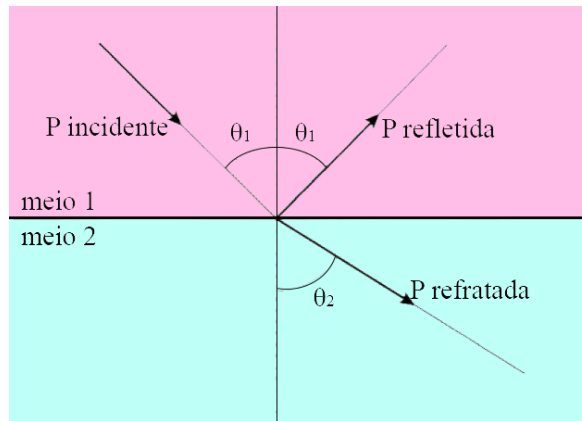


Figura 5. Representação gráfica de raios de onda P refletido e refratado associados ao raio P obliquamente incidente sobre uma interface de contraste de velocidade. Fonte: adaptado de [Kearey et al. \(2009\)](#).

A sismica de refração se baseia no princípio de refração crítica estabelecido pela Lei de Snell, que relaciona os ângulos de incidência θ_1 e de refração θ_2 com as velocidades dos meios superior v_1 e inferior v_2 , como

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{v_1}{v_2}. \text{ (Eq. 3)}$$

Quando a velocidade do meio inferior é maior do que a do meio superior, há um ângulo característico de incidência, conhecido como ângulo crítico θ_c , para o qual o ângulo de refração é 90° . Essa condição gera um raio criticamente refratado que transita ao longo da interface inferior a uma velocidade v_2 . O ângulo crítico é dado por

$$\theta_c = \sin^{-1} \frac{v_1}{v_2}. \text{ (Eq. 4)}$$

O método de refração pressupõe o aumento da velocidade com a profundidade ([Kearey et al., 2009](#); [Reynolds, 2011](#)). Se, no entanto, o meio inferior apresentar uma velocidade menor do que o meio superior (*i.e.*, $v_2 < v_1$), tem-se o contexto conhecido como camada oculta ([Reynolds, 2011](#)). Além disso, a espessura de cada camada só é suficientemente detectável quando for maior do que o comprimento de onda incidente, e quando cada camada sucessiva é tão espessa quanto ou mais espessa que a que está acima dela ([Reynolds, 2011](#)).

O pressuposto básico para a interpretação com o método é que as camadas presentes são planas, horizontais ou apenas mergulham em ângulos rasos ([Kearey et al., 2009](#); [Reynolds, 2011](#)). A [Fig. 6](#) ilustra o percurso da frente de onda gerada por uma fonte sísmica na posição F até um receptor R em superfície, a uma distância x da fonte (distância *offset*).

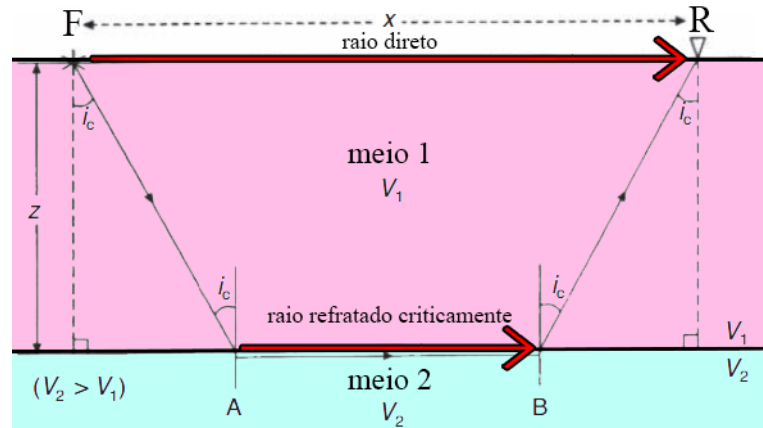


Figura 6. Representação idealizada do percurso de raio simplificado para o caso de duas camadas plano paralelas. Fonte: adaptado de [Kearey et al. \(2009\)](#).

O raio direto desloca-se horizontalmente através do topo da camada superior, de F para R, à velocidade v_1 , sendo o tempo de percurso t_{FR} calculado simplesmente como $t_{FR} = x/v_1$. Analogamente, há o raio incidente gerado na fonte F que se propaga para A, também a uma velocidade v_1 , onde sofre refração crítica a um ângulo crítico i_c . A frente de onda transita em sequência para B, a uma velocidade superior v_2 , que se direciona de volta à superfície através do meio 1, sendo detectada pelo receptor R. O tempo de percurso t_{FABR} ao longo da trajetória do raio refratado é dado por

$$t_{FABR} = t_{FA} + t_{AB} + t_{BR} = \frac{z}{v_1 \cos i_c} + \frac{(x - 2z \tan i_c)}{v_2} + \frac{z}{v_1 \cos i_c}. \quad (\text{Eq. 5})$$

A partir da Eq. 3 (Lei de Snell), tem-se que

$$\cos i_c = \sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_2^2}}. \quad (\text{Eq. 6})$$

A Eq. 5 pode então ser reescrita como

$$t_{FABR} = \frac{x}{v_2} + \frac{2z \cos i_c}{v_1} = \frac{x}{v_2} + \frac{2z(v_2^2 - v_1^2)^{\frac{1}{2}}}{v_1 v_2} = \frac{x}{v_2} + t_i. \quad (\text{Eq. 7})$$

Os tempos de percurso são observáveis em um registro sísmico multicanal, conhecido como sismograma. Sabe-se que a primeira chegada a um receptor na superfície é sempre um raio direto ou um raio refratado, sendo este último notável apenas após uma distância onde as chegadas refratadas surgem antes das diretas, conhecida como distância *crossover* (x_c). Portanto, a observação dos tempos dessas primeiras chegadas em cada traço sísmico individual em um sismograma forma uma curva de tempo de percurso. A Eq. 7 tem a forma da equação geral de uma reta, em que $1/v_2$

é o coeficiente angular a e t_i é a intercepção no eixo y em um gráfico de tempo de percurso. Assim, v_1 e v_2 podem ser estimadas a partir dos valores de a dos dois segmentos de reta observados no gráfico tempo vs distância (Fig. 7).

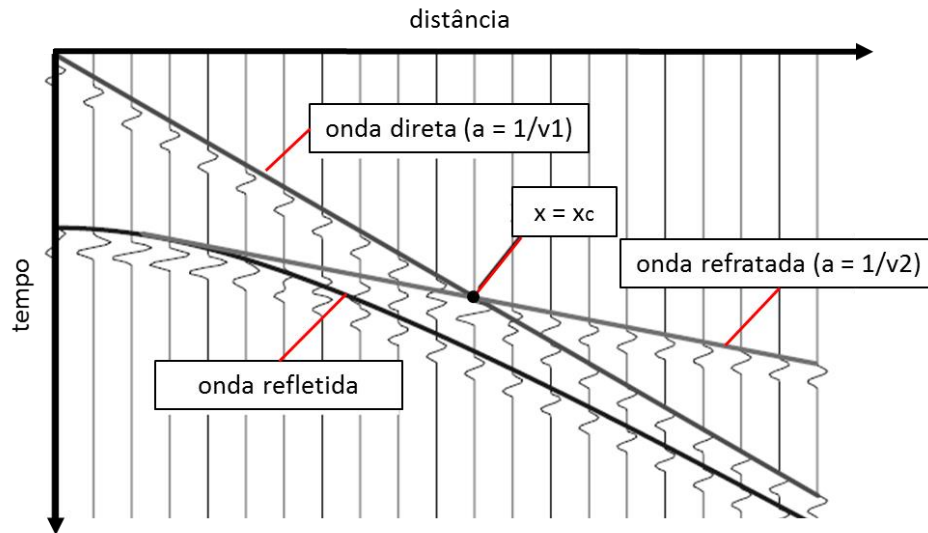


Figura 7. Curvas de tempo de percurso x *offset* para onda direta, refratada e refletida a partir de um refrator horizontal. Fonte: adaptado de [Everett \(2013\)](#).

A espessura z da camada superior logo abaixo de um receptor em superfície até a camada refratora pode ser calculada dados os valores t_i , v_1 e v_2 como

$$z = \frac{t_i v_1 v_2}{2\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}. \text{ (Eq. 8)}$$

O tempo de percurso de um raio criticamente refratado também pode ser calculado para cenários com mais camadas refratoras planas paralelas ou com mergulhos ([Kearey et al., 2009](#); [Reynolds, 2011](#); [Everett, 2013](#)). Entretanto, a suposição de camadas planas pode acarretar em erros inaceitáveis ou imprecisões na interpretação de dados em levantamentos de refração ([Kearey et al., 2009](#)). A identificação de interfaces não planas pode ser feita observando os gráficos de tempo versus distância, percebendo que as curvas associadas não são regulares como as relacionadas a interfaces planas ([Reynolds, 2011](#)).

Vários métodos de interpretação de tempos de percurso existem para o desenvolvimento de modelos de velocidade da onda P a partir da observação dos tempos de percurso de primeiras chegadas em sismogramas. Entre as várias



abordagens, destacam-se o método *plus-minus* (Hagedoorn, 1959), o método recíproco generalizado (Palmer, 1981), o método de tempos de atrasos (Willmore & Bancroft, 1960) e a tomografia de tempos de percurso. Esta última destaca-se como a técnica de inversão mais popular com o método de sísmica de refração, sensível ao aumento gradual de velocidade com a profundidade e a variações laterais, não considerando apenas camadas com alto contraste de velocidade (Hayashi & Takahashi, 2001). Em geral, a tomografia é considerada mais apropriada para investigação de cenários mais complexos.

2.3.1 Tomografia de tempos de percurso

As etapas envolvidas em uma análise tomográfica são: 1) Seleção de tempos de primeiras chegadas em sismogramas (dado observado); 2) Construção de um modelo de velocidade inicial discretizado em camadas formadas por células individuais; 3) Modelagem do problema direto por algoritmo de traçado de raios para o cálculo de tempos de percurso teóricos e caminhos de raio; 4) Comparação entre os tempos de percurso observados e teóricos; 5) Caso a diferença obtida não seja pequena o suficiente, desenvolve-se o problema inverso para cálculo de um vetor de correção; 6) Altera-se o modelo de velocidades em função da correção calculada e desenvolve-se novamente o problema direto e as demais rotinas subsequentes até que a comparação na etapa 4 retorne uma diferença aceitável, obtendo-se então o modelo de velocidade final.

O tempo de percurso t que uma onda leva para se propagar da fonte até um receptor é dado por

$$t = \int_l s(p) dl, \text{ (Eq. 9)}$$

em que $s(p)$ é a vagarosidade (inverso da velocidade) em função da posição p , l é o percurso do raio (que depende da velocidade) e dl é o elemento de comprimento do percurso do raio (Rocha, 2008). A subdivisão do meio a ser modelado em M células com vagarosidades constantes permite a discretização da integral, podendo então ser expressa como

$$t = \sum_{i=1}^M l_i s_i, \text{ (Eq. 10)}$$

em que l_j e s_j são o comprimento do caminho e a vagarosidade da j -ésimo célula ($j = 1, 2, 3, \dots, M$).

O problema direto é o cálculo do tempo de percurso da onda P (primeira chegada). A Eq. 10 também pode ser formulada como o produto de vetor e matriz $\vec{d} = G\vec{m}$, onde \vec{d} é o vetor de dados observados, contendo os tempos de percurso de primeiras chegadas, e \vec{m} é o vetor de vagarosidades a serem estimadas (parâmetros). G é a matriz Jacobiana $M \times N$ contendo os N caminhos de raios formados pelos elementos l_{ij} (i -ésimo comprimento de raio da j -ésima célula).

A matriz Jacobiana requer os caminhos de raio, que não podem ser traçados sem a discretização de modelo de velocidade (*i.e.*, tornar a distribuição contínua da vagarosidade do meio em valores finitos). A discretização do campo de vagarosidade por um conjunto de células ou malhas irregulares com uma rede de nós nas arestas entre cada célula é frequentemente empregada para descrever satisfatoriamente diferentes complexidades de cenários (Fig. 8).

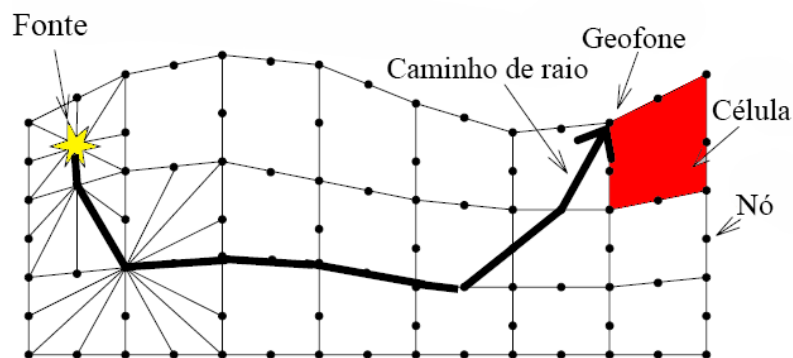


Figura 8. Esquemática da discretização de um modelo de velocidade para cálculo do tempo de percurso por traçado de raio. Fonte: adaptado de Hayashi & Takahashi (2001).

O método de caminho mais curto (*shortest path*; Moser, 1991) é um dos algoritmos de traçado de raios baseados em *grid* mais populares e utilizados. Ao contrário do que o nome sugere, o raio não deve percorrer simplesmente o percurso mais curto, mas sim o que apresente o menor tempo entre a posição de fonte e a posição do receptor em uma rede de nós com conectividade pré-determinada. O método se baseia na combinação dos princípios de Fermat e Huygen, que impõem, respectivamente, que o caminho percorrido por um raio entre dois pontos é o caminho

que pode ser percorrido em menor tempo e que um ponto no caminho deve ser tratado como uma fonte. Nessa abordagem, os caminhos dos raios são restritos às arestas das células e apenas os caminhos criados pelas células podem ser usados. O tempo de percurso entre dois nós A e B (t_{AB}) pode ser aproximado por

$$t_{AB} = \frac{d(s_A + s_B)}{2}, \text{ (Eq. 11)}$$

onde s_a e s_b são as vagarosidades nos nós A e B, respectivamente. Assim, o caminho mais curto associado ao menor tempo de percurso depende dos valores de vagarosidade das células ao decorrer do modelo discretizado, representando a natureza heterogênea do meio.

Como os caminhos de raio dependem dos valores de vagarosidade para serem calculados, o problema é não-linear, pois os elementos da matriz Jacobiana G não são constantes, mas sim valores em função das vagarosidades. Assim, o problema pode então ser reescrito como $\overline{\Delta d} = G(\overline{m}_0)\overline{\Delta m}$, em que $\overline{\Delta d}$ é o vetor de resíduos entre os tempos de percurso observados e calculados ($\overline{\Delta d} = \overline{d} - \overline{d}_0$), \overline{m}_0 é o vetor de vagarosidades inicial e $\overline{\Delta m}$ é o vetor de perturbação (correção) entre as vagarosidades ($\overline{\Delta m} = \overline{m} - \overline{m}_0$) a ser obtido, conhecido como função objetivo, que é utilizado para a reconstrução dos parâmetros para a execução de um novo traçado de raios sobre o modelo mais atual.

A solução para o vetor de correção $\overline{\Delta m}$ pode ser então calculada por mínimos quadrados como

$$\overline{\Delta m} = (G(\overline{m}_0)^T G(\overline{m}_0))^{-1} G(\overline{m}_0)^T \overline{\Delta d}. \text{ (Eq. 12)}$$

Na prática, a [Eq. 12](#) é raramente suficiente por si só em inversão de problemas geofísicos, pois tratam-se, na grande maioria das vezes, de problemas mal postos e, portanto, não passíveis de soluções únicas. Dessa forma, diferentes abordagens de regularização são utilizadas para restringir o cálculo das soluções possíveis segundo algumas condições impostas. A técnica de mínimos quadrados amortecidos (*damped least-squares*) é uma técnica de regularização amplamente utilizada em problemas geofísicos, baseando-se na premissa de que os parâmetros do modelo variam de forma “suave” entre si. Com ela, um termo β é adicionado diagonalmente à matriz

identidade I de $G(\vec{m}_0)^T G(\vec{m}_0)$. A Eq. 12 pode ser reescrita como

$$\vec{\Delta m} = (G(\vec{m}_0)^T G(\vec{m}_0) + \beta I)^{-1} G(\vec{m}_0)^T \vec{\Delta d}. \quad (\text{Eq. 13})$$

Na Eq. 13, a maioria dos elementos de $G(\vec{m}_0)^T G(\vec{m}_0)$ são zeros. Para sistemas esparsos, o método SIRT (*Simultaneous Iterative Reconstruction Technique*; Gilbert, 1972), uma adaptação do método Kaczmarz (Kaczmarz, 1937), é uma solução bem difundida para análises tomográficas devido a sua simplificação e custo computacional mais eficiente para problemas que lidam com matrizes muito extensas. No método, a matriz $G(\vec{m}_0)^T G(\vec{m}_0) + \beta I$ é substituída por sua diagonal D, cujo inverso também é uma matriz diagonal. A solução obtida para $\vec{\Delta m}$ é utilizada para reconstruir o modelo de velocidade discretizado célula a célula, de forma que o novo modelo resultante da k-ésima iteração é dado por $m_k = m_{k-1} + \vec{\Delta m}$.

2.4 Métodos de ondas de superfície

2.4.1 Análise multicanal de ondas de superfície (MASW)

Park et al. (1999) propôs o método MASW (*Multichannel Analysis of Surface Waves*) para obter perfis da variação de Vs em profundidade a partir do *ground roll* de um registro sísmico multicanal. O *ground roll* é um tipo particular de onda Rayleigh que viaja ao longo ou próximo à superfície do solo e geralmente é caracterizada por velocidade relativamente baixa, baixa frequência e alta amplitude (Sheriff & Geldart, 1995).

Assumindo a variação da velocidade vertical em um meio, cada componente de frequência de uma onda de superfície tem uma velocidade de propagação diferente (chamada velocidade de fase) em cada componente de frequência. Essa propriedade é chamada de dispersão, sendo as ondas Rayleigh uma das formas mais comuns de se explorar as propriedades dispersivas das ondas de superfície (Park et al., 1999). Em meios verticalmente heterogêneos, com aumento da velocidade com a profundidade, a velocidade de propagação das ondas Rayleigh aumenta com a diminuição da frequência (Foti et al., 2018). Assim, o método MASW é baseado no princípio da dispersão das ondas Rayleigh.

A característica dispersiva da onda Rayleigh é utilizada para se obter uma curva de dispersão, representada por um gráfico de velocidade de fase *versus* frequência. O método MASW determina as velocidades de fase diretamente a partir de dados de onda de superfície de um sismograma multicanal. O procedimento é descrito a seguir segundo [Hayashi \(2008\)](#).

Cada traço de um sismograma multicanal é transformado para o domínio de frequência por Transformada Rápida de Fourier, como

$$F(x, w) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x, t) \cdot e^{-iwt} dt, \text{ (Eq. 14)}$$

onde x é a distância, t o tempo, w a frequência, $f(x,t)$ a seção de dados sísmicos no domínio do tempo e $F(x,w)$ a seção sísmica no domínio da frequência. A seção sísmica no domínio frequência é integrada sobre o espaçamento x entre receptores em relação às velocidades aparentes ($c =$ velocidade de fase), como

$$F(c, w) = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{F(x,w)}{|F(x,w)|} e^{iwc \frac{x}{c}} dx, \text{ (Eq. 15)}$$

A integração é então repetida em todas as velocidades aparentes a serem calculadas. O valor absoluto é calculado e plotado em uma imagem de velocidade de fase *versus* frequência, como

$$p(c, w) = |(F(c, w))|, \text{ (Eq. 16)}$$

A [Fig. 9](#) apresenta o exemplo de um sismograma multicanal $f(x,t)$ e sua respectiva transformação de velocidade de fase $p(c,w)$.

Em um meio de camadas horizontais, a propagação da onda de superfície é um fenômeno multimodal. Para cada frequência existem diferentes modos de vibração, de forma que cada modo é caracterizado por sua própria velocidade de propagação, que sempre aumenta do modo fundamental para os modos superiores ([Foti et al., 2018](#)). Assim, a maior energia estará associada ao modo fundamental de propagação. A seleção de velocidades deve ser realizada em função da amplitude máxima em cada frequência do modo fundamental em uma imagem de velocidade de fase. Essa seleção de velocidades de fase formará a curva de dispersão do modo fundamental da onda Rayleigh.

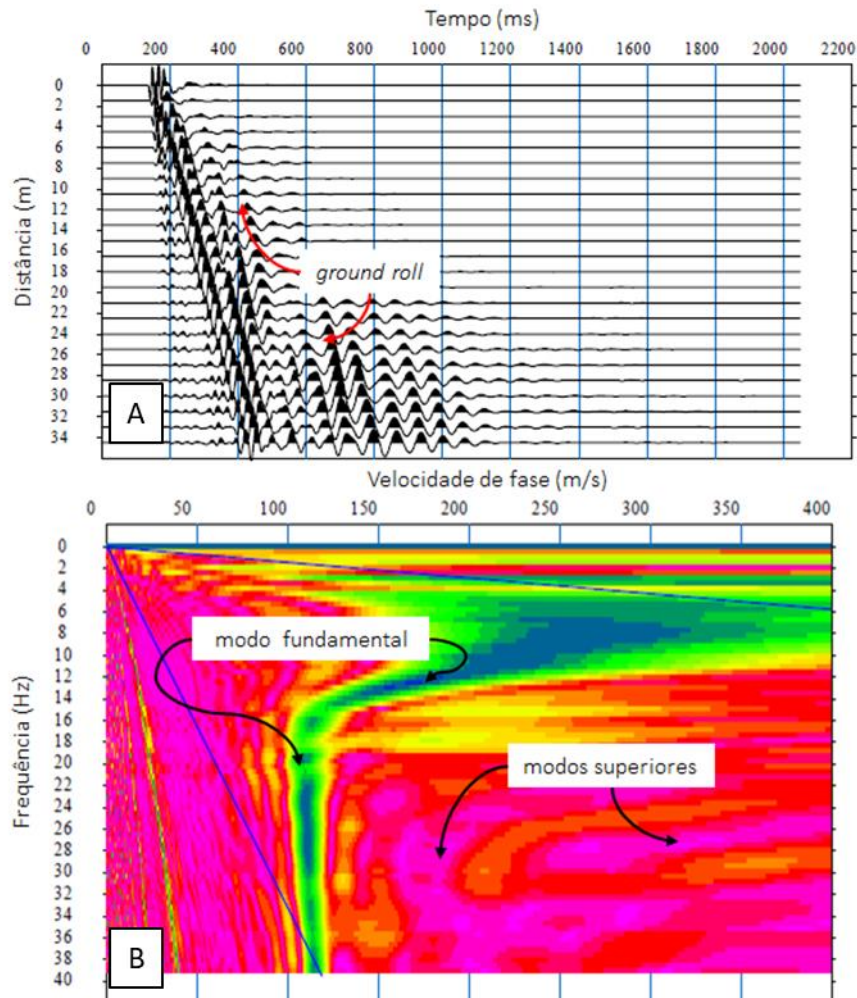


Figura 9. Exemplo da aplicação do método MASW. A) Um sismograma no domínio do tempo; e B) Imagem de dispersão de velocidade de fase *versus* frequência. Fonte: adaptado de Hayashi (2008).

Apesar de análises 1D serem mais comumente realizadas com o uso do método, modelos 2D (seções) também podem ser obtidos. Uma análise bidimensional proposta por Xia et al. (1999a) realiza, em uma aquisição *roll-along* de sismogramas, inversões unidimensionais sucessivas e alinha os modelos 1D de V_s horizontalmente, formando um "pseudo" modelo de velocidade em duas dimensões. Essa abordagem, entretanto, pode resultar em descontinuidades horizontais não representativas da realidade no modelo 2D de velocidade, devido a eventuais diferenças nas interpretações de curvas de dispersão, que podem apresentar contrastes não esperados entre os modelos 1D de V_s .

Hayashi & Suzuki (2004) apresentaram a técnica CMPCC (*Common Mid-Point Cross-Correlation*), que determina velocidades de fase usando agrupamentos de

correlações cruzadas de famílias CMP. Essa abordagem busca aumentar a resolução horizontal de modelos 2D obtidos com o método MASW. A análise CMPCC consiste nas seguintes etapas:

- a) Em cada sismograma multicanal, correlações cruzadas são calculadas para cada par de traços. A função de correlação cruzada entre os traços f e g é dada por

$$CC_{fg}(w) = F(w)\overline{G(w)} = A_f(w)A_g(w)e^{i\Delta\sigma(w)}, \text{ (Eq. 17)}$$

em que $A_f(w)$ e $A_g(w)$ são as amplitudes da forma de onda no domínio da frequência dos traços f e g , dados por $F(w)$ e $G(w)$, respectivamente, $\overline{G(w)}$ é o complexo conjugado de $G(w)$, e $\Delta\sigma(w)$ é o espectro de fase de $CC_{fg}(w)$, equivalente à diferença de fase dos traços f e g (Hayashi, 2008);

- b) As correlações que possuem um ponto médio comum são agrupadas;
- c) Em cada CMP, correlações cruzadas que têm um espaçamento igual são empilhadas no domínio do tempo;
- d) O método MASW é aplicado aos agrupamentos CMPCC, a fim de calcular as velocidades de fase no domínio da frequência, como descrito anteriormente. Dessa forma, os agrupamentos CMPCC no espaço distância-tempo podem ser transformados no espaço c - f diretamente e as curvas de dispersão do modo fundamental de cada agrupamento CMPCC podem ser determinadas pela amplitude máxima de cada frequência.

2.4.2 Autocorrelação espacial de microtremores (SPAC)

As ondas de superfície sofrem muito menos atenuação de energia com a distância de propagação do que as ondas de corpo (Kearey *et al.*, 2009). Isso significa que, longe da posição da fonte, a maior parte da energia sísmica se propaga por ondas de superfície, e as vibrações distantes são compostas principalmente por ondas de superfície (Foti *et al.*, 2018).

Aki (1957) propôs o método de autocorrelação espacial (*Spatial Autocorrelation* - SPAC) para calcular a velocidade da fase da onda Rayleigh com base na variação com a frequência do coeficiente de autocorrelação (coerência) entre dois sinais de vibração ambiental. A partir do método SPAC, Okada (2003) apresentou a técnica de arranjos de medição de microtremor (*Microtremor Array Measurement* - MAM) para estimar as variações de V_s no meio.

Vibrações de ambiente são geradas por fontes naturais (e.g., microssismos) ou culturais (e.g., tráfego de veículos, vibrações de construção ou outras máquinas). Normalmente, as baixas frequências são relacionadas a eventos de grande escala, enquanto as altas frequências vêm de fontes locais, geralmente relacionadas a atividades humanas. As fontes de vibração ideais para o método SPAC são sinais estáveis sem grandes mudanças na amplitude. A suposição fundamental é que a vibração da frente de onda é plana e isotrópica (i.e., vem de todas as direções), tornando-a independente das posições da fonte.

A técnica MAM (*Microtremor Array Measurements*) usa o método SPAC para analisar a coerência do sinal entre múltiplas observações em uma matriz de receptores, independentemente da localização da fonte. A coerência é a semelhança entre todos os pares possíveis de geofones e, geralmente, à medida que a separação do receptor aumenta, a coerência diminui.

A função SPAC representa a variação da coerência com a frequência entre dois sinais, e é dada por

$$\text{SPAC}(r, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{\varphi=0}^{\varphi=2\pi} \text{Re}(\text{COH}(r, \varphi, \omega)) d\varphi = J_0\left(\frac{\omega}{c(\omega)} r\right), \text{ Eq. (18)}$$

em que r é a distância entre dois receptores em um arranjo 2D (e.g. um círculo ou um triângulo), φ é a direção em relação a um receptor central, COH é a coerência complexa dos dados observados, $c(\omega)$ é a velocidade de fase em uma frequência angular ω e J_0 é a função de Bessel. O termo à esquerda da Eq. (18) pode ser calculado a partir da vibração ambiente observada e se refere ao cálculo da coerência para dois receptores com uma separação r e direção φ e à média da coerência complexa. A velocidade de fase é calculada pela comparação do termo à esquerda e a função de Bessel, o termo à direita da Eq. (18), alterando a velocidade de fase $c(\omega)$. A velocidade que minimiza o erro pode ser considerada como a velocidade de fase em ω . Uma vez calculadas, as velocidades de fase podem ser então plotadas junto à frequência em uma imagem de dispersão e uma curva de dispersão pode ser observada para inversão, seguido pelo desenvolvimento de um modelo de Vs em profundidade.

2.4.3 Inversão de curvas de dispersão

Em geral, as etapas envolvidas na inversão de uma curva de dispersão são as seguintes: 1) Seleção das velocidades de fase do modo fundamental de vibração da onda Rayleigh em uma imagem de dispersão calculada com o método MASW, formando uma curva de dispersão (dado observado); 2) Construção de um modelo de velocidade inicial discretizado em camadas individuais; 3) Modelagem do problema direto para o cálculo de velocidades de fase teóricas da onda Rayleigh; 4) Comparação entre a curva de dispersão observada e teórica; 5) Caso a diferença obtida não seja pequena o suficiente, desenvolve-se o problema inverso para cálculo de um vetor de correção; 6) Altera-se o modelo de velocidades em função da correção calculada; e 7) Desenvolve-se novamente o problema direto e as demais rotinas subsequentes até que a comparação na etapa 4 retorne uma diferença aceitável, obtendo-se, então, o modelo de velocidade final.

A curva de dispersão F relativa a um modelo heterogêneo de camadas é dada por uma função não linear de forma $F(f, c, V_s, V_p, \rho, h) = 0$, em que f é a frequência em Hz, c a velocidade de fase da onda Rayleigh, V_s a velocidade da onda S, V_p a velocidade da onda P, ρ a densidade e h a espessura da camada (Xia et al., 1999b; Lucena & Taioli, 2016). Cada parâmetro contribui para a curva de dispersão de uma maneira única. Xia et al. (1999b) mostraram que V_s é o parâmetro que mais influencia em mudanças na velocidade de fase da onda Rayleigh na faixa de frequência maiores do que 5 Hz. Assim, apenas V_s se mantém como parâmetro a ser solucionado para cada camada individual do modelo.

Como as velocidades de fase da onda Rayleigh que constituem a curva de dispersão são dadas em função de valores de V_s , a inversão de curvas de dispersão não é linear, e um modelo inicial de velocidades precisa ser construído como ponto de partida. Hayashi (2008) apresentou a transformação de $1/3$ de comprimento de onda como uma abordagem satisfatória para a construção de um modelo de camadas inicial e cálculo de velocidades de fase teóricas da onda Rayleigh. A profundidade aparente d_a de uma velocidade de fase observada c_o a uma frequência f é dada por $d_a = c_o/3f$, enquanto a velocidade de fase teórica c_t pode ser calculada por $c_t = bV_s$, em que b é um fator de conversão que pode variar de 0,9 a 0,95.

O problema pode ser escrito em forma matricial como $\overline{\Delta d} = G(\overline{m_0})\overline{\Delta m}$, em que

$\overrightarrow{\Delta d}$ é a diferença entre as velocidades de fase observadas e as velocidades de fase calculadas, $\overrightarrow{\Delta m}$ é o vetor de correções de parâmetros a ser estimado, chamado de função objetivo, e $G(\overrightarrow{m_0})$ é a matriz Jacobiana, contendo as derivadas parciais de primeira ordem das velocidades de fase da onda Rayleigh em relação aos valores de V_s (parâmetros iniciais em $\overrightarrow{m_0}$).

A solução para $\overrightarrow{\Delta m}$ pode ser obtida por mínimos quadrados, que, assim como demais problemas geofísicos, necessita do uso de termos de regularização para estabilidade da solução. Hayashi (2008) apresentou a combinação de mínimos quadrados amortecidos com regularização vertical como uma abordagem de estabilização da solução, de forma que

$$\overrightarrow{\Delta m} = (G(\overrightarrow{m_0})^T G(\overrightarrow{m_0}) + \beta r_v^T r_v + \varepsilon I)^{-1} G(\overrightarrow{m_0})^T \overrightarrow{\Delta d}. \text{ (Eq. 19)}$$

Na Eq. 19, um termo ε é adicionado diagonalmente à matriz identidade I de $G(\overrightarrow{m_0})^T G(\overrightarrow{m_0})$, β é o peso da regularização, de forma que quanto maior seu valor, maior a suavidade entre os parâmetros, e r_v é a matriz de regularização espacial no sentido vertical, contendo a diferença entre V_s de duas camadas sucessivas. A matriz de regularização vertical R_v é dada por

$$R_v = \begin{bmatrix} 1 & -1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 0 & 1 & -1 & \dots & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & \dots & 0 & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 1 & -1 \end{bmatrix}. \text{ (Eq. 20)}$$

A solução obtida para $\overrightarrow{\Delta m}$ é utilizada para reconstruir o modelo de velocidade discretizado em camadas, de forma que o novo modelo resultante da k -ésima iteração é dado por $m_k = m_{k-1} + \overrightarrow{\Delta m}$.

Para problemas envolvendo k curvas de dispersão, como no método CMPCC (Hayashi & Suzuki, 2004), a solução pode ser reescrita como

$$\overrightarrow{\Delta M} = (J(\overrightarrow{M_0})^T J(\overrightarrow{M_0}) + \beta R_v^T R_v + \alpha R_h^T R_h + \varepsilon I)^{-1} J(\overrightarrow{M_0})^T \overrightarrow{\Delta D}. \text{ (Eq. 21)}$$

em que $J = \sum_{i=1}^k G(\overrightarrow{M_0})^T_i$, $\overrightarrow{M_0} = \sum_{i=1}^k \overrightarrow{m_0}_i$, $\overrightarrow{\Delta D} = \sum_{i=1}^k \overrightarrow{\Delta d}_i$, $R_v = \sum_{i=1}^k r_{v,i}$, R_h é a matriz de regularização espacial no sentido horizontal, contendo a diferença entre V_s de duas



camadas horizontalmente sucessivas, β é o peso da regularização vertical e α é o peso da regularização horizontal, de forma que quanto maior seus respectivos valores, maior a suavidade entre os parâmetros (Hayashi, 2008). A matriz de regularização horizontal R_h entre duas curvas de dispersão horizontalmente sucessivas é dada por

$$R_h = \left[\begin{array}{c} \left[\begin{array}{cccc} 1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 1 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & 1 \end{array} \right] \left[\begin{array}{cccc} -1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & -1 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & -1 \end{array} \right] \end{array} \right]. \text{ (Eq. 22)}$$



CAPÍTULO 3

3. CHARACTERIZATION OF AN EARTH DAM IN BRAZIL FROM SEISMIC REFRACTION TOMOGRAPHY AND MULTICHANNEL ANALYSIS OF SURFACE WAVES

Abstract

Effective methodologies to obtain information regarding the internal features in an earth dam are fundamental for rapid and technically correct decision making. Although several geophysical methods have potential applicability for investigations on dams, the contribution of seismic methods is well known, since the P and S-waves velocities can be associated with elastic modules of geotechnical interest. The study area was the Paranoá dam, the largest dam in Brazil's federal capital. We analyzed the internal structure of the dam and identified anomalies that could be associated with water saturation. We used traveltimes tomography to obtain V_p models and the MASW method to obtain V_s models. Four profiles of seismic data were acquired downstream of the dam. Borehole's information was used to corroborate with the geophysical interpretation of the profiles. The dam's abutments and the foundation ground could be identified within most models, and the velocity values obtained were mainly related to the clay material that forms the dam's massif, with higher values associated with the quartzite rocks. The rockfill material was well marked as a low velocity zone. Saturated zones were interpreted as local anomalies of high V_p/V_s ratio (Poisson's ratio > 0.45). An analysis of the depth range obtained within velocity models suggests that the depth of investigation from both methodologies are likely to be site specific, rather than exclusive matter of source and receiver instrumentation.

Keywords

Earth dam; Seismic refraction tomography; MASW; V_p/V_s ratio.



3.1 Introduction

Recent and deadly tailings dam failures in Brazil triggered massive considerations on the safety policies around earth dams in the country ([Morrison & Gomide, 2019](#)). The search for methodologies aimed at obtaining information about internal features of a dam has grown considerable in the country ever since. Geophysical methods are non-invasive indirect solutions that have been gaining space as dam assessment techniques to aid rapid and technically correct decision making.

The contribution of seismic methods applied around such structures are specially of geotechnical interest, since seismic velocities of the P and S-waves can be associated with elastic modules (e.g., [Chen et al., 2006](#); [Kim et al., 2011](#); [Cardarelli et al., 2014](#); [Uhlemann et al., 2016](#); [Olivier et al., 2018](#)). The use of two or more geophysical methods together is a conventional approach to enrich the interpretation of subsurface features. Seismic refraction and surface wave methods are frequently used together for joint interpretation (e.g., [Kim et al., 2011](#); [Hayashi et al., 2014](#); [Netto et al., 2020a](#)) using P and S-wave velocity field estimations, respectively.

High level of water saturation in earth dams can cause loss of contact between particles and contribute to static soil liquefaction effects, a frequently addressed condition when evaluating dam failures (e.g., [Agurto-Detzel et al., 2016](#)). Internal erosions associated to the detachment and transportation of soil particles due to forces caused by water flow are also among the most significant technical concerns around earth dams safety (e.g. [Foster et al., 2000](#); [Zhang et al., 2009](#)). In Brazil, many studies have been presented for assessment of water flow in earth dams, mainly relying on the use of geoelectrical methods (e.g., [Camarero et al., 2019](#); [da Rocha et al., 2019](#); [Netto et al., 2020b](#); [Arcila et al., 2021](#)). The V_p/V_s ratio can be directly related to Poisson's ratio and has been reported as a straight-forward approach of combining traveltimes tomography and surface wave analysis for potential saturation assessment (e.g., [Cardarelli et al. 2014](#); [Konstantaki et al., 2016](#); [Uhlemann et al., 2016](#); [Alam & Jaiswal, 2017](#)).

Few studies have been developed covering great portions of the massif of a large earth dam. Considering the context built around seismic methods for geotechnical investigations, we used P-wave Seismic Refraction Tomography and Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) to obtain P and S-wave velocity models of the

Paranoá dam, the largest dam of Brasília, the federal capital of Brazil. The goal of this study is to interpret internal features of the dam from velocity models, identify anomalies that could be associated with water saturation from V_p/V_s ratio distribution and evaluate general aspects of the used methodologies for general earth dam assessment.

3.2 Study Area

Mainly used for power Generation, the Paranoá dam is located east of Brasília, in the Federal District of Brazil. A stretch of the Parque do Contorno road (EPCT - DF-001) is built over the crest of the dam, with a constant vehicle flow.

Hydrographically, the dam is inserted in the Paranoá River, a sub-basin of the São Bartolomeu River, part of the great Paraná Basin (SEMA-DF, 2016). The lithological context that forms the rocky substrate of the area is composed of slates and quartzites from the Paranoá Group (Campos, 2013). The red-yellow Latosol and haplastic cambisol classes are present at the study site (Raetto et al., 2004).

The Paranoá dam is a rockfill earth dam with a 600 m crest length and about 48 m high (CEB, 2020). The construction of the dam's massif is constituted by predominantly clay soils, clean natural sands, upstream rockfills with quartzite rocks and sandstones and vegetal covering downstream. The dam's internal drainage system was designed to intercept and evacuate percolation flows.

3.3 Data Acquisition

Four seismic data profiles were acquired downstream of the Paranoá dam in September 2020 (Fig. 10). To ensure good vertical coupling with the surface and the quality of the seismic energy propagation, data were collected parallel to the edges of the massif, since it was flat terrain. A total of six boreholes analyzed back in December 2019 were available for corroboration with the geophysical interpretation.

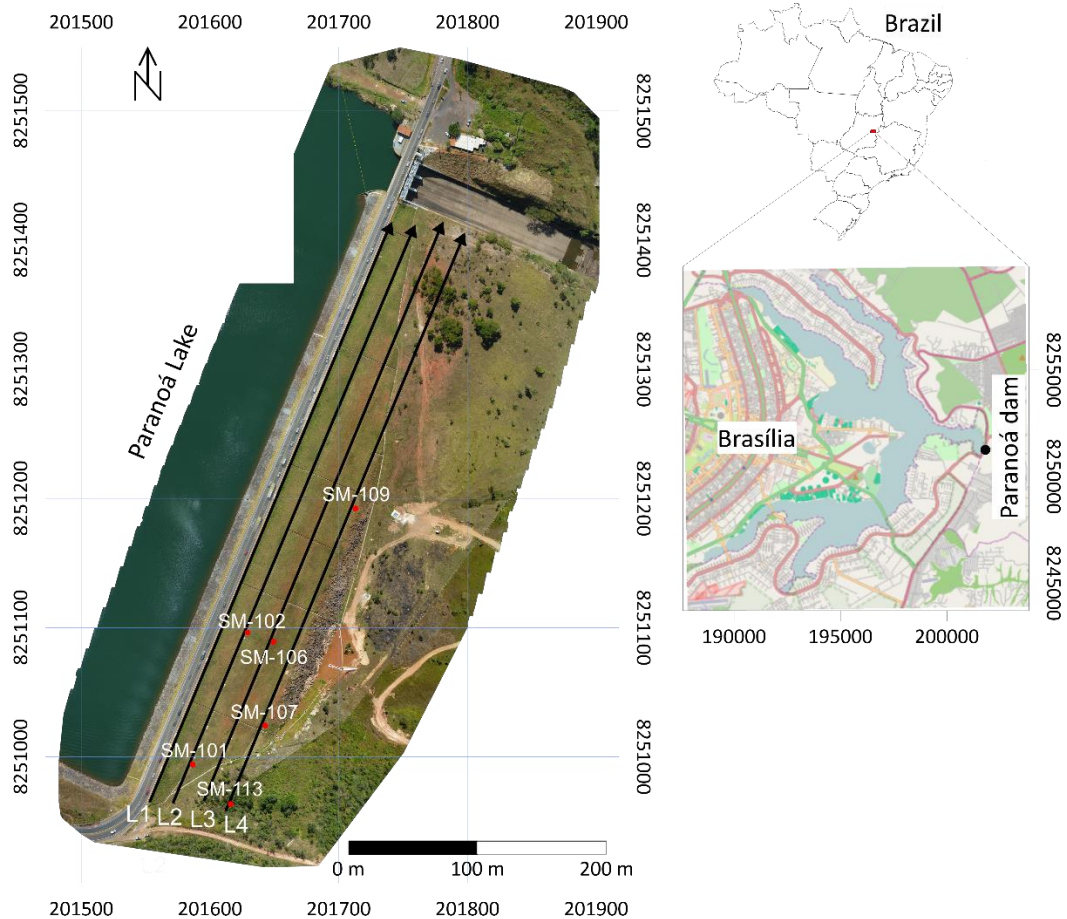


Figure 10. Localization map of the Paranoá dam with the four seismic profiles. The arrows indicate the direction of acquisition, pointing to the end of the profiles. The red circles indicate the position of all available boreholes.

Waveforms were recorded using four Geode seismographs (Geometrics). Data acquisition and recording parameters were controlled by an external computer. The record length of the seismic sections was set to 2 s, with a sampling frequency of 4 kHz (one sample every 0.25 ms), totaling 8000 samples per trace. For each profile, 96 vertical 14 Hz geophones were used, with a 5 m spacing between them, resulting in a 475 m long spread (a total acquisition length of 1.9 km).

The impact of a 10 kg sledgehammer against a steel plate was used as the source of seismic energy. Shot positions were spaced every 10 m between pairs of geophones, with 47 seismograms in a split-spread configuration and two seismograms in end-on configuration (49 seismograms per profile, a total of 196 seismograms). To increase the signal-to-noise ratio of the data, the sledgehammer impact was repeated three times at each shot position, and the resulting seismogram of each shot position consisted of an automatically stacked seismogram.

3.4 Data Processing

The SeisImager/2D package was used for processing the traveltimes tomography. Waveform processing and picking of first arrivals were performed in the Pickwin program. Data inversion to obtain P-wave velocity models was performed using the Plotrefa program.

The seismograms were normalized (amplitudes of each trace were divided by the maximum amplitude of the trace), filtered between 5 and 55 Hz, and scale gain was applied. The P-wave velocity models were obtained from the first arrival traveltimes with the SIRT algorithm (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique; e.g. [Hayashi & Takahashi, 2001](#)). First arrival traveltimes and ray paths are calculated by the ray tracing method based on Huygens' principle ([Moser, 1991](#)), which automatically determines the shortest segment paths between nodes at the perimeter of a quadrilateral cell.

The top and bottom velocities used to build the initial model of each of the four profiles were based on a uniform layer velocity model obtained by a simpler linear inversion based on the concept of time-terms ([Willmore & Bancroft, 1960](#)). After a reasonable model was obtained with a small RMS misfit error (< 3 ms), a final velocity model was created by interpolating and gridding the velocity data using Surfer (Golden Software) and inserted into a 3D environment using Leapfrog Works (Seequent).

The SeisImager/SW package was used for surface wave data processing. Editing of seismic sections, computation of phase velocity and velocities picking were done in the Pickwin program. Data inversion to obtain S-wave velocity models was performed using the WaveEq program.

For each of the four acquired profiles, the seismic sections of 96 traces were trimmed down to 24 traces, setting all sections geometry as end-on configuration with roll-along of receivers. When the last receiver of the roll-along reached the end of the profile, the far-off sections continued to be trimmed as split-spread configurations until the last source position in the end-on configuration was reached.

The S-wave velocity models were obtained with the CMPCC method (Common Mid-Point Cross-Correlation; [Hayashi & Suzuki, 2004](#)), an adaptation of the original MASW method ([Park et al., 1999](#)). Traditionally, a two-dimensional analysis with the MASW method consists of a roll-along acquisition of seismic sections, successive one-dimensional inversions and models' horizontal alignment, forming a "pseudo" two-

dimensional velocity model (e.g., [Xia et al., 1999a](#)). On the other hand, the CMPCC method makes it possible to determine the phase velocities in multi-shot data using cross-correlation of CMP gathers to increase the horizontal resolution of a two-dimensional S-wave velocity model with the MASW method.

For a multichannel seismogram, cross-correlations are calculated for each pair of traces and correlations with a common midpoint are grouped. For each CMP, cross-correlations that are evenly spaced are stacked in the time domain. The MASW method is applied to CMPCC gathers to calculate the phase velocities in the frequency domain, applying an integral transformation to the data. In this way, the CMPCC gathers in the distance-time domain are transformed to the velocity-frequency domain directly. Phase velocities were picked from the maximum amplitude of each frequency only for the fundamental mode of vibration, forming dispersion curves for each CMPCC gather.

The non-linear least squares inversion was applied ([Xia et al., 1999b](#)) in an iterative routine of adjustments as a function of an initial layered model, where the number and thickness of layers are fixed through iterations ([Hayashi, 2008](#)). After interpolating and gridding the velocity data using Surfer (Golden Software), the final two-dimensional velocity model was obtained and inserted into a 3D environment using Leapfrog Works (Seequent).

To investigate variations in water saturation in the dam, V_p/V_s ratios were obtained from the ratio of the interpolated and gridded velocity models of P and S-waves. The local Poisson ratio (σ) was computed from the following expression

$$\sigma = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)} \cdot (\text{Eq. 23})$$

3.5 Results and Discussion

[Fig. 11](#) shows the P-wave velocity models of all four profiles, obtained from Seismic Refraction Tomography. We use the available boreholes information for correlation of results. Low velocity values are presented in reddish color tones, while higher velocities are presented as blueish color tones. A unique linear color scale is used, following the lowest and highest obtained velocity values.



The V_p model of profile L1 presents velocity values ranging from 201 m/s up to 1104 m/s and an investigation depth of 23 m. There are no boreholes results for correlation with the model. At the center of the dam crest, a 48 m depth is estimated from the surface to the top of the foundation ground (CEB, 2020). Thus, the obtained velocities can be correlated to the clay soil that forms the dam massif, not reaching the foundation ground at this specific profile. There are no apparent structural contrasts or trends that might suggest contact with the dam's abutments.

The V_p model of profile L2 presents velocity values ranging from 203 m/s up to 1605 m/s and an investigation depth of about 22 m. The SM-101 and SM-102 boreholes are shown for correlation of results, presenting 5.45 m and 35 m of clay soil up to the top of the quartzite foundation ground, respectively. The foundation ground around most area of the profile is not observable. At the ends of the model, however, the gradual decrease in the thickness of the lower velocity layer may be correlated with the dam's abutments, represented by higher velocity values and with a clear contrast of about 1600 m/s, which corroborates with the smaller soil thickness found in the SM-101 borehole. P-wave velocity in clay soils usually range from approximately 400 m/s up to 1800 m/s (Kearey et al., 2009; Reynolds, 2011). Unlike at SM-101, the V_p value of 1600 m/s does not mark contact with the foundation ground at SM-102. This can be associated with a proportional V_p value between the stiff clay at greater depths around SM-102 and the shallow quartzite rock contact around SM-101.

The V_p model of profile L3 presents velocity values ranging from 301 m/s up to 1905 m/s and an investigation depth of about 38 m. The SM-106 borehole is presented for correlation of results, with 12.3 m of clay soil to the top of the quartzite foundation ground. From this depth downwards, V_p assumes values higher than 1700 m/s, which can be correlated with the foundation terrain of the dam, formed by quartzite rock. This response is similar to the soil and rock contact found around SM-101 in profile L2. Thus, V_p of 1600~1800 m/s is associated with the transition zone between soil and the weathered rock material. At the ends of the models, the gradual increase in the thickness of the lower velocity layers may be also correlated with the dam's abutments, represented by higher velocity values.

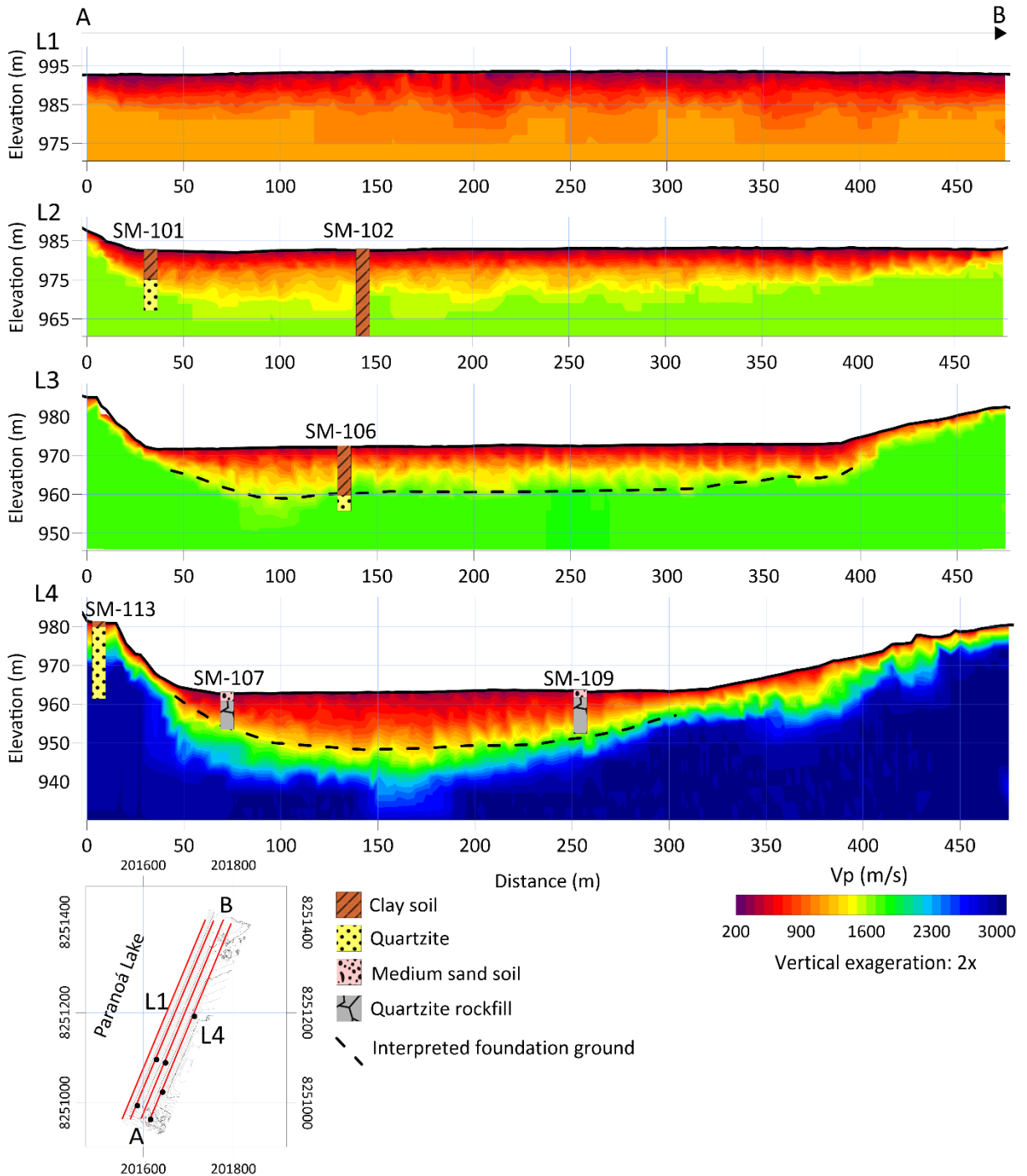


Figure 11. The obtained P-wave velocity models with boreholes information and interpretation.

The V_p model of profile L4 presents velocity values ranging from 301 m/s up to 3009 m/s and an investigation depth of about 50 m. The SM-113, SM-107 and SM-109 boreholes are shown for correlation of results. The SM-107 and SM-109 boreholes present, respectively, 1.5 and 1.7 m of medium grain sand up to the top of the quartzite rockfill at the dam's base. Between 50 m and 300 m, there is a predominance of low

Vp. This central area may be influenced by a greater number of empty spaces present in the quartzite rockfill. The SM-113 borehole presents 1.5 m of clay soil to the top of the quartzite rock of the right abutment. At the ends of the models, the gradual decrease in the thickness of the lower velocity layers may also be correlated with the dam's abutments, represented by higher velocity values. The foundation terrain of the dam can be correlated to higher Vp embedded between both abutments.

The L1 and L2 Vp profiles present the lower investigation depths when compared to L3 and L4. Since the energy from the sledgehammer impact is limited, geophones located at larger offset distances could not satisfactorily record P-wave arrivals. Being closer to the vehicle traffic at the dam's crest, the cultural noise compromised part of the usable offset range for first breaks picking for the first couple of profiles. This reduces the reliability of picking traveltimes at larger offset distances, which are directly related to greater depths of investigation.

[Fig. 12A-D](#) shows all first arrival traveltimes observed from seismic sections and used for the tomography inversion. It is clear from [Fig. 12E](#) that the maximum observable offset distances increases from profile L1 to L4, closest and further away to noise sources at the crest, respectively.

The type of energy source, amount of cultural noise and attenuation levels of the propagation material are the main factors that influence the achievable depth of investigation. Considering that presence of noise and that density of soils and rocks can also vary between survey areas, requiring less or more powerful seismic sources, it is reasonable to assume that the depth of investigation with seismic refraction is a site-specific variable.

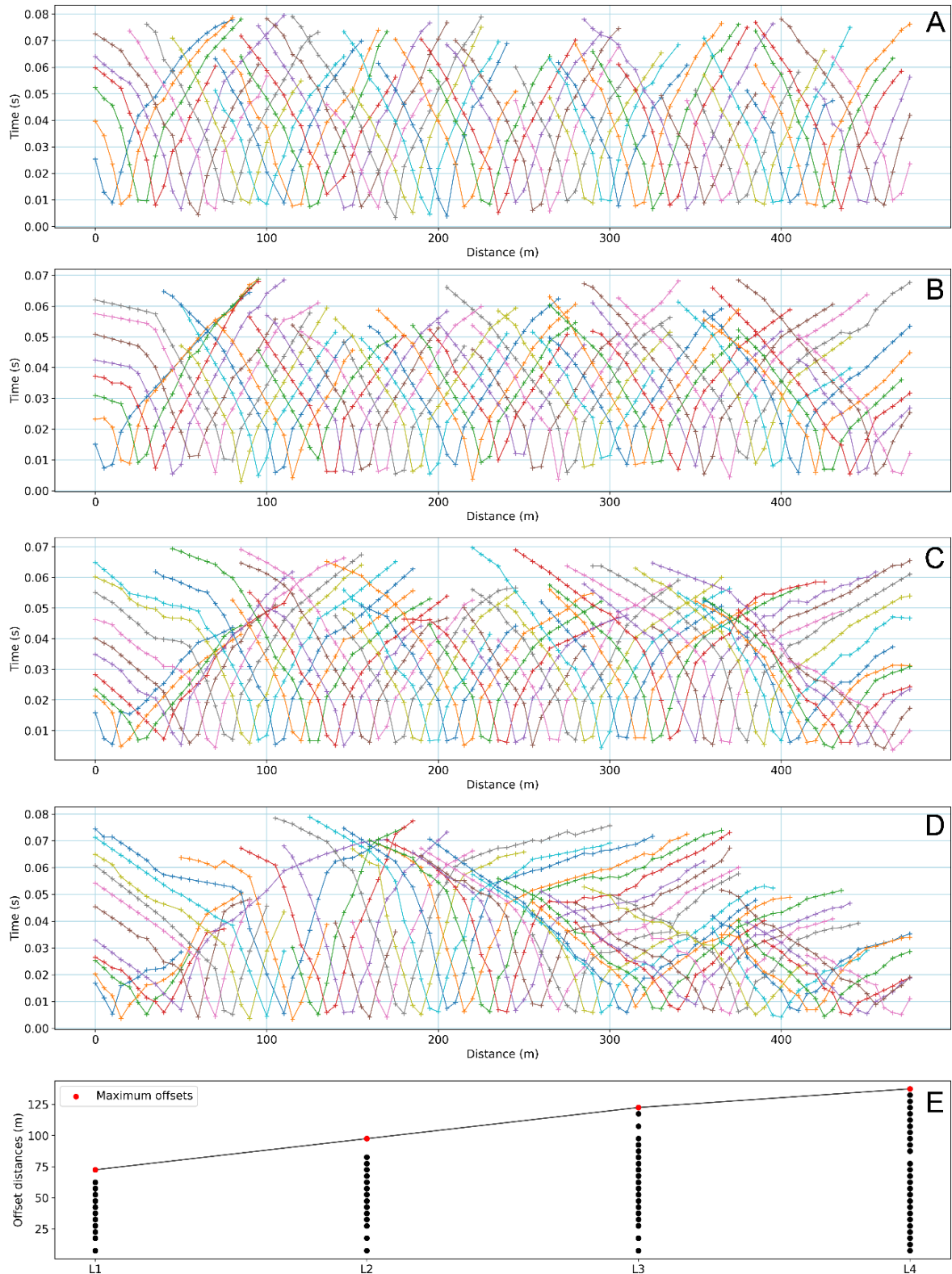


Figure 12. A) first arrival traveltimes for profile L1; B) first arrival traveltimes for profile L2; C) first arrival traveltimes for profile L3; D) first arrival traveltimes for profile L4; and E) offset analysis.

Fig. 13 shows the S-wave velocity models of all four profiles, obtained from MASW. We use the available boreholes information for correlation of results. Low



velocity values are presented in reddish color tones, while higher velocities are presented as blueish color tones. A unique linear color scale is used, following the lowest and highest obtained velocity values.

The V_s model of profile L1 presents velocity values ranging from 299 m/s up to 405 m/s and an investigation depth of 11 m. There are no boreholes results for correlation with the model. The obtained velocities in the profile can be correlated to the stiff clay soil, which usually ranges approximately from 200 m/s up to 600 m/s (Foti et al., 2018). As with the V_p model, there are no apparent structural contrasts or trends that might suggest contact with the dam's abutments and the foundation ground at this specific profile.

The V_s model of profile L2 presents velocity values ranging from 273 m/s to 780 m/s and an investigation depth of 19 m. The foundation ground around most of the profile's area is not observable, except for the left abutment (marked as B), where the velocity contrast gradually intensifies, with V_s of 600 m/s marking the transition zone. A homogeneous velocity response at the right abutment (marked as A) is observable, not resembling the abutment contact as visible as in the V_p model near SM-101. This lack of velocity contrast for rock and soil delineation may be related to small depths of investigation of the 1D V_s models calculated from CMP cross-correlations gathers around this position. For such cases, the CMPCC method relies on horizontal interpolation from the closest deeper 1D V_s profiles to fill the depth gap, which can reduce reliability for representing velocity changes at greater depths. Low V_s near the surface around 250 m and 350 m may be related to lower soil compaction, marked as dark red.

The V_s model of profile L3 presents velocity values ranging from 279 m/s up to 931 m/s and an investigation depth of 21 m. At SM-106, V_s of around 600 m/s is once again observed for the soil and rock contact, clearly marking the foundation ground. Towards the ends of the models, the gradual decrease in the thickness of the lower velocity layers may also be correlated with the dam's abutments, represented by clearer velocity contrast when compared to profile L2. As with the previous profile, low V_s near the surface around 250 m and 350 m may be related to lower soil compaction, marked as dark red.

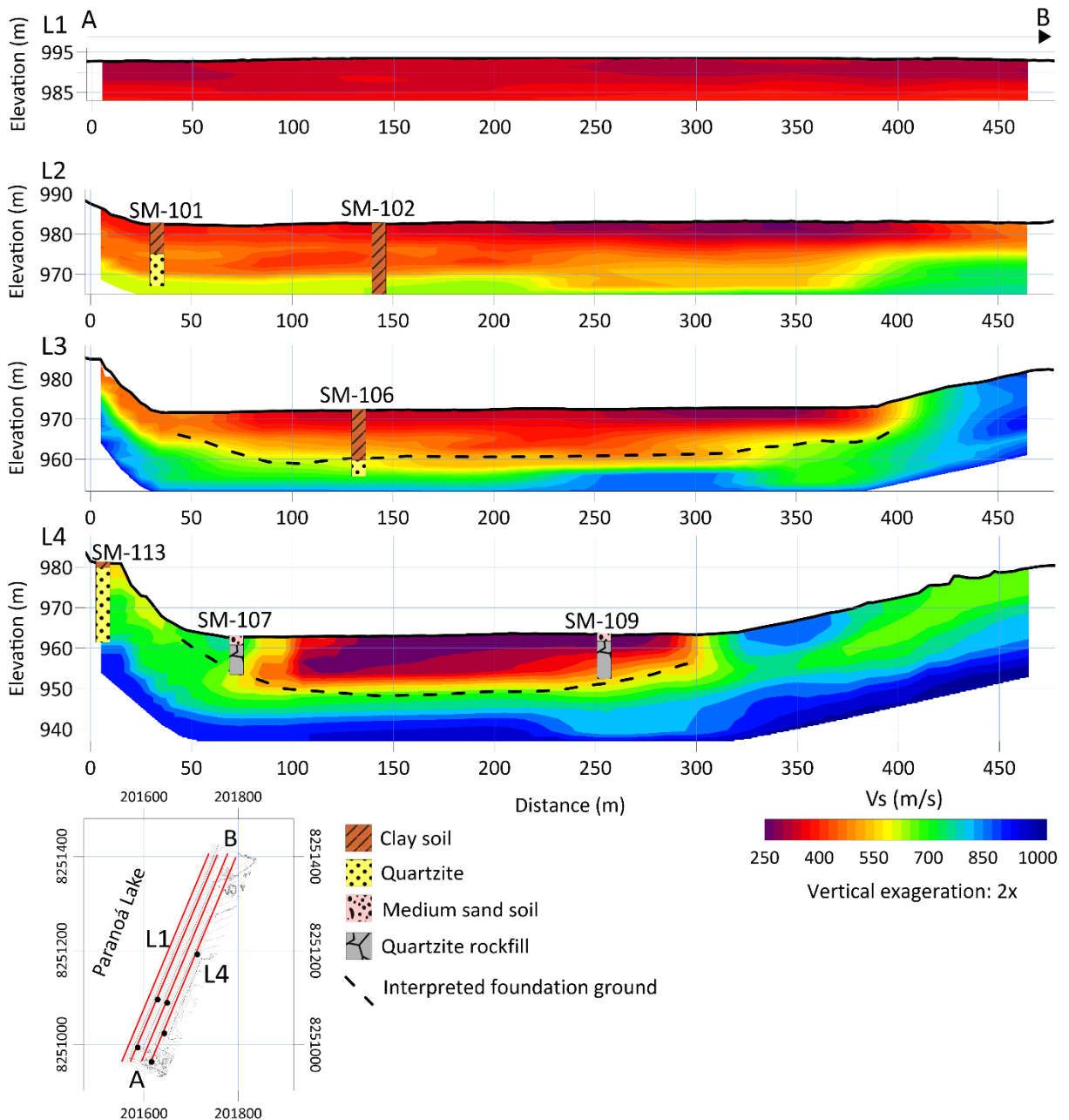


Figure 13. The obtained S-wave velocity models with boreholes information and interpretation.

The V_s model of profile L4 presents velocity values ranging from 250 m/s up to 1020 m/s and an investigation depth of 27 m. As in the V_p model of this profile, there is a predominance of low V_s between distances 50 m and 300 m. This corroborates with the previous interpretation that this central zone may be influenced by empty spaces present in the quartzite rockfill. Thus, the rockfill can be viewed in general as a low velocity feature at the dam. There may be more granular material filling empty spaces close to SM-107, since V_s presents intermediate values around this position.

The strong contrast of V_s from 300 m towards the end of the profile is probably associated with a denser soil and a shallower contact with the left abutment (marked as B). The foundation terrain of the dam can be correlated to higher values of V_s embedded between both abutments.

All V_s models present a depth range less than 30 m. Conventional active MASW surveys have been reported to be insufficient to achieve penetration depths of 30 m or deeper (e.g., [Hayashi et al., 2016](#); [Foti et al., 2018](#)). The L1 V_s profile shows the lowest investigation depth when compared to all other V_s profiles. For data inversion, an initial model is constructed by one-third wavelength transformation ([Hayashi, 2008](#)) in terms of an apparent depth (d_a), phase velocity (c) and frequency (f), as $d_a = c/3f$. This imposes that greater depths can be modelled around data with higher phase velocities at lower frequencies.

The use of 4.5 Hz geophones is reported as the most appropriate choice for MASW surveys to make phase velocities around lower frequency ranges observable, which are related to a greater depth range. [Foti et al. \(2018\)](#) discussed that higher frequency geophones of 10-14 Hz are usually useful down to about 10-15 m deep. On the other hand, [Park et al. \(2002\)](#) found that the lower-frequency limits obtained using 10 Hz and 40 Hz geophones are not always limited by their natural frequencies, where field results obtained with 10 Hz geophones were almost identical to those of 4.5 Hz geophones down to 5 Hz.

[Fig. 14](#) shows all observed phase velocity data from dispersion images for each profile. It is clear that all data are observed at a very similar frequency band. Using 14 Hz geophones and a sledgehammer as energy source, we observe some phase velocity data down to approximately 12 Hz in dispersion image, slightly below the instrument natural frequency. The most significant difference is the increase in phase velocity from profile L1 towards L4. From the one-third wavelength transformation, profile L4 is expected to present V_s changes down to a greater depth than all other profiles, which was the case. Thus, the role of the observed phase velocities implies that depth of investigation around active MASW surveys are likely to be site specific, rather than an exclusive matter of source and receiver instrumentation.

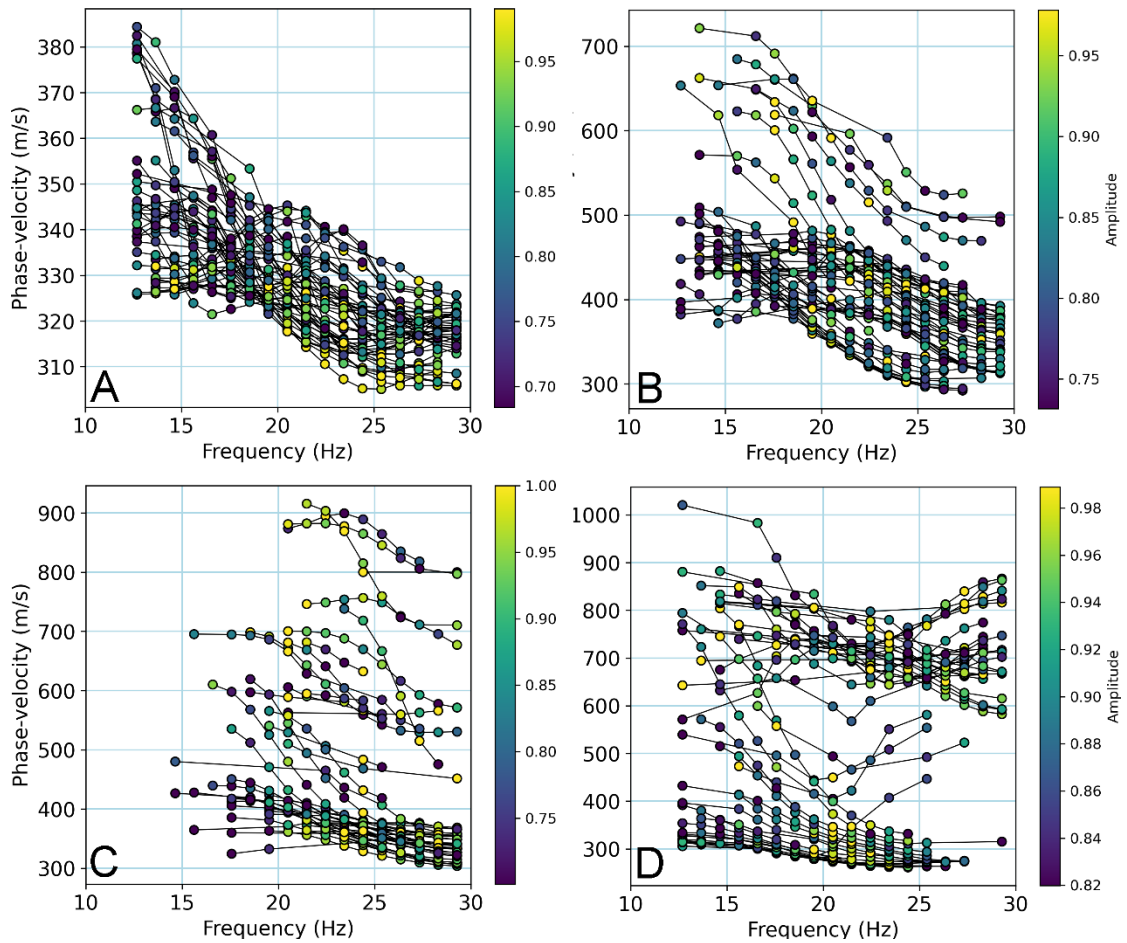


Figure 14. The observed data from MASW (CMPCC) dispersion image. A) Phase velocities from profile L1; B) phase velocities from profile L2; C) phase velocities from profile L3; and D) phase velocities from profile L4.

Fig. 15 shows the calculated V_p/V_s ratio for all four profiles. We use the available boreholes information for correlation of results. Low V_p/V_s ratio values are presented in reddish color tones, while higher ratios are presented as blueish color tones. A unique linear color scale is used, following the lowest and highest obtained values. The models show values from 0.37 to 4.79 and geometry limited to the S-wave velocity models, which have smaller dimensions than the P-wave velocity models. V_p/V_s values greater than 3.5 ($\sigma = 0.45$) are marked as areas with possible influences of water saturation.

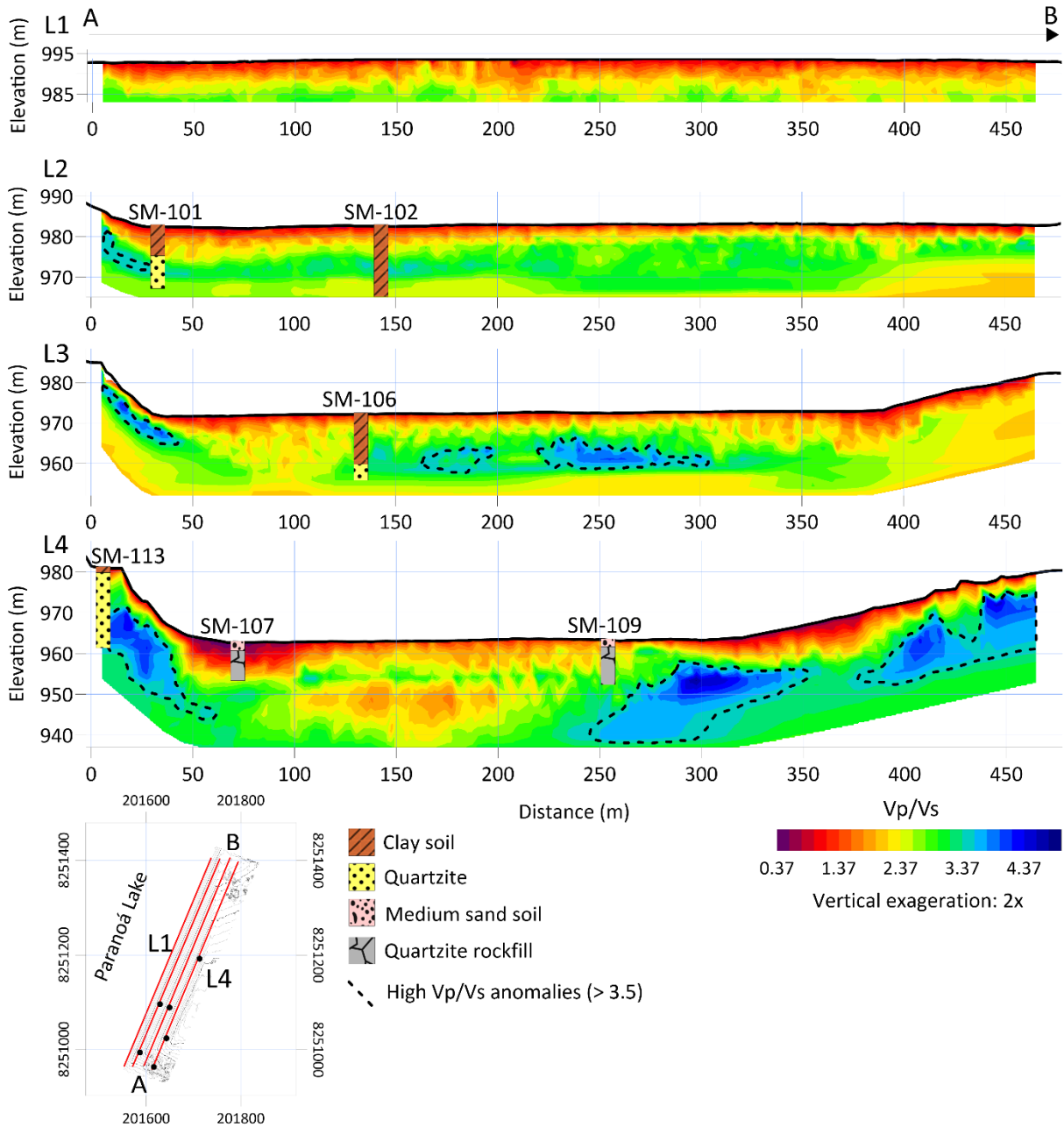


Figure 15. The obtained V_p/V_s ratio models with boreholes information and interpretation.

Compared to a dry soil, a soil with water generally has an increase in P-wave velocity and a decrease in S-wave velocity (Baechle et al., 2009; Kassab & Weller, 2015; Konstantaki et al., 2016; Foti et al., 2018). Likewise, water saturation significantly decreases the shear modulus (Baechle et al., 2009), affecting V_p and V_s . The V_p/V_s ratio, however, is independent from density and may be an additional lithological indicator (Alam & Jaiswal, 2017; Kearey et al., 2009). Baechle et al. (2009) discussed that, for saturated carbonate samples that show shear weakening, there is an increase



in the V_p/V_s ratio. The higher the value of V_p/V_s , the higher the σ , which ranges from 0 to 0.5. Values of σ close to 0.5 indicate materials that are less rigid and more likely to be influenced by the presence of incompressible fluid (Kim et al., 2011; Uhlemann et al., 2016; Alam & Jaiswal, 2017; Fotti et al., 2018). In earth dams, Kim et al., (2011) and Cardarelli et al. (2014) obtained Poisson's ratio values as high as 0.46 and 0.49, respectively, interpreted as zones possibly associated with the presence of saturation.

An integrated 3D view of the boreholes with the obtained V_p , V_s and V_p/V_s ratio models for all four profiles acquired at the dam is presented in Fig. 16. The P-wave velocity models show values from 201 m/s up to 3009 m/s, with investigation depths down to 50 m. The S-wave velocity models show values from 250 m/s up to 1020 m/s, with investigation depths down to 27 m. The obtained velocity values are within the range of values found at other similar structures. Table 2 presents ranges of P and S-wave velocity values obtained in other studies that used seismic methods to characterize earth dams.

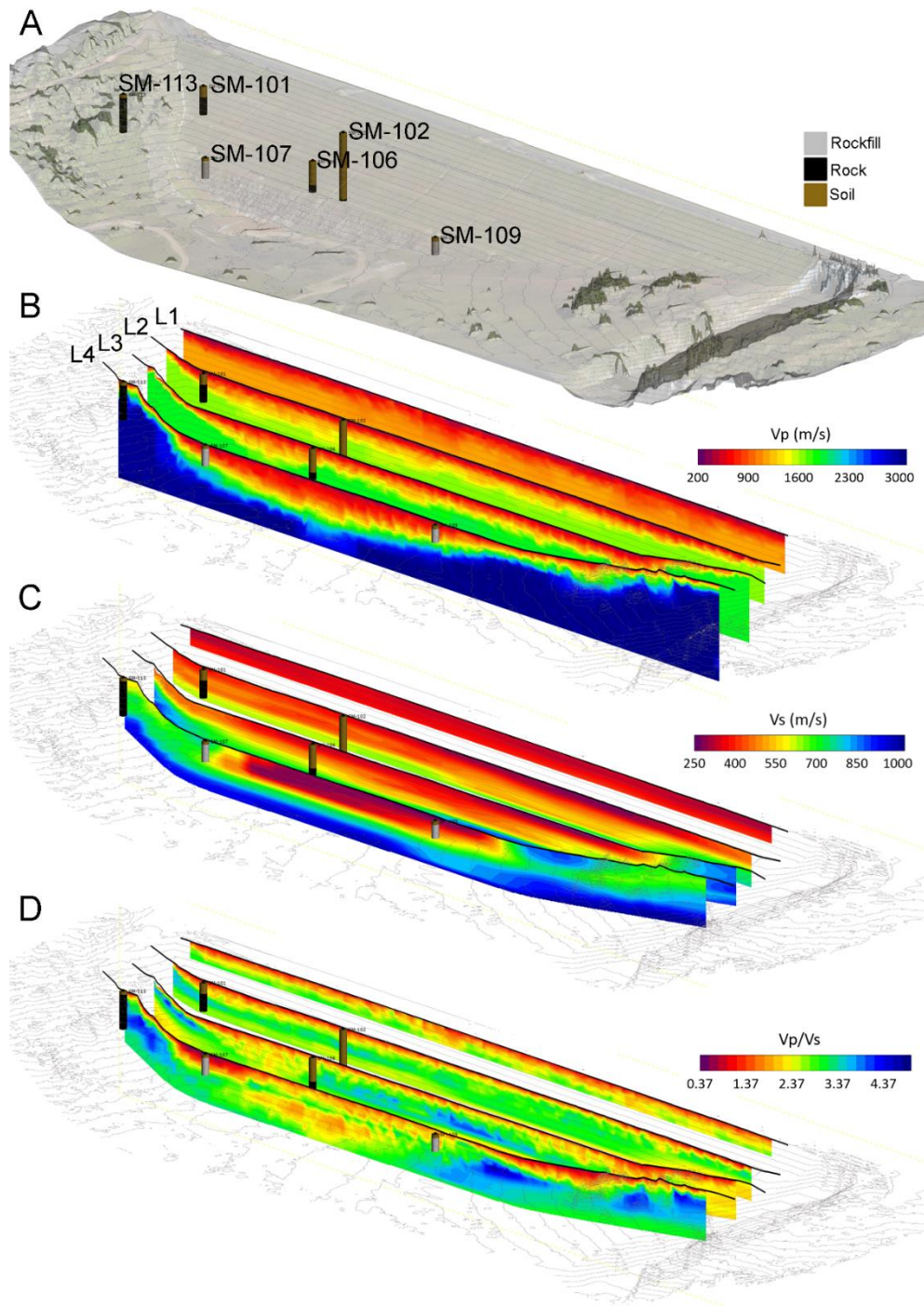


Figure 16. Three-dimensional visualization of the integration of results obtained at the Paranoá dam. A) The available boreholes; B) The obtained P-wave velocity models; C) The obtained S-wave velocity models; and D) The obtained Vp/Vs ratio models.



Table 2. Comparison of P and S-waves velocity values obtained in other works using seismic methods at earth dams.

Reference	Country	Methods	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Approximate maximum depth of investigation (m)
Osazuwa & Chidenu (2008)	Nigeria	SRT	768-5385	-	40
Kim et al. (2011)	Korea	SRT and MASW	300-2800	100-1480	30
Cardarelli et al. (2014)	Italy	SRT	400-1400	120-300	9
Hayashi et al. (2014)	USA	SRT and MASW	300-1500	120-350	16
Ikard et al. (2015)	USA	SRT	300-3000	-	8
Himi et al. (2018)	Spain	SRT	300-2500	-	30
Rahimi et al. (2019)	USA	MASW and FWI	-	100-2100	25
Netto et al. (2020)	Brazil	SRT and MASW	-	150-700	16
Sari et al. (2020)	Turkey	SRT	200-3200	-	30
This study	Brazil	SRT and MASW	201-3009	250-1020	50

3.6 Conclusions

In this work, we obtained Vp and Vs models from Seismic Refraction Tomography and MASW to investigate the internal structure of the Paranoá dam, the largest earth dam in Brazil's capital. P-wave velocity models presented values from 201 m/s up to 3009 m/s and depths down to 50 m. S-wave velocity models presented values from 250 m/s up to 1020 m/s and depths down to 27 m. The obtained velocities were within the margin found in other works carried out in earth dams.

Direct borehole information was used to corroborate with the geophysical interpretation of the profiles. The dam's abutments were generally well-marked features, with a gradual behavior of decreasing the thickness of the low-velocity layer towards the ends of the profiles. The foundation terrain could only be appropriately interpreted in the L3 and L4 profiles. Contrasts between clay soil and rock material were observed around Vp of 1600 m/s and Vs of 600 m/s. In profile L4, the rockfill material was well marked as a low velocity zone for both Vp and Vs, possibly due to the greater number of empty spaces between the rocks. In S-wave velocity models, possible zones of low compaction could be inferred as low velocity anomalies close to the surface. No anomalies could be directly associated with water level or internal filter system.



Possible saturated zones were interpreted as local high V_p/V_s ratio (Poisson's ratio > 0.45). The straight-forward approach of combining P-wave traveltimes tomography and surface wave analysis is a promising technique to infer potential seepage pathways in earth dams. The use of electrical resistivity tomography in the Paranoá dam is an alternative to further investigate the presence of conductive anomalies at the proposed locations.

In general, the depth of investigation obtained from both applied seismic methodologies can be associated mainly around data acquisition aspects. From MASW dispersion image, all data were observed at a very similar frequency content, between 12-30 Hz. The most significant difference came from an increase in phase velocity from profile L1 towards L4. As for Seismic Refraction Tomography, the profiles L3 and L4 presented greater depths of investigation, being around denser medium and further away from noise at the crest of the dam. The energy source, presence of cultural noise and attenuation levels of the propagation material are taken as the main factors that can affect observable P-wave first arrivals at larger offsets. Thus, considering the role of the observed phase velocities in the one-third wavelength transformation for data inversion, the amount of cultural noise and that density and compaction levels of soils and rocks can also vary between survey areas – requiring less or more powerful seismic sources – the depth of investigation with both methods is likely to be site specific, rather than an exclusive matter of source and receiver instrumentation. This, accurate survey parameters are unlikely to be established to predict, without failure, what are the limits for cultural noise levels or sufficient geophones spread length, receivers' natural frequency and source type.

Although a considerable depth of investigation was achieved for a solid understanding and representation of the seismic signature at the Paranoá dam, many projects may require imaging greater depths, mainly at the crest of the dam, where our obtained results were the shallowest. Considering greater depths and noisier acquisition environments, conventional active seismic surveys may not be suited as a primary seismic approach. Surface wave methods based on far-field ambient vibrations originating from natural or cultural sources can be an alternative solution to obtain deeper velocity information at greater depths, especially at sites where the amount of noise can compromise the desired potential of active surveys.



3.7 References

- Agência Nacional de Águas (ANA)., 2020. Mapa interativo das barragens cadastradas no Sistema Nacional de Informações sobre Segurança de Barragens (SNISB). Available at <http://www.snisb.gov.br/portal/snisb/mapas-tematicos-e-relatorios/tema-1-1>.
- Agurto-Detzel, H., M. Bianchi, M. Assumpção, M. Schimmel, B. Collaço, C. Ciardelli, J. R. Barbosa, and J. Calhau. 2016, The tailings dam failure of 5 November 2015 in SE Brazil and its preceding seismic sequence, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 4929–4936, doi:10.1002/2016GL069257.
- Alam, M.I.; Jaiswal, P. 2017. Near Surface Characterization Using VP/VS and Poisson's Ratio from Seismic Refractions. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 22: 101–109.
- Arcila, E.J.A.; Moreira, C.A.; Camarero, P.L.; Casagrande, M.F.S. 2021. Identification of Flow Zones Inside and at the Base of a Uranium Mine Tailings Dam Using Geophysics. *Mine Water and the Environment* 40: 308–319.
- Baechle, G. T., Eberli, G. P., Weger, R. J., Massaferro, J. L., 2009. Changes in dynamic shear moduli of carbonate rocks with fluid substitution. *Geophysics*, 74(3). <https://doi.org/10.1190/1.3111063>
- Camarero, P.L.; Moreira, C.A.; Pereira, H.G. 2019. Analysis of the Physical Integrity of Earth Dams from Electrical Resistivity Tomography (ERT) in Brazil. *Pure and Applied Geophysics* 176: 5363–5375.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A., Freitas-Silva, F.H., Martins-Ferreira, M.A.C., 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Brazilian J. Geol.* 43, 461–476. <https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000300004>
- Cardarelli, E., Cercato, M., De Donno, G., 2014. Characterization of an earth-filled dam through the combined use of electrical resistivity tomography, P- and SH-wave seismic tomography and surface wave data. *Journal of Applied Geophysics*, 106, 87–95. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.04.007>
- Chen, C., Liu, J., Xia, J., Li, Z., 2006. Integrated geophysical techniques in detecting hidden dangers in river embankments. *J. Environ. Eng. Geophys.* 11, 83–94. <https://doi.org/10.2113/JEEG11.2.83>
- Companhia Energética de Brasília (CEB)., 2020. Relatório técnico de atividade: Estudo da estabilidade da Barragem Paranoá.
- da Rocha, D.C.G.; Braga, M.A. da S.; Rodrigues, C.T. 2019. Geophysical methods for BR tailings dam research and monitoring in the mineral complex of Tapira-Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica* 37: 275–289.



Foster, M., Fell, R., Spannagle, M., 2000. The statistics of embankment dam failures and accidents. *Canadian Geotechnical Journal*, 37(5), 1000–1024. <https://doi.org/10.1139/t00-030>

Foti, S., Hollender, F., Garofalo, F., Albarello, D., Asten, M., Bard, P. Y., Comina, C., Cornou, C., Cox, B., Di Giulio, G., Forbriger, T., Hayashi, K., Lunedei, E., Martin, A., Mercerat, D., Ohrnberger, M., Poggi, V., Renalier, F., Sicilia, D., Socco, V., 2018. Guidelines for the good practice of surface wave analysis: a product of the InterPACIFIC project. In *Bulletin of Earthquake Engineering* (Vol. 16, Issue 6). <https://doi.org/10.1007/s10518-017-0206-7>

Hayashi, K., 2008. Development of surface-wave methods and its application to site investigations. (Doctoral Dissertation), Kyoto University.

Hayashi, K., Cakir, R., Walsh, T. J., LaVassar, J., 2014. A safety evaluation of dams using integrated geophysical method: A case study in Washington state. 27th Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2014, SAGEEP 2014, 46–54. <https://doi.org/10.4133/sageep.27-086>

Hayashi, K., Suzuki, H., 2004. CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data. *Exploration Geophysics*, 35(1), 7–13. <https://doi.org/10.1071/EG04007>

Hayashi, K., Takahashi, T. 2001. High resolution seismic refraction method using surface and borehole data for site characterization of rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 38(6), 807–813. [https://doi.org/10.1016/S1365-1609\(01\)00045-4](https://doi.org/10.1016/S1365-1609(01)00045-4)

Hayashi, K.; Cakir, R.; Walsh, T.J. 2016. Comparison of dispersion curves and velocity models obtained by active and passive surface wave methods. *SEG Technical Program Expanded Abstracts* 35: 4983–4988.

Himi, M., Casado, I., Sendros, A., Lovera, R., Rivero, L., Casas, A., 2018. Assessing preferential seepage and monitoring mortar injection through an earthen dam settled over a gypsiferous substrate using combined geophysical methods. *Engineering Geology*, 246(February), 212–447 221. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.10.002>

Ikard, S.J.; Rittgers, J.; Revil, A.; Mooney, M.A. 2015. Geophysical investigation of seepage beneath an earthen dam. *Groundwater* 53: 238–250.

Kassab, M.A.; Weller, A. 2015. Study on P-wave and S-wave velocity in dry and wet sandstones of Tushka region, Egypt. *Egyptian Journal of Petroleum* 24: 1–11.

Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2009. *Geofísica de exploração*. São Paulo: Oficina de textos, 438 pp.

Konstantaki, L. A., Ghose, R., Draganov, D., & Heimovaara, T., 2016. Wet and gassy zones in a municipal landfill from P- and S-wave velocity fields. *Geophysics*, 81(6), EN75–EN86. <https://doi.org/10.1190/GEO2015-0581.1>



Morrison, K.F., Gomide, P.C.R. 2019. Post-Córrego do Feijão : Continued Evolution of Tailings Dam Regulations in Brazil. Proceedings of Tailings and Mine Waste Conference 2019: 391–400.

Moser, T. J., 1991. Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics*, 56(1), 59–67. <https://doi.org/10.1190/1.1442958>

Netto, L. G., Filho, W. M., Gandolfo, O. C. B., 2020b. Detection of seepage paths in small Earth dams using the self-potential method (SP). *Civil Engineering* 73, 303–310. <http://dx.doi.org/10.1590/0370-44672018730168>

Netto, L. G., Gandolfo, O. C. B., Filho, W. M., Dourado, J. C., 2020a. Non-destructive investigation on small earth dams using geophysical methods: seismic surface wave multichannel analysis (MASW) and S-wave refraction seismic methods. *Brazilian Journal of Geophysics* 38(1): 5-19.

Olivier, G., De Wit, T., Brenguier, F., Bezuidenhout, L., Kunjwa, T., 2018. Ambient noise Love wave tomography at a gold mine tailings storage facility. *Geotechnique Letters*, 8(3), 178–182. <https://doi.org/10.1680/jgele.18.00016>

Osazuwa, I. B., Chinedu, A. D., 2008. Seismic refraction tomography imaging of high-permeability zones beneath an earthen dam, in Zaria area, Nigeria. *Journal of Applied Geophysics*, 66(1–2), 44–58. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2008.08.006>

Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J., 1999. Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, 64(3), 800–808. <https://doi.org/10.1190/1.1444590>

Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J., 2001, Offset and resolution of dispersion curve in multichannel analysis of surface waves (MASW): Proceedings of the SAGEEP 2001. Denver, Colorado, SSM-4.

Rahimi, S., Moody, T., Wood, C., Kouchaki, B. M., Barry, M., Tran, K., King, C., 2019. Mapping Subsurface Conditions and Detecting Seepage Channels for an Embankment Dam Using Geophysical Methods: A Case Study of the Kinion Lake Dam. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 24(3), 373–386. <https://doi.org/10.2113/JEEG24.3.373>

Raetto, A., Martins, E.S., Farias, M.F.R., Silva, A.V., Carvalho Júnior, O.A., 2004. Mapa pedológico Digital – SIG Atualizado do Distrito Federal Escala 1:100.000 e uma síntese do texto explicativo. Planaltina: Embrapa Cerrados, DF, 31 pp.

Sari, M.; Seren, A.; Alemdag, S. 2020. Determination of geological structures by geophysical and geotechnical techniques in Kirklartepe Dam Site (Turkey). *Journal of Applied Geophysics* 182: 104174.

Secretaria de Estado do Meio Ambiente do Distrito Federal (SEMA-DF), 2016. Mapa hidrográfico do Distrito Federal.

Uhlemann, S., Hagedorn, S., Dashwood, B., Maurer, H., Gunn, D., Dijkstra, T., Chambers, J., 2016. Landslide characterization using P- and S-wave seismic refraction



tomography — The importance of elastic moduli. *Journal of Applied Geophysics*, 134, 64–76. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.08.014>

Willmore, P. L., Bancroft, A. M., 1960. The Time Term Approach to Refraction Seismology*. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 3(4), 419–432. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1960.tb01715.x>

Zhang, L., Xu, Y., Jia, J. S., 2009. Analysis of earth dam failures: A database approach. *Georisk*, 3(3), 184–189. <https://doi.org/10.1080/17499510902831759>

Xia, J., Miller, R. D., Park C. B. 1999a. Configuration of near surface shear wave velocity by inverting surface wave. In: 12th EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems. European Association of Geoscientists & Engineers. P. cp-202-00011.

Xia, J., Miller, R. D., and Park, C. B., 1999b, Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh wave: *Geophysics*, Vol. 64 (3), 691–700.



CAPÍTULO 4

4. SPATIAL AUTOCORRELATION ANALYSIS OF PASSIVE SURFACE WAVE DATA FOR AN EARTH DAM ASSESSMENT IN BRAZIL

Abstract

Surface wave methods are often applied in engineering problems for S-wave velocity estimations. Conventional active MASW surveys for earth dam assessment suffer from limitations mainly associated to restrict depth of investigation and negative influences of near noise sources. In Brazil, the need to image over 30 m deep around noisy sites are often in demand, which are non-ideal contexts for active seismic data campaigns. We acquired ten minutes of ambient vibration data at the crest of a large earth dam in Brasília and applied the SPAC method to develop a 2D S-wave velocity using surface wave generated from passing vehicles. A maximum depth of 42 m was achieved, and the model presented a S-wave velocity range from 274 m/s up to 713 m/s. The water level, foundation ground and possible low and high anomalous compaction zones were interpreted. V_{s30} was found to vary from stiff to very dense soil, with higher values observed towards the left abutment.

Keywords

Earth dam; SPAC; MAM; V_s ; Ambient noise.



4.1 Introduction

Surface wave methods are known for a significant demand in engineering problems for S-wave velocity (V_s) estimations. V_s can correlate with shear modulus (Sheriff & Geldart, 1995), thus being generally used as a satisfactory stiffness indicator. Park et al. (1999) developed the multichannel analysis of surface waves (MASW), probably the most popular surface wave method nowadays for near surface V_s estimation. The MASW method is applied along active seismic datasets, and a traditional survey relies on a controlled seismic source for wavefield generation registered by a linear spread of geophones in line with the energy source.

The field operation, level of cultural noise and depth of investigation are the most addressed aspects for consideration around active surveys. Many earth dams in Brazil present near cultural noise sources (e.g., heavy machinery work and vehicle traffic) and require over 30 m of investigation depth. Despite being less sensitive to noise sources when compared to methods that rely on body waves propagation, the accuracy of a dispersion curve obtained with the MASW method enhance with the removal of noise on ground roll data (Park et al., 1999). With active surveys, sledgehammer or weight drops rarely achieve penetration depths greater than 30 m (Foti et al., 2018), which suggests that it is not a self-sufficient approach for adequate V_{s30} estimation (e.g. Hayashi et al., 2016).

Due to the limitations around active MASW, the use of ambient vibrations originating from natural or cultural sources for V_s estimation has gained a great deal of attention over the last years. The most traditional analysis for V_s estimation using ambient vibrations has been introduced by Aki (1957), which proposed the spatial auto correlation (SPAC) method. This approach measures seismic phase velocity from ambient vibration data based on the variation with frequency of the autocorrelation coefficient (coherence) between two signals. From the SPAC method, Okada (2003) presented the microtremor array measurements (MAM) technique to estimate deep V_s variation. To this date, MAM has been applied in many studies for investigation over 30 m deep, such as geotechnical, environmental, and earthquake engineering (e.g., Eker et al., 2012; Hayashi et al., 2018; Moon et al., 2019; Zhang et al., 2019; Ku et al., 2021).

For V_s estimations, active surveys are generally associated with better resolution near surface (Asten & Hayashi, 2018; Foti et al., 2018). However, there are still few evaluations around the resolution of dispersion image to this date (Baglari et al., 2018). The main distinct advantage of passive methods is the potential to achieve penetration depths over 30 m with significantly shorter acquisition time and field effort. Therefore, there is a growing preference for the passive method over the active method if only one of the surveys can be executed (Hayashi et al., 2016; Asten & Hayashi, 2018).

Considering this context, we acquired only seismic ambient vibration data and applied the SPAC method to obtain dispersion curves at the crest of the Paranoá dam, the largest dam of Brasília, the federal capital of Brazil. The goal of this study is to calculate a representative pseudo-2D S-wave velocity model of the dam, interpret the observable internal features from velocity contrasts, compute V_{s30} values across the massif and evaluate general aspects of the passive analysis as a geophysical assessment methodology for earth dams.

4.2 Study Area

The Paranoá dam is located east of Brasília, in the Federal District of Brazil. The area is composed of slates and quartzites from the Paranoá Group (Campos, 2013) and red-yellow Latosol and haplasic (Raetto et al., 2004). The structure is a rockfill earth dam with a 600 m crest length. The massif is composed by clay soils, clean natural sands, upstream rockfills with quartzite rocks and sandstones and vegetal covering downstream. The main access road to the site is the Estrada Parque do Contorno (EPCT - DF-001), which is partially built over the crest of the dam, resulting in a constant vehicle flow parallel to the study area.

4.3 Spatial auto correlation (SPAC)

The MAM technique uses the SPAC method to analyze the signal coherency between multiple observation in an array of receivers, independently of source location. Coherency is the similarity between all possible pairs of geophones, and generally, as receiver separation increases, coherency decreases.

The SPAC function represents the variation of the coherency with frequency between two signals, and is given by

$$\text{SPAC}(r, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{\varphi=0}^{\varphi=2\pi} \text{Re}(\text{COH}(r, \varphi, \omega)) d\varphi = J_0\left(\frac{\omega}{c(\omega)} r\right), \text{ (Eq. 24)}$$

where r is the distance between two receivers of a 2D array (e.g. a circle or a triangle), φ is their direction in relation to a central receiver, COH is the complex coherency of observed data, $c(\omega)$ is the phase-velocity at an angular frequency ω and J_0 is the Bessel function. The left term of Eq. 24 can be calculated from observed ambient vibration and relates to calculating coherency for two receivers with a separation r and direction φ and averaging the complex coherency. Phase-velocity is calculated by the comparison of the left term and the Bessel function, the right term of Eq. 24, by changing the phase-velocity $c(\omega)$. The velocity that minimizes the error can be considered as the phase-velocity at ω . Eq. 24 is valid for isotropic arrays, but also applicable for an anisotropic array observing ambient vibration propagating equally from all directions (Hayashi, 2008).

4.3.1 Comparison of SPAC with other passive array methods

Surface wave methods based on ambient vibrations for V_s estimation consist in array analysis with multiple receivers. Besides SPAC, two other popular array analyses are the frequency-wavenumber (f-k) beamforming and seismic interferometry (SI).

With the f-k method (Horike, 1985), ambient vibrations are processed in the frequency-wavenumber domain using spectral estimation methods. Dominant source direction is a favorable for f-k, but a dominant ambient vibrations direction can add bias into SPAC estimates (Foti et al., 2018). Flores-Estrella et al. (2001) obtained more consistent results with SPAC regarding the expectations from geological conditions in comparison with the f-k method. Claproud & Asten (2008) concluded that SPAC gives information over a wider range of frequencies than f-k, which enhances the interpretation at higher frequencies, allowing to better characterize shallow layers. As a general understanding, f-k tends to overestimate phase velocity, a potentially hazardous aspect, while SPAC tends to underestimate it (Claproud & Asten, 2008; Asten & Hayahi, 2018).



SI is a relatively new approach to retrieve the Green's functions from the crosscorrelation of ambient vibrations ([Wapenaar, 2004](#)). The method has been vastly used in global seismology to obtain velocity models at a crustal scale from passive data and measurement of group velocity (often addressed as ambient noise tomography). Although the use of SI for shallow phase velocity calculation for engineering purposes is gaining more attention over the last few years (e.g., [Chen et al., 2015](#); [Olivier et al., 2018](#)), it can be considered a relatively new topic of research still in development phase ([Asten & Hayashi, 2018](#)). [Tsai & Moschetti \(2010\)](#) presented an explicit comparison of the two approaches and pointed that the SPAC theory in the frequency domain is equivalent to the crosscorrelation theory used in SI in time domain if vibrations are assumed to come from all directions equally.

4.3.2 Ambient vibrations

Surface waves suffer much less energy decay with propagation distance than body waves. This means that, far away from the source position, most of the seismic energy is carried out through surface waves, and far-field ambient vibrations is mainly composed of surface waves ([Foti et al., 2018](#)).

SPAC uses ambient vibrations originated from natural (e.g., tidal waves and microseisms) or cultural sources (e.g., vehicle traffic, vibrations from construction or other machineries). Usually, low frequencies are created by large-scale events, while high frequencies come from local sources, generally related to human activities. The term “ambient noise” in passive surveys is judged to be inappropriate by some authors. [Foti et al. \(2018\)](#) relates “noise” with effects that are not directly associated to wave propagation (e.g., instrumental self-noise, weather actions on the receiver and bad coupling with the ground) and wave propagation features that are not usable for analysis (e.g., body wave components), while “signal” is surface waves originating from distant sources.

The ideal vibration sources for SPAC are steady signals without strong changes in amplitude. The fundamental assumption is that the vibration wavefront is planar and isotropic (comes from all directions), making it independent of source positions. Passive methods in general may face difficulties in areas where the level of ambient



vibrations is very low, while a higher success chance occurs in environments that have a good level of ambient vibrations with a reasonable degree of isotropy (Hayashi & Craig, 2017; Foti et al., 2018). In such cases, coherent vibrations dominated by surface wave can be recorded, and reliable results can be obtained with a limited number of receivers and a relatively short recording time window (Foti et al., 2018).

4.3.3 Array geometry

As the ambient vibration wavefield might propagate from different and unknown directions, theoretically, a 2D isotropic receiver array, such as a circle or an equilateral triangle, is preferable for passive surveys (Foti et al., 2018). An isotropic array provides the same response regardless of the direction of the incoming wavefield and better ensure that velocities will be well estimated, even in the case of anisotropic vibrations (Hayashi & Craig 2017).

In practical terms, perfectly isotropic array configurations may be difficult to set up in the field. They may require an extensive open area, which is often not the case for many survey sites and can be complex when using traditional recording systems that still rely on long spread cables. A linear array is the most common spread configuration for many geophysical methods and is the most practical alternative for passive surveys, since it can be easily executable. As with 2D arrays, the resultant V_s profile is an average over the array and must be located at the center of the spread.

The assumption of homogeneous and isotropic distribution of the ambient vibration sources around the surveyed area or in-line with the array direction are needed when using a linear spread of receivers for SPAC (Foti et al., 2018). Hayashi & Kita (2010) showed, through a field experiment, that the linear array configuration can provide reliable phase-velocities and almost identical dispersion curves as 2D arrays spreads when the propagation direction of the ambient vibration is distributed at a minimum range of 120° . Kita et al. (2011) employed a linear roll along acquisition of passive recording of ambient vibration to obtain a pseudo-2D V_s model. Hayashi et al. (2018) performed a comparison of dispersion curves calculated from passive records acquired using a linear array and a L-shaped array, and similar dispersion trends were obtained.



The evaluation of different array configurations and sizes toward the enhancement of dispersion image resolution is still relative limited ([Banglari et al., 2018](#)). There is still no forward guide of good practices to predict, without failure, survey parameters such as mandatory number of receivers to employ or which array geometry is sufficient ([Foti et al., 2018](#)).

4.4 Data acquisition

A passive survey was executed along a profile downstream of the Paranoá dam in September 2020 at the crest of the massif ([Fig. 17](#)). Using four Geode seismographs (Geometrics), 10 minutes of ambient vibrations were registered, a sufficient interval pointed by [Hayashi \(2008\)](#) for SPAC analysis. Data acquisition and recording parameters were controlled by an external computer. The record length of each datafile was set to 32 s, with 10 minutes of observation resulted in 20 sequential SEG2 waveform files. The sampling frequency of 500 Hz was used, totaling 16,000 samples per trace (one sample every 2 ms). A total of 96 vertical 14 Hz geophones were used (Geospace), with a 5 m spacing between them (e.g., [Kita et al., 2011](#); [Hayashi et al., 2018](#)), resulting in a 475 m long linear profile.

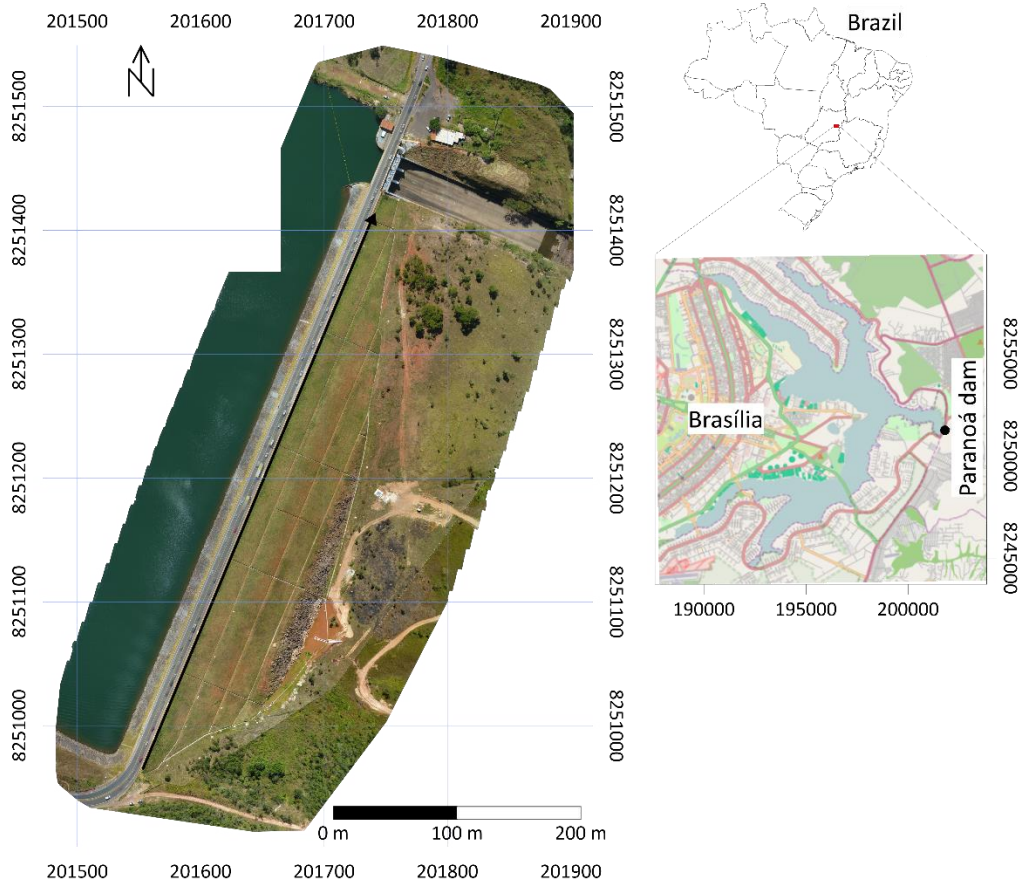


Figure 17. Localization map of the Paranoá dam with the acquired passive data profile (black line). The arrow indicates the direction of acquisition, pointing to the end of the profiles.

4.5 Data processing

For editing of waveform files, we used Pickwin from the SeisImager/SW package. From all 20 raw passive datafiles with 96 traces each, 24 sequential traces were extracted from the original vibration sections every 10 m and saved into new SEG2 files. After the “roll along” trimming processes, a total of 740 waveform files were generated (20 files of 32 s of observed ambient vibration by a 115 m long linear array of receivers). [Park et al. \(2001\)](#) and [Xia et al. \(2004\)](#) reported that longer the geophone spread, higher the resolution of the dispersion image. The goal of this approach is to obtain a pseudo-2D Vs model from the interpolation of horizontal aligned 1D models every 10 m along the survey line and has been addressed as Two-dimensional Linear Array Microtremor Survey (2D-LAMS) by [Kita et al. \(2011\)](#).

As for calculation and inversion of dispersion curves obtained from ambient vibration data, we used WaveEq, also from the SeisImager/SW package. For each set



of passive data every 10 m along the survey profile (Fig. 18A), complex coherencies were calculated for every receiver pair. The real parts of the complex coherencies with same spacing were averaged in frequency domain, and the separation between each pair of receivers is plotted against their coherency as a function of frequency (Fig. 18B). Coherencies were finally compared with Bessel function, where the error between coherencies and Bessel function provided the phase velocity image (Fig. 18C).

For inversion of an observed dispersion curve (Fig. 18C), an initial model based only around the fundamental mode of vibration was constructed by one-third wavelength transformation (e.g., Hayashi, 2008) in terms of apparent depth and Rayleigh wave velocity. The non-linear least squares method is used for model fitting (Xia et al., 1999). The number of layers was fixed as 15 and only Vs were modified throughout the inversion iterations, while density and P-wave velocity are changed based on empirical relations (Ludwig et al., 1970; Kitsunezaki et al., 1990). The theoretical dispersion curves were calculated with a matrix method (Saito & Kabasawa, 1993; Hayashi, 2008). The iterative process recalculates Vs until a best fit with low RMS error is obtained between the observed and calculated phase velocities (Fig. 18D). Finally, a 1D Vs model in depth is plotted (Fig. 18E).

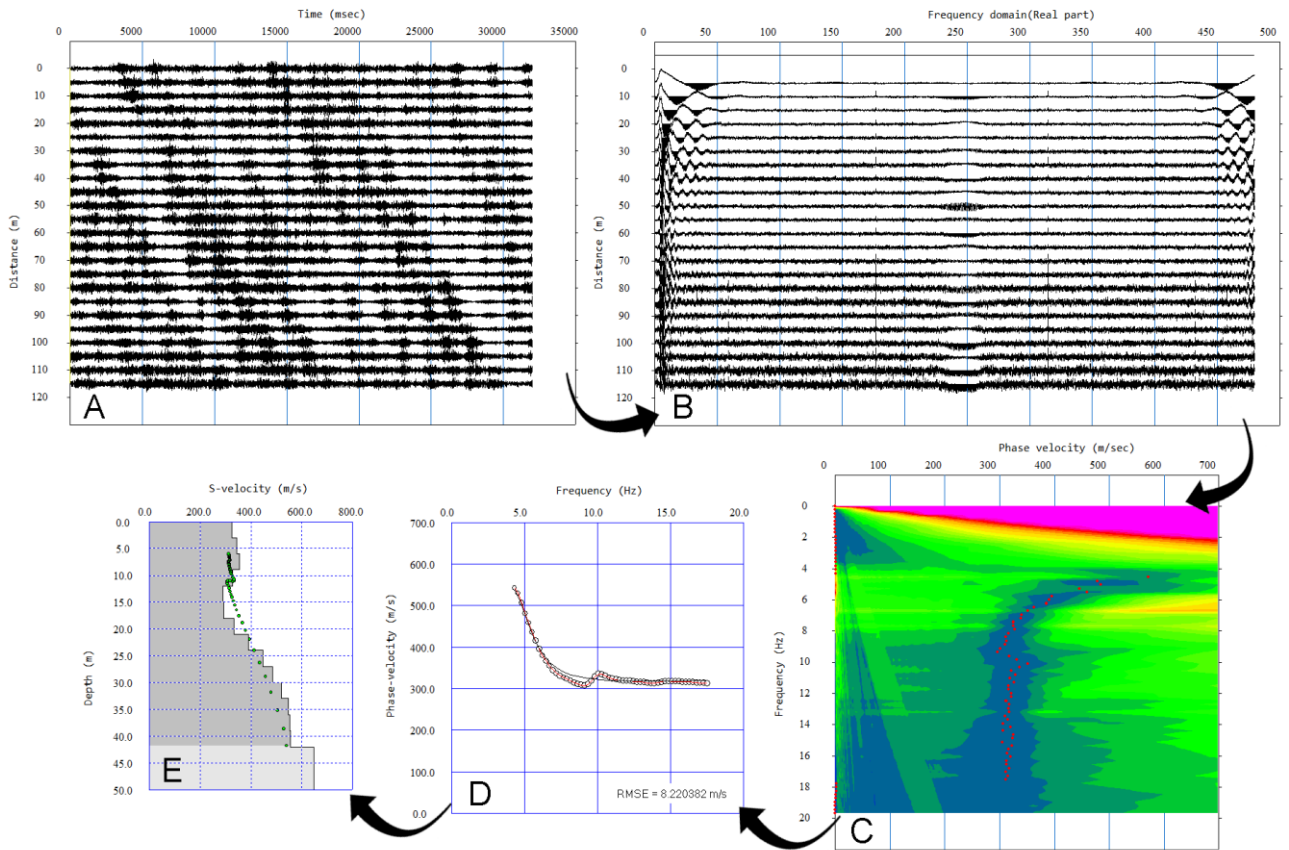


Figure 18. Processing flow with the SPAC method. A) 32 seconds record out of the 10 minutes continuous data acquisition; B) Plot of the separation between each pair of geophones against their coherency as a function of frequency; C) the obtained phase velocity image; D) the observed and calculated dispersion curves; E) the resulting 1D Vs profile after a non-linear least squares inversion.

4.6 Results and discussion

As the survey happened during daytime, the main sources of signal were passing vehicles. Roadside passive surveys have been pointed a practical alternative around the use of a conventional linear receiver array to obtain results with low overestimation of Vs values in comparison with conventional 2D arrays (usually less than 10%; [Park et al., 2007](#)).

[Fig. 19](#) shows the frequency spectrum for every 32 seconds of ambient vibration records observed by the 96 in line receivers spread. The registered cultural vibrations at the site present a frequency content mainly between 3 Hz and 30 Hz. Vehicle-related vibrations generally are dominant at 2-30 Hz ([Coward et al., 2003](#)).

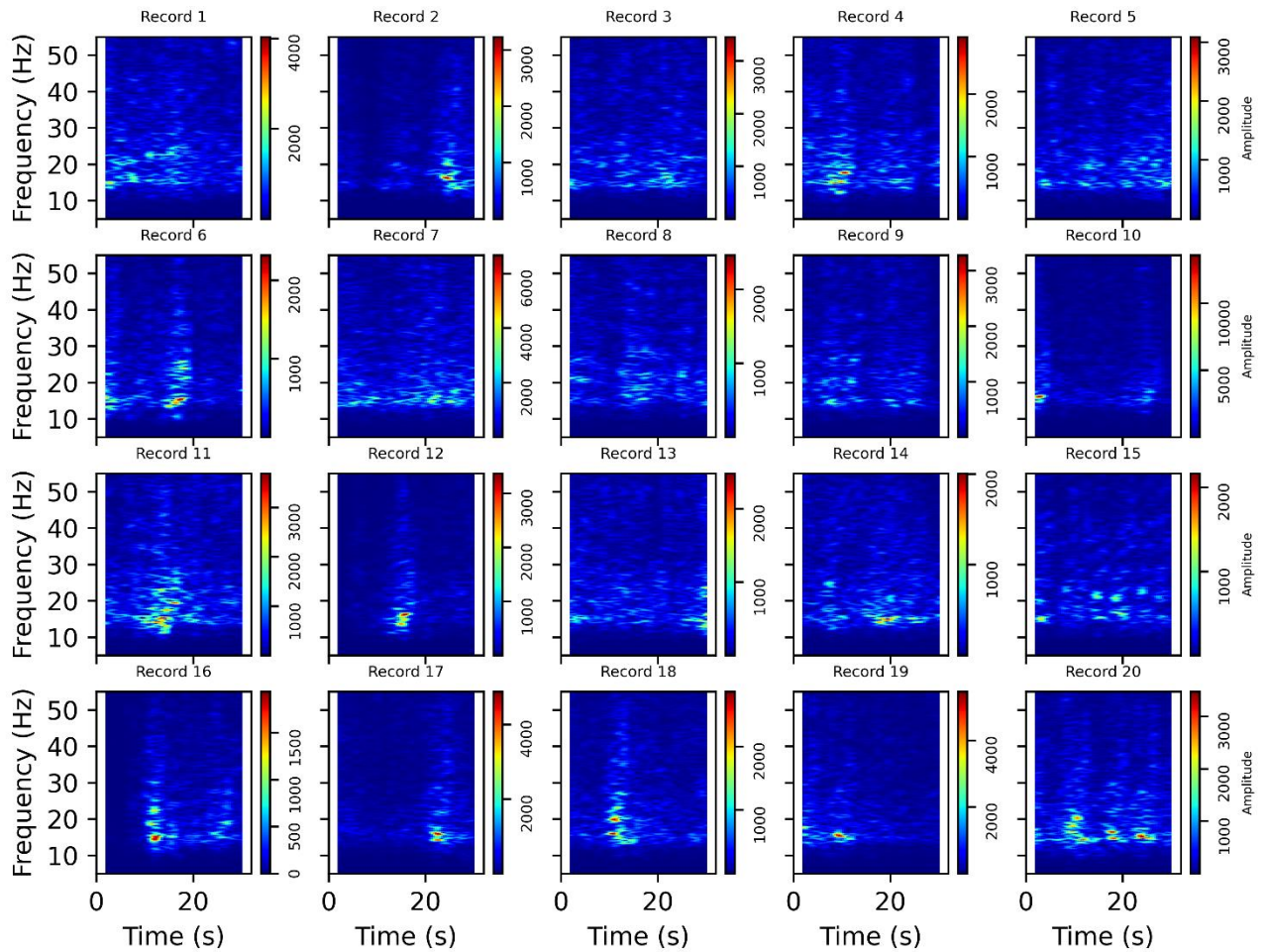


Figure 19. Frequency spectrogram of all 32 seconds records of the 10 minutes continuous data acquisition.

For MASW, [Park et al. \(2002\)](#) found that the lower-frequency limits of higher-frequency geophones of 10 Hz and 40 Hz were not limited by their natural frequencies for dispersion imaging. Similarly here, using 14 Hz geophones, we observe phase velocities down to about 4 Hz, far below the instrument natural frequency. [Fig. 20](#) shows the observed dispersion curves during data processing, with phase velocity data from 4 Hz up to 18 Hz. While the visualization presented in [Fig. 19](#) can highlight the frequency peaks interval, in [Fig. 21](#) it is best observable that the ambient vibration field data indeed show a recorded low frequency content, which justifies the observed phase velocities around lower frequencies.

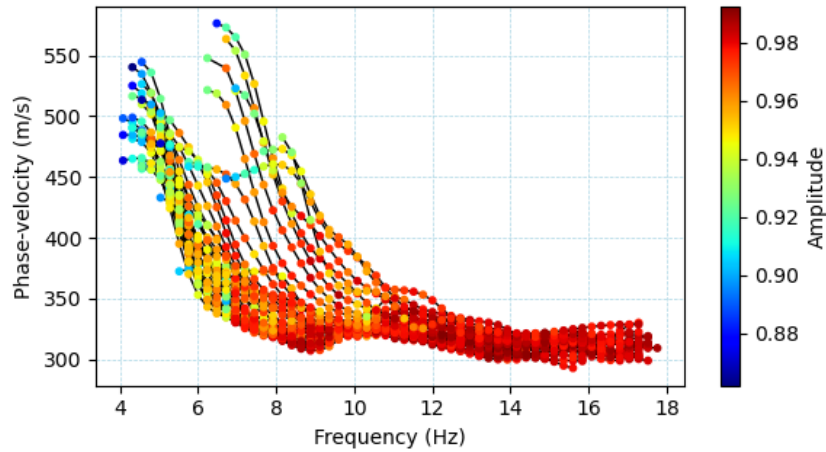


Figure 20. The observed dispersion curves used for data inversion, obtained from the phase-velocity images.

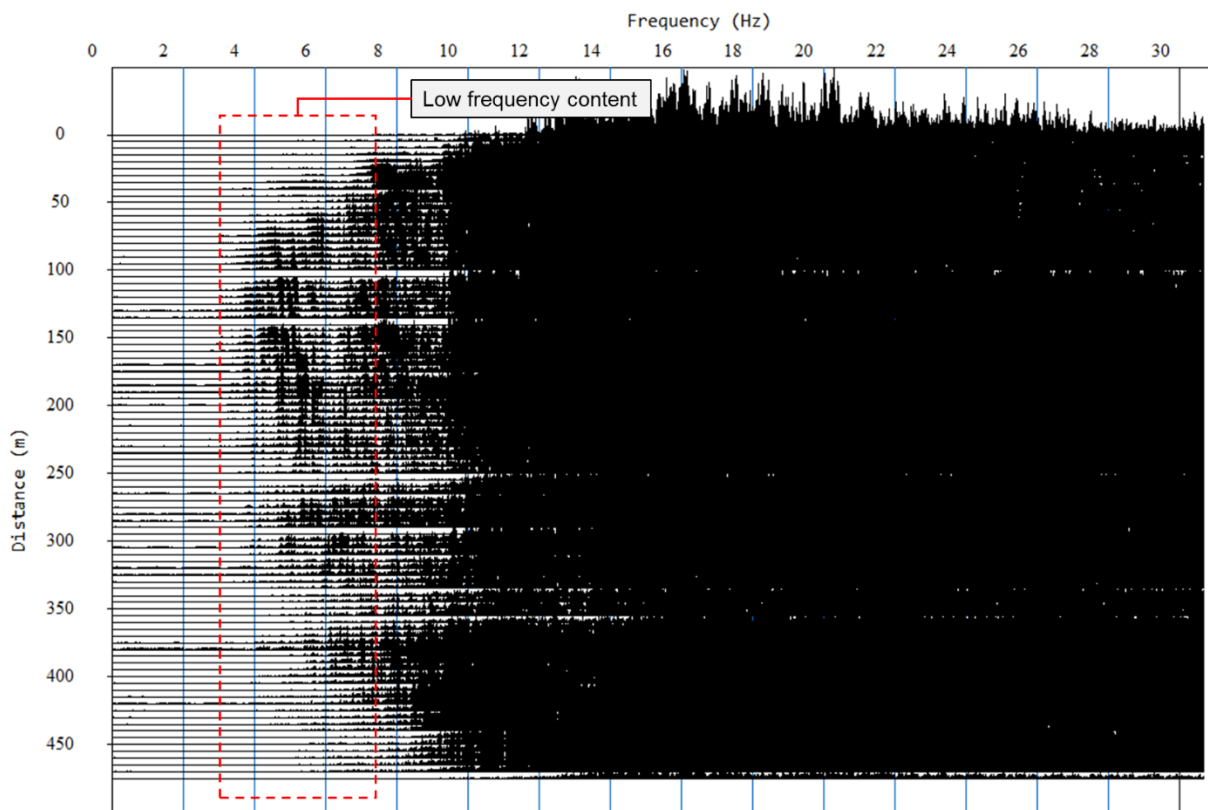


Figure 21. The ambient vibration data in the frequency domain (record 3 in Fig. 19), pointing the presence of low frequency content.

Fig. 22A shows the obtained 2D velocity model. Low velocity values are presented in reddish color tones, while higher velocities are in blueish color tones. Vs

ranges from 274 m/s up to 713 m/s. The maximum depth of 42 m is observed around the center of the section. At the edges, Vs changes are only imaged obtained down to approximately 20 m. This is likely due to a smaller content of observable phase velocities at lower frequencies intervals around these positions. The black triangles show the horizontal position of each 1D Vs profile obtained after data inversion, separated every 10 m. The first and last 1D Vs profiles are at 57.5 m and 417.5 m, respectively

The white dashed line marks the interpreted water level. It is found to vary from 6 m down to 13 m deep. A water saturated soil usually presents an increase in P-wave velocity and a decrease in S-wave velocity (Baechle et al., 2009; Kassab & Weller, 2015; Konstantaki et al., 2016; Foti et al., 2018). This is caused due the decrease in the shear modulus of materials when water is present (Baechle et al., 2009). Low Vs near the surface between 57.5-100 m and 320-370 m may be related to lower soil compaction, marked as light pink colors. Likewise, high velocity anomalies near surface are pointed as higher compaction zones. At the center of the dam crest, the foundation ground is expected at a depth of approximately 48 m (CEB, 2020). The obtained velocities can be correlated to the stiff clay soil, which usually ranges approximately from 200 m/s up to 600 m/s (Foti et al., 2018). The black dashed line marks the Vs contrast of 600 m/s as a possible transition zone from clay soil to the quartzite foundation.

The average Vs down to 30 m (V_{s30}), is a popular parameter of geotechnical interest. Fig. 22B shows the V_{s30} distribution across the profile. After UBC (1997) site classification, the blue circles mark V_{s30} related to stiff soil ($180 \text{ m/s} < V_s \leq 360 \text{ m/s}$), and red circles mark V_{s30} related to very dense soil ($360 \text{ m/s} < V_s \leq 760 \text{ m/s}$). It is clear from the profile that higher V_{s30} values are found towards the end of the profile, closer to the dam spillway (left abutment).

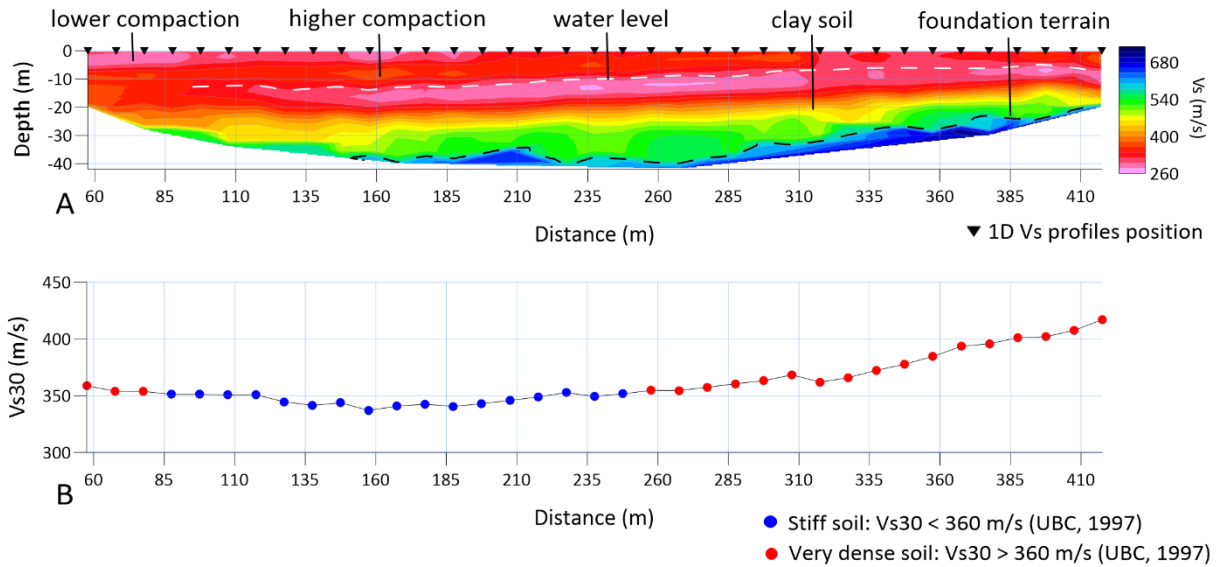


Figure 22. A) The 2D velocity profile obtained after 1D Vs profiles interpolation; B) V_{s30} distribution across the profile.

The obtained velocity values are within the range of values found at other similar structures. Table 3 presents ranges of S-wave velocities obtained in other studies that used seismic methods to characterize earth dams.

Table 3. Comparison of S-wave velocity values obtained in other works using seismic methods at earth dams.

Reference	Country	Methods	V_s (m/s)	Approximate maximum depth of investigation (m)
Kim et al. (2011)	Korea	MASW	100-1480	30
Cardarelli et al. (2014)	Italy	SRT	120-300	9
Hayashi et al. (2014)	USA	MASW	120-350	16
Rahimi et al. (2019)	USA	MASW and FWI	100-2100	25
Netto et al. (2020)	Brazil	SRT and MASW	150-700	16
This study	Brazil	MAM (SPAC)	274-713	42



4.7 Conclusions

We acquired ten minutes of ambient vibration data at the crest of the Paranoá dam in Brasília, Brazil. The SPAC method was applied for the development of 1D velocity models, and a subsequent 2D interpolated velocity model.

The main sources of signal were passing vehicles. The cultural vibrations at the site presented a frequency content mainly between 8 and 30 Hz, a coherent range based on already reported values.

We found that the lower-frequency limits of geophones of 14 Hz were not limited by their natural frequencies for dispersion imaging. Reliable phase velocities down to 4 Hz and up to 18 Hz were observed. A maximum depth of 42 m was achieved, which suggest that higher frequency geophones, such as 14 Hz, can be successfully used to obtain deeper results suitable for V_{s30} site classification.

The developed V_s model presented a velocity range from 274 m/s up to 713 m/s, which were found to be within the interval of already reported values found at other similar structures from seismic data. The water level could be interpreted as a low velocity horizon from 6 m down to 13 m deep across the crest of the dam. Low and high V_s anomalies near the surface were marked as possible zones of lower and higher soil compaction, respectively. A V_s contrast of 600 m/s was interpreted as a possible transition zone from clay soil to the quartzite foundation. V_{s30} was found to vary from stiff to very dense soil, with higher V_{s30} values found towards the left abutment.

Conventional active surveys for earth dam characterization suffer from limitations mainly associated to the depth of investigation and negative influences of cultural noise sources. In Brazil, the need to image over 30 m deep and the high amount of cultural noise sources are often the case, configuring non ideal contexts for active seismic data acquisitions and processing. The obtained results show that the SPAC method can be an effective and time saving approach for investigating greater depths at noisier sites. However, geometrical and processing parameters utilized during passive surveys are likely to be site specific, and the understanding of such aspects is yet to be evolved to a fixed and easily reproducible procedure.



4.8 References

- Aki, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 415–457.
- Asten, M.W.; Hayashi, K. 2018. Application of the Spatial Auto-Correlation Method for Shear-Wave Velocity Studies Using Ambient Noise. *Surveys in Geophysics* 39: 633–659.
- Baechle, G. T., Eberli, G. P., Weger, R. J., Massaferro, J. L., 2009. Changes in dynamic shear moduli of carbonate rocks with fluid substitution. *Geophysics*, 74(3). <https://doi.org/10.1190/1.3111063>
- Baglari, D.; Dey, A.; Taipodia, J. 2018. A state-of-the-art review of passive MASW survey for subsurface profiling. *Innovative Infrastructure Solutions* 3: 1–13.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A., Freitas-Silva, F.H., Martins-Ferreira, M.A.C., 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Brazilian J. Geol.* 43, 461–476. <https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000300004>
- Cardarelli, E.; Cercato, M.; De Donno, G. 2014. Characterization of an earth-filled dam through the combined use of electrical resistivity tomography, P- and SH-wave seismic tomography and surface wave data. *Journal of Applied Geophysics* 106: 87–95.
- Cheng, F.; Xia, J.; Xu, Y.; Xu, Z.; Pan, Y. 2015. A new passive seismic method based on seismic interferometry and multichannel analysis of surface waves. *Journal of Applied Geophysics* 117: 126–135.
- Clapgood, M.; Asten, M.W. 2008. Comparison of array microtremor survey methods for estimation of dispersion curves in launceston, Australia. *Environmental and Engineering Geophysical Society - 21st Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2008* 2: 1377–1384.
- Companhia Energética de Brasília (CEB)., 2020. Relatório técnico de atividade: Estudo da estabilidade da Barragem Paranoá.
- Coward, D.; Blair, D.; Burman, R.; Zhao, C. 2003. Vehicle-induced seismic effects at a gravitational wave observatory. *Review of Scientific Instruments* 74: 4846–4854.
- Eker, A.M.; Akgün, H.; Koçkar, M.K. 2012. Local site characterization and seismic zonation study by utilizing active and passive surface wave methods: A case study for the northern side of Ankara, Turkey. *Engineering Geology* 151: 64–81.
- Flores-Estrella, H.; Aguirre, J.; Boore, D.; Yussim, S. 2001. Estimation of Velocity Structure Using Microtremor Recordings from Arrays: Comparison of Results from the SPAC and the F-K Analysis Methods. *AGU Fall Meeting Abstracts* 21: 7212.
- Foti, S., Hollender, F., Garofalo, F., Albarello, D., Asten, M., Bard, P. Y., Comina, C., Cornou, C., Cox, B., Di Giulio, G., Forbriger, T., Hayashi, K., Lunedei, E., Martin, A., Mercerat, D., Ohrnberger, M., Poggi, V., Renalier, F., Sicilia, D., Socco, V., 2018.



Guidelines for the good practice of surface wave analysis: a product of the InterPACIFIC project. In *Bulletin of Earthquake Engineering* (Vol. 16, Issue 6). <https://doi.org/10.1007/s10518-017-0206-7>

Hayashi, K., 2008. *Development of Surface-Wave Methods and its Application to Site Investigations*. Kyoto University.

Hayashi, K., and M. Craig, 2017, S-wave velocity measurement and the effect of basin geometry on site response, east San Francisco Bay area, California, USA: *Physics and Chemistry of the Earth*, 98, 49–61, doi: 10.1016/j.pce.2016.07.001.

Hayashi, K.; Cakir, R.; Walsh, T.J. 2016. Comparison of dispersion curves and velocity models obtained by active and passive surface wave methods. *SEG Technical Program Expanded Abstracts* 35: 4983–4988.

Hayashi, K.; Cakir, R.; Walsh, T.J.; LaVassar, J. 2014. A safety evaluation of dams using integrated geophysical method: A case study in Washington state. *27th Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2014, SAGEEP 2014*: 46–54.

Hayashi, K.; Kita, T. 2010. Applicability of a spatial autocorrelation method (spac) using a linear array in comparison with triangular and I-shaped arrays. *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, SAGEEP 2*: 543–551.

Hayashi, K.; Lorenzo, J.M.; Gostic, A. 2018. Application of 2D ambient noise tomography to levee safety assessment in New Orleans. *Leading Edge* 37: 740–745.

Horike, M., 1985, Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas: *Journal of the Physics of the Earth* 33, 59-96.

Kassab, M.A.; Weller, A. 2015. Study on P-wave and S-wave velocity in dry and wet sandstones of Tushka region, Egypt. *Egyptian Journal of Petroleum* 24: 1–11.

Kim, K.Y.; Jeon, K.M.; Hong, M.H.; Park, Y.G. 2011. Detection of anomalous features in an earthen dam using inversion of P-wave first-arrival times and surface-wave dispersion curves. *Exploration Geophysics* 42: 42–49.

Kita, T.; Hayashi, K.; Bingöl, H.; Karaoglu, H.; Duran, K.; Gümü, S. 2011. The development of a 2-dimensional microtremor survey method based on spac method using sequential linear arrays. *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, SAGEEP 30*: 115–120.

Kitsunezaki, C., N. Goto, Y. Kobayashi., T. Ikawa, M. Horike, T. Saito, T. Kurota, K. Yamane, and K. Okuzumi, 1990, Estimation of P- and S-wave velocities in deep soil deposits for evaluating ground vibrations in earthquake: *Journal of the Japan Society for Natural Disaster Science*, 9, 1–17.

Konstantaki, L. A., Ghose, R., Draganov, D., & Heimovaara, T., 2016. Wet and gassy zones in a municipal landfill from P- and S-wave velocity fields. *Geophysics*, 81(6),



EN75–EN86. <https://doi.org/10.1190/GEO2015-0581.1>

Ku, T.; Palanidoss, S.; Zhang, Y.; Moon, S.W.; Wei, X.; Huang, E.S.; et al. 2021. Practical configured microtremor array measurements (MAMs) for the geological investigation of underground space. *Underground Space (China)* 6: 240–251.

Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake, 1970, Seismic refraction, in *The sea*, part 1. Wiley-interscience 4, 53–84.

Moon, S.W.; Subramaniam, P.; Zhang, Y.; Vinoth, G.; Ku, T. 2019. Bedrock depth evaluation using microtremor measurement: empirical guidelines at weathered granite formation in Singapore. *Journal of Applied Geophysics* 171: 103866.

Netto, L. G., Gandolfo, O. C. B., Filho, W. M., Dourado, J. C., 2020. Non-destructive investigation on small earth dams using geophysical methods: seismic surface wave multichannel analysis (MASW) and S-wave refraction seismic methods. *Brazilian Journal of Geophysics* 38(1): 5-19.

Okada, H. 2003. The microtremor survey method. *Geophysical Monograph series*, 12, Society of Exploration Geophysics.

Olivier, G.; De Wit, T.; Brenguier, F.; Bezuidenhout, L.; Kunjwa, T. 2018. Ambient noise Love wave tomography at a gold mine tailings storage facility. *Geotechnique Letters* 8: 178–182.

Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J., 2001, Offset and resolution of dispersion curve in multichannel analysis of surface waves (MASW): *Proceedings of the SAGEEP 2001*. Denver, Colorado, SSM-4.

Park, C.B.; Miller, R.D.; Xia, J.; Ivanov, J.M. 2007. Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) – active and passive methods. *The Leading Edge* 26: 60–64.

Park, C.B.; Miller, R.D.; Miura, H. 2002. Optimum field parameters of an MASW survey. *Proceedings of the Society of Exploration Geophysicists (SEG) Japan Tokyo* 22: 23.

Park, C.B.; Miller, R.D.; Xia, J. 1999. Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics* 64: 800–808.

Rahimi, S.; Moody, T.; Wood, C.; Kouchaki, B.M.; Barry, M.; Tran, K.; et al. 2019. Mapping Subsurface Conditions and Detecting Seepage Channels for an Embankment Dam Using Geophysical Methods: A Case Study of the Kinion Lake Dam. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 24: 373–386.

Reatto, A., Martins, E.S., Farias, M.F.R., Silva, A.V., Carvalho Júnior, O.A., 2004. Mapa pedológico Digital – SIG Atualizado do Distrito Federal Escala 1:100.000 e uma síntese do texto explicativo. Planaltina: Embrapa Cerrados, DF, 31 pp.

Saito, M., and H. Kabasawa, 1993, Computation of reflectivity and surface wave dispersion curves for layered media 2. Rayleigh wave calculations: *Butsuri Tansa*, 46, 283–298.



Sheriff, Robert E, and L P. Geldart. Exploration Seismology. Cambridge: Cambridge University Press, 1995

Tsai, V.C.; Moschetti, M.P. 2010. An explicit relationship between time-domain noise correlation and spatial autocorrelation (SPAC) results. *Geophysical Journal International* 182: 454–460.

Uniform Building Code (UBC). (1997). Structural Engineering Design Provisions. International Conference of Building Officials, Whittier, p. 492;

Wapenaar, K., 2004, Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation: *Physical Review Letters*, 93, 254301, doi: 10.1103/PhysRevLett.93.254301

Xia, J., Miller, R. D., and Park, C. B., 1999, Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh wave: *Geophysics*, Vol. 64 (3), 691–700.

Xia J, Miller RD, Park CB, Ivanov J, Tian G, Chen C (2004) Utilization of high-frequency Rayleigh waves in near-surface geophysics. *Lead Edge* 23(8):753–759

Zhang, Y.; Li, Y.E.; Ku, T. 2019. Geotechnical site investigation for tunneling and underground works by advanced passive surface wave survey. *Tunnelling and Underground Space Technology* 90: 319–329.



CAPÍTULO 5

5. CONCLUSÕES GERAIS

A presente pesquisa trouxe o desenvolvimento de dois artigos científicos. No primeiro artigo, foi apresentada a caracterização da barragem do Paranoá a partir da interpretação de quatro perfis de V_p , V_s e razão V_p/V_s , obtidos ao longo do maciço à jusante da barragem com os métodos de Tomografia Sísmica de Refração e Análise Multicanal de Ondas de Superfície (MASW). No segundo artigo, foi apresentado o uso e avaliação da aplicabilidade do método de Autocorrelação Espacial (SPAC) de microtremores para caracterização de um perfil localizado na crista da barragem do Paranoá.

A partir dos resultados obtidos e da discussão apresentada, é possível apontar as seguintes considerações:

- 1) Foi possível estimar contato entre ombreiras e terreno natural de fundação a partir da observação de contrastes de velocidade nos modelos obtidos com os métodos sísmicos. A diminuição gradual da espessura da camada de mais baixa velocidade em direção às extremidades dos perfis marcam, satisfatoriamente, as ombreiras da barragem. A zona de transição entre o material argiloso e o terreno natural formado por quartzitos se apresenta, aproximadamente, com $V_p \approx 1700$ m/s e $V_s \approx 600$ m/s;
- 2) Zonas, de possível menor compactação, puderam ser inferidas por anomalias locais de baixa V_s . O material de enrocamento foi bem marcado como uma zona de baixas V_p e V_s , possivelmente devido ao maior número de espaços vazios entre as os blocos de rocha;
- 3) Os filtros vertical/inclinado não foram estruturas observáveis nos modelos de velocidade, provavelmente por serem feições de pequena espessura e configurarem prováveis cenários de inversão de velocidades no meio, uma vez que



- são formados predominantemente por material disseminado (areia e brita);
- 4) Anomalias com altos valores de razão V_p/V_s se relacionam a valores de razão de Poisson elevados (próximo a 0,5), associáveis a influência de saturação no meio. Combinar tomografia de tempos de percurso e MASW é uma técnica promissora para inferir caminhos de infiltração em barragens de terra;
 - 5) Com geofones de 14 Hz e o impacto de uma marreta de 10 kg, foi possível observar velocidades de fase com o método MASW entre 12 e 30 Hz. Já com o método SPAC, os limites de frequência inferior de geofones de 14 Hz não eram limitados por suas frequências naturais para imagens de dispersão. Velocidades de fase de 4 Hz a 18 Hz foram observáveis no método passivo. Isso pode ser relacionado ao simples fato de que registros passivos apresentam um conteúdo de frequência inferior aos registros ativos. As vibrações culturais associadas ao tráfego de veículos apresentaram um conteúdo de frequência predominante entre 3 Hz e 30 Hz;
 - 6) O impacto de uma marreta de 10 kg como fonte de energia sísmica foi suficiente para observar primeiras chegadas até um *offset* máximo de aproximadamente 150 m. Esse valor só foi alcançado no perfil mais distante das fontes de ruídos e com predominância de material mais denso em subsuperfície (no caso, o perfil L04, mais distante da rodovia e mais próximo ao terreno de fundação rochoso);
 - 7) A profundidade da investigação com os métodos mostrou que, além de depender da abertura da linha de geofones e da fonte de energia sísmica utilizada, é também dependente das condições do local de aquisição. Áreas de estudo mais densas, que apresentem maiores velocidades de propagação de V_p e V_s , são propícias a obtenção de modelos de velocidades mais profundos, pois apresentam condições físicas que corroboram com a propagação das ondas sísmicas. Assim, é improvável que parâmetros de pesquisa precisos sejam estabelecidos para prever, sem falhas, quais são os limites para os níveis de ruído cultural, comprimento de espalhamento de geofones suficiente, frequência natural dos receptores e tipo de fonte. A única maneira concreta para se estimar a profundidade de investigação alcançável com os métodos sísmicos utilizados é analisando, preliminarmente, um conjunto de registros adquiridos no local;
 - 8) A faixa de valores de V_s obtidos na barragem do Paranoá com o método MASW (ativo) e o método SPAC (passivo) foram similares. Os modelos de V_s desenvolvidos com o método ativo não possibilitaram a observação de um



horizonte característico ao nível freático. Já com o método passivo, o modelo obtido delimitou um horizonte de baixa velocidade, entre 6 m e 13 m de profundidade, com relação à crista da barragem, associável ao nível da água;

- 9) A profundidade alcançável com o método MASW não se mostrou suficiente para cálculo de V_{s30} . Já com o método passivo, que possibilitou o desenvolvimento de um modelo mais espesso à crista da barragem, verificou-se que o V_{s30} varia de solo denso a muito denso, com valores de V_{s30} mais altos encontrados próximo à ombreira esquerda;
- 10) Os levantamentos ativos convencionais para a caracterização de barragens de terra sofreram de limitações, principalmente associadas à profundidade da investigação e às influências negativas das fontes de ruído cultural. O método SPAC mostrou ser uma abordagem consideravelmente eficaz e com baixa demanda de tempo e esforço de campo para investigar maiores profundidades em locais mais ruidosos;
- 11) Os parâmetros de aquisição, como quantidade de registros contínuos e geometria do arranjo de geofones utilizados durante levantamentos passivos são provavelmente específicos do local. A aquisição de dados passivos em um espalhamento retilíneo no perfil L01 possibilitou o cálculo de imagens de dispersão com curvas de dispersão bem definidas e observáveis, mas o mesmo não ocorreu com as imagens de dispersão geradas com dados passivos registrados nos perfis L02, L03 e L04. Isso pode ser explicado devido ao método passivo enfrentar dificuldades em áreas onde o nível de vibrações ambientais é baixo, enquanto uma maior chance de sucesso ocorre em ambientes que apresentam uma suficiente distribuição azimutal das fontes de vibrações, como foi o caso do perfil L01, paralelo à rodovia com tráfego de veículos constante. Assim, a única maneira razoável de se estabelecer parâmetros de pesquisas passivas é analisar, preliminarmente, um conjunto de registros adquiridos no local.



REFERÊNCIAS GERAIS

Agência Nacional de Águas (ANA), 2020. Mapa interativo das barragens cadastradas no Sistema Nacional de Informações sobre Segurança de Barragens (SNISB). Disponível em <http://www.snisb.gov.br/portal/snisb/mapas-tematicos-e-relatorios/tema-1-1>.

Agurto-Detzel, H., M. Bianchi, M. Assumpção, M. Schimmel, B. Collaço, C. Ciardelli, J. R. Barbosa, and J. Calhau. 2016, The tailings dam failure of 5 November 2015 in SE Brazil and its preceding seismic sequence, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 4929–4936, doi:10.1002/2016GL069257.

Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute.*, 35, 415–456.

Campos, J.E.G., Dardenne, M.A., Freitas-Silva, F.H., Martins-Ferreira, M.A.C., 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Brazilian J. Geol.* 43, 461–476. <https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000300004>

Cardarelli, E., Cercato, M., De Donno, G., 2014. Characterization of an earth-filled dam through the combined use of electrical resistivity tomography, P- and SH-wave seismic tomography and surface wave data. *Journal of Applied Geophysics*, 106, 87–95. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.04.007>

Chen, C., Liu, J., Xia, J., Li, Z., 2006. Integrated geophysical techniques in detecting hidden dangers in river embankments. *J. Environ. Eng. Geophys.* 11, 83–94. <https://doi.org/10.2113/JEEG11.2.83>

Companhia Energética de Brasília (CEB)., 2020. Relatório técnico de atividade: Estudo da estabilidade da Barragem Paranoá.

Everett, M. E. 2013. *Near-Surface Applied Geophysics*. Cambridge University Press, 1ª edição, 442 pp.

Foster, M., Fell, R., Spannagle, M., 2000. The statistics of embankment dam failures and accidents. *Canadian Geotechnical Journal*, 37(5), 1000–1024. <https://doi.org/10.1139/t00-030>

Foti, S., Hollender, F., Garofalo, F., Albarello, D., Asten, M., Bard, P.Y., Comina, C., Cornou, C., Cox, B., Di Giulio, G., Forbriger, T., Hayashi, K., Lunedei, E., Martin, A., Mercerat, D., Ohrnberger, M., Poggi, V., Renalier, F., Sicilia, D., Socco, V., 2018. Guidelines for the good practice of surface wave analysis: a product of the InterPACIFIC project, *Bulletin of Earthquake Engineering*. <https://doi.org/10.1007/s10518-017-0206-7>



Gilbert, P. 1972. Iterative methods for the reconstruction of three-dimensional objects from projections, *J. theoretical Biol.*, 36, 105-107.

Hagedoorn, J.G. 1959. The Plus-Minus Method of Interpreting Seismic Refraction Sections. *Geophysical Prospecting* 7: 158–182.

Hayashi, K., 2008. Development of surface-wave methods and its application to site investigations. (Doctoral Dissertation), Kyoto University.

Hayashi, K., Suzuki, H., 2004. CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data. *Exploration Geophysics*, 35(1), 7–13. <https://doi.org/10.1071/EG04007>

Hayashi, K., Takahashi, T. 2001. High resolution seismic refraction method using surface and borehole data for site characterization of rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 38(6), 807–813. [https://doi.org/10.1016/S1365-1609\(01\)00045-4](https://doi.org/10.1016/S1365-1609(01)00045-4)

Hickey, C. J., Römkens, M. J. M., Wells, R. R., Wodajo, L., 2015. Advances in Water Resources Engineering. In *Advances in Water Resources Engineering* (Vol. 14). <https://doi.org/10.1007/978-3-319-11023-3>

IBAMA., 2015. Laudo Técnico Preliminar: Impactos ambientais decorrentes do desastre envolvendo o rompimento da barragem de Fundão, em Mariana, Minas Gerais.

IBAMA., 2019. Rompimento de barragem da Vale em Brumadinho (MG) destruiu 269,84 hectares. Disponível em link. Assessed October 2019.

ICOLD (2020) World Register of Dams, International Commission on Large Dams, Paris, France. Disponível em link: https://www.icold-cigb.org/GB/world_register/general_synthesis.asp. Acesso dia 21 de outubro de 2021.

Kaczmarz, S., 1937. Angenaherte Auflosung von Systemen linearer Gleichungen. *Bull. Acad. Polon. Sci. Lett. A.*, 35, 355-357

Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I. (2009). *Geofísica de exploração*. São Paulo: Oficina de textos, 438 p.

Lucena, R.F. de; Taioli, F. 2016. Optimization of Rayleigh Wave Data Inversion By a Trial and Error Method. *Revista Brasileira de Geofísica* 34: 445–454.

Morales-Nápoles, O.; Delgado-Hernández, D. J.; De-León-Escobedo, D.; Arteagaarcos, J. C. 2014. A continuous Bayesian network for earth dams' risk assessment: Methodology and quantification. *Structure and Infrastructure Engineering*, v. 10, p. 589–603. <https://doi.org/10.1080/15732479.2012.757789>.

Moser, T. J., 1991. Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics*, 56(1), 59–67. <https://doi.org/10.1190/1.1442958>

Okada, H. 2003. The microtremor survey method. *Geophysical Monograph series*, 12,



Society of Exploration Geophysics.

Olivier, G., De Wit, T., Brenguier, F., Bezuidenhout, L., Kunjwa, T., 2018. Ambient noise Love wave tomography at a gold mine tailings storage facility. *Geotechnique Letters*, 8(3), 178–182. <https://doi.org/10.1680/jgele.18.00016>.

Owen, J. R.; Kemp, D.; Lèbre, É.; Svobodova, L.; Murillo, G. P. 2020. Catastrophic tailings dam failures and disaster risk disclosure. *International Journal of Disaster Risk Reduction*, v. 42, p.101361.

Palmer, D. 1981. An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. *Geophysics* 46: 1508–1518.

Parekh, M.L., 2016. Advancing Internal Erosion Monitoring Using Seismic Methods. Field and Laboratory Studies. Tese e Doutorado, Colorado School of Mines, Estados Unidos, 203 pp.

Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., 1999. Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics* 64, 800–808. <https://doi.org/10.1190/1.1444590>

Reatto, A., Martins, E.S., Farias, M.F.R., Silva, A.V., Carvalho Júnior, O.A., 2004. Mapa pedológico Digital – SIG Atualizado do Distrito Federal Escala 1:100.000 e uma síntese do texto explicativo. Planaltina: Embrapa Cerrados, DF, 31 pp.

Reynolds, J. M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley & Sons, Chichester. 2ª edição, 712 pp.

Rocha, M.P. (2008). Tomografia sísmica com ondas P e S para o estudo do manto superior no Brasil. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, 99 pp.

Secretaria de Estado do Meio Ambiente do Distrito Federal (SEMA-DF), 2016. Mapa hidrográfico do Distrito Federal.

Sheriff, Robert E, and L P. Geldart. *Exploration Seismology*. Cambridge: Cambridge University Press, 1995

Uhlemann, S., Hagedorn, S., Dashwood, B., Maurer, H., Gunn, D., Dijkstra, T., Chambers, J., 2016. Landslide characterization using P- and S-wave seismic refraction tomography — The importance of elastic moduli. *Journal of Applied Geophysics*, 134, 64–76. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.08.014>

Willmore, P. L., Bancroft, A. M., 1960. The Time Term Approach to Refraction Seismology*. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 3(4), 419–432. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1960.tb01715.x>

Xia, J., Miller, R. D., Park C. B. 1999a. Configuration of near surface shear wave velocity by inverting surface wave. In: 12th EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems. European Association of Geoscientists & Engineers. P. cp-202-00011.



Xia, J., Miller, R. D., and Park, C. B., 1999b, Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh wave: *Geophysics*, Vol. 64 (3), 691–700.

Zhang, L., Xu, Y., Jia, J. S., 2009. Analysis of earth dam failures: A database approach. *Georisk*, 3(3), 184–189. <https://doi.org/10.1080/17499510902831759>