



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFISICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

MONITORAMENTO DE MUDANÇAS DE VELOCIDADE NO ARQUIPÉLAGO SÃO PEDRO SÃO PAULO COM INTERFEROMETRIA DE RUÍDO SÍSMICO

Autor:

JOSÉ RICHARLES ALMEIDA GOMES

Orientador:

PROF. DR. ADERSON FARIAS DO NASCIMENTO

Dissertação nº 259/PPGG

Dezembro de 2020

Natal/RN, Brasil

JOSÉ RICHARLES ALMEIDA GOMES

**MONITORAMENTO DE MUDANÇAS DE VELOCIDADE NO
ARQUIPÉLAGO SÃO PEDRO SÃO PAULO COM
INTERFEROMETRIA DE RUÍDO SÍSMICO**

Dissertação apresentada em 18 de dezembro de 2020 ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) como requisito à obtenção do Título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica, Área de Concentração Geofísica.

BANCA EXAMINADORA:

PROF. DR. ADERSON FARIAS DO NASCIMENTO
Presidente e orientador (PPGG-UFRN)

PROF. DR. JORDI JULIÀ CASAS
Membro interno (PPGG-UFRN)

PROF. DR. MARCELO PERES ROCHA
Membro externo (IG/UnB)

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda - CCET

Gomes, José Richarles Almeida.

Monitoramento de mudanças de velocidade no Arquipélago São Pedro São Paulo com interferometria de ruído sísmico / José Richarles Almeida Gomes. - 2020.
66f.: il.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, 2020.

Orientador: Aderson Farias do Nascimento.

1. Geofísica - Dissertação. 2. Interferometria de ruído sísmico - Dissertação. 3. Monitoramento - Dissertação. 4. Autocorrelação - Dissertação. 5. Arquipélago São Pedro São Paulo - Dissertação. 6. Dorsal Meso-Atlântica - Dissertação. I. Nascimento, Aderson Farias do. II. Título.

RN/UF/CCET

CDU 550.3

Agradecimentos

Agradeço, primeiramente, à minha família por todo o apoio em diferentes aspectos ao longo desses anos da minha jornada acadêmica. Em especial, aos meus pais José Gomes e Rita Almeida, por acreditarem em mim e sempre me incentivarem a seguir meus estudos mesmo em condições adversas.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Aderson Farias do Nascimento, por todo os ensinamentos passados e pela sua paciência em me auxiliar na execução dessa pesquisa. Além disso, também por todo o suporte e dedicação que foram oferecidos como coordenador do PRH.

À todos os meus amigos, em especial, Mauro Edwardo, Jeferson Victoriano, Fernanda Cardoso, Kayro Bertoldo, Julianna Lacerda e Venize Carvalho. Por todos os momentos que vocês me proporcionaram nos últimos anos, tornando essa jornada mais leve, por sempre estarem dispostos a me ouvir e me apoiar quando mais precisava. E, aos meus colegas de laboratório, pela prestatividade durante o curso.

À todos os professores do departamento que me ajudaram durante o curso.

Ao PPGG, pelo oportunidade de realizar este trabalho.

Ao PRH-Petrobras pela bolsa concedida.

Ao LabSis e todos os técnicos e demais funcionários que o compõem pela estrutura e todo o suporte oferecido.

Resumo

O Sistema Transformante São Paulo (STSP) está localizado na Dorsal Meso-Atlântica (MAR), Atlântico Equatorial e é formado por um complexo sistema de falhas, no qual suas interações provocam a ocorrência de eventos sísmicos com magnitudes pequenas a moderadas. A ausência de uma rede de estações sismográficas permanentes na região dificulta a caracterização da sismicidade neste local. Como resultado, os efeitos da sismicidade, de falhamento e de interação de fluidos na massa rochosa permanece pobremente amostrada. Nesta dissertação, nós quantificamos as perturbações de velocidade associadas à atividade sísmica no Arquipélago São Pedro São Paulo (ASPSP) usando uma estação sismográfica instalada na ilha Belmonte. Foram calculadas funções de autocorrelação (ACFs) de ruído a partir dos registros contínuos dessa estação ao longo do ano de 2012. As ACFs foram obtidas por duas abordagens diferentes: autocorrelação clássica normalizada geometricamente (ACGN) e autocorrelação por fase (PAC). Ambas as abordagens forneceram resultados similares e fomos capazes de estimar variações de velocidades devido a sismos com $3.0 \leq ML \leq 4.7$. As mudanças no meio foram investigadas através da análise conjunta de curvas de decorrelação e de variações de velocidade, esta última sendo obtida pelo método de Moving Window Cross Spectral (MWCS). Nossas análises mostram que as variações de velocidade são possivelmente associadas ao acoplamento hidromecânico, no qual os aumentos de velocidade observados podem ser controlados por mudanças no esforço estático e interações rocha-fluido são responsáveis pelas quedas de velocidade observadas. Esses comportamentos são qualitativamente explicados pela natureza do complexo sistema de multi-falhas do STSP, onde interações rocha-fluido exercem um importante papel nas variações de velocidade observadas.

Palavras-chave: Interferometria de ruído sísmico; Autocorrelação; Arquipélago São Pedro São Paulo; Monitoramento; Dorsal Meso-Atlântica.

Abstract

The Saint Paul Transform System (SPTS) is located in the Mid-Atlantic Ridge (MAR), Equatorial Atlantic and is formed by a multi-fault complex system, where many faults are interacting and small-to-moderate events are routinely located in the area using global seismic networks. This seismicity is challenging to characterize since no permanent seismic stations near this area is available. As a result, the effect of the seismic events on the rock mass and the inter-play between seismicity, faulting and fluid in the MAR is poorly constrained. In this dissertation, we quantify the seismic velocity perturbations due to small-to-moderate magnitude earthquakes in the Saint Peter Saint Paul Archipelago (SPSPA) using one seismographic station installed in the region. We calculate noise auto-correlation functions using the data recorded by this station. The auto-correlograms were obtained by two different approaches: classical auto-correlation geometrically normalized (ACGN) and phase autocorrelation (PAC). We found that both approaches give very similar results and we are able to estimate velocity changes due to small earthquakes (between 3.0 and 4.7 ML). The changes in the medium were investigated through the joint analysis of decorrelation curves and velocity changes obtained by Moving Window Cross Spectral (MWCS) method. Our analysis show that the velocity changes are possibly associated with a hydromechanical coupling in which the observed velocity increase is driven by static stress changes and fluid-rock interaction is responsible for the observed velocity drop. This behaviour is qualitatively explained by the multi-fault complex system nature of the SPTS, where fluid-rock interaction plays an important role in the observed velocity variation.

Keywords: Ambient Noise Interferometry; Auto-correlation; Saint Peter and Saint Paul; Monitoring; mid-Atlantic Ridge.

Lista de ilustrações

Figura 1	– Na parte superior encontra-se a localização da Transformante São Paulo no Atlântico Equatorial. Na parte inferior apresenta o mapa batimétrico de Maia et al. (2016) com um zoom no segmento norte da transformante no qual encontra-se o Arquipélago São Pedro São Paulo, a parte emersa da Serra de Atobá. Reproduzido de Melo e Nascimento (2018).	13
Figura 2	– Distribuição dos principais tipos de rocha que compõem a geologia do Arquipélago São Pedro São Paulo. Reproduzido de Campos et al. (2010).	14
Figura 3	– Esquema mostrando o processo evolutivo do segmento norte do STSP antes da rotação da transformante há 11 Ma (parte superior) até a geometria atual (parte inferior).	15
Figura 4	– (a) Distribuição de magnitudes dos terremotos ao longo do período analisado. (b) Histograma dos eventos catalogados.	16
Figura 5	– Disponibilidade de dados da estação ASPSP durante o ano de 2012.	17
Figura 6	– Mapa topográfico (ETOPO1) mostrando a localização dos eventos selecionados com relação a estação sismográfica. O triângulo amarelo indica a estação sismográfica e os círculos vermelho representam os eventos. O tamanho do círculo é proporcional às magnitudes dos sismos.	17
Figura 7	– Esquematisação do princípio básico da interferometria sísmica. Os triângulos verdes indicam a localização dos receptores na superfície, os círculos azuis indicam as posições da fontes em profundidade. As linhas onduladas indicam o percurso dos pulsos emitidos por essas fontes arbitrárias. As linhas verdes acima dos receptores representam um a resposta sísmica simplificada, na qual os pulso vermelhos indicam o registro da onda em vermelho.	19
Figura 8	– Refletividade a partir da respostas de transmissão. (a) Meio com uma camada sob um semi-espaço com uma fonte impulsiva no semi-espaço emitindo uma onda plana para cima. (b) A resposta de transmissão $T(t)$ observada na superfície livre. (c) Autocorrelação $T(t) * T(-t)$. A parte causal, além do sinal de menos, corresponde a resposta de reflexão $R(t)$. Reproduzido de Wapenaar et al. (2010).	20
Figura 9	– Fluxograma de processamento.	22
Figura 10	– Pré-processamento de 5 minutos do sismograma da estação ASPSP registrado no dia 17 de julho de 2012. (a) Dado bruto. (b) Dado filtrado, com a média e a tendência removidas. (c) Dado após a normalização 1-bit.	23

Figura 11 – Testes de empilhamento para as funções de autocorrelações. As linhas verticais vermelhas indicam o dia da ocorrência dos eventos sob análise.	26
Figura 11 – Testes de empilhamento para as funções de autocorrelações. As linhas verticais vermelhas indicam o dia da ocorrência dos eventos sob análise.	27
Figura 12 – Curva de decorrelação para diferentes janelas de tempo para o empilhamento de 20 dias. (a) 60 - 100 s. (b) 80 - 120 s. (c) 100 - 140 s. (d) 120 - 160 s. (e) 60 - 160 s.	29
Figura 13 – Estimativas dos tempos de atraso com seus erros associados para o dia 16 de dezembro de 2012. Na parte superior são os resultados para PAC e na parte superior para ACGN.	32
Figura 14 – Estimativas de variações de velocidade obtidas para ambos os tipos de funções de autocorrelações calculadas, (a) por fase e (b) normalizada geometricamente. As linhas verticais tracejadas indicam a ocorrência dos eventos selecionados.	33
Figura 15 – The upper panel shows a topographic and bathimetric map showing the study region in rectangle. The lower panel shows the SPTS with the events used in our analysis (see Table 2)	37
Figura 16 – Record section of the auto-correlations using CCGN (a) and PCC (b). The auto-correlograms have been stacked linearly using a 20-day moving window. In (a) and (b) the seismic events of Table 2 and labeled and marked.	40
Figura 17 – (a) Similarity plot using CCGN (green) and PCC (yellow) for the 60-160 s time lag. (b) $\frac{dv}{v}$ variation for the CCGN approach. (c) $\frac{dv}{v}$ variation for the PCC approach. IN both plots, the uncertainties in $\frac{dv}{v}$ estimates are represented as grey shaded areas	42
Figura 18 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 5 segundos e passo 1.	52
Figura 19 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 5 segundos e passo 3.	53
Figura 20 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 5 segundos e passo 5.	54
Figura 21 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 5 segundos e passo 7.	55
Figura 22 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 5 segundos e passo 9.	56
Figura 23 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 10 segundos e passo 1.	57
Figura 24 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 10 segundos e passo 3.	58
Figura 25 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 10 segundos e passo 5.	59
Figura 26 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 10 segundos e passo 9.	60
Figura 27 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 15 segundos e passo 1.	61
Figura 28 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 15 segundos e passo 3.	62
Figura 29 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 15 segundos e passo 5.	63
Figura 30 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 15 segundos e passo 7.	64
Figura 31 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 15 segundos e passo 9.	65

Lista de tabelas

Tabela 1 – Eventos sísmicos selecionados para a análise.	17
Tabela 2 – Seismic events selected for analysis.	38

Sumário

1	Introdução	9
1.1	Monitoramento de Variações de Velocidade	9
1.2	Justificativa e Objetivos	10
2	Área de Estudo e Dados	12
2.1	Contexto Tectônico	12
2.2	Sismicidade	14
2.3	Dados e Eventos Analisados	15
3	Interferometria de Ruído Sísmico	18
3.1	Ruído Sísmico Ambiente	18
3.2	Interferometria Sísmica	18
3.2.1	Interferometria de Onda Refletida	20
4	Processamento e Métodos	22
4.1	Pré-processamento	22
4.1.1	Normalização 1-bit	23
4.2	Autocorrelações	23
4.3	Empilhamento	25
4.4	Metodologias de Monitoramento de Variações de Velocidade	26
4.4.1	Decorrelação	28
4.4.2	Moving Window Cross Spectral - MWCS	28
5	Artigo	34
5.1	Abstract	34
5.2	Introduction	35
5.3	Geological Setting	36
5.4	Data and Methods	38
5.4.1	Data	38
5.4.2	Data processing	38
5.5	Results	40
5.5.1	Decorrelation	40
5.5.2	Velocity change estimations	41
5.6	Discussions and conclusions	41
	Referências	45
	Anexos	51
	ANEXO A Curvas de Variação de Velocidade para Diferentes Janelas e Passos	52

1 Introdução

Neste capítulo introduzimos o monitoramento de variações de velocidade sísmica, discutindo a sua importância e revisando brevemente a literatura no que diz respeito aos contextos de aplicação, os diferentes tipos de abordagem e as vantagens do uso de ruído sísmico ambiental nesse tipo de pesquisa. Além disso, apresentamos as motivações que levaram à elaboração deste trabalho e os objetivos que almejamos alcançar com o mesmo.

1.1 Monitoramento de Variações de Velocidade

Os processos dinâmicos internos do planeta, que estão associados à tectônica de placas, se expressam na superfície terrestre de diferentes formas, como, por exemplo, vulcanismo e sismicidade. Estes podendo alterar o campo de esforços e a estrutura elástica (de velocidade) dos meios nos quais ocorrem. Como as erupções vulcânicas e a ocorrência de terremotos podem interferir diretamente na vida humana é importante conhecer como esses fenômenos naturais agem na superfície. Isto é de extrema importância para melhorar os sistemas de prevenção de riscos associados à esses processos nos locais em que ocorrem com frequência. Os métodos de monitoramento de velocidade constituem uma ferramenta para avaliar diretamente os efeitos da sismicidade e vulcanismo nas estruturas geológicas em subsuperfície. Devido a isso, há inúmeras investigações em diferentes tipos de contexto: atividade sísmica de terremotos distantes de alta magnitude (OHMI *et al.*, 2008; WEGLER *et al.*, 2009; HOBIGER *et al.*, 2012), terremotos próximos com magnitudes moderadas (MAEDA *et al.*, 2010) e pequenas (PANDOLFI *et al.*, 2006; D'HOOR *et al.*, 2016) e erupções vulcânicas em diferentes locais (SENS-SCHÖNFELDER; WEGLER, 2006; HADZIIOANNOU *et al.*, 2011; PLAEN *et al.*, 2016; YATES *et al.*, 2019). Além disso, na indústria, o monitoramento pode ser aplicado para estudar processos dinâmicos induzidos pela extração de petróleo e gás (MAXWELL *et al.*, 2010), minas (LYNCH; MENDECKI, 2001) e sequestro de carbono (KHATIWADA *et al.*, 2012; MACQUET *et al.*, 2017).

De maneira geral, as abordagens de monitoramento de mudanças de velocidade, até então, funcionam de maneira análoga: geram-se uma resposta estrutural que represente o meio não perturbado e outra que amostrasse as alterações que o meio sofreu; então, são avaliadas as variações entre as duas. As diferenças entre os métodos residem no tipo de dado utilizado e em como as respostas sísmicas das estruturas são calculadas e comparadas. Os trabalhos iniciais se baseavam na cauda de onda (ou *coda*) sísmica de terremotos co-localizados (POUPINET *et al.*, 1984; SNIEDER *et al.*, 2002; RUBINSTEIN *et al.*, 2007). A coda é uma fase que foi espalhada/refletida inúmeras vezes no meio antes de ser registrada pela estação sismográfica. Conseqüentemente, apresenta alta sensibilidade para possíveis

alterações de velocidade em subsuperfície. Assim, as investigações analisavam as caudas de onda de eventos com localizações aproximadamente iguais para identificar perturbações na estrutura elástica que ocorriam no intervalo de tempo entre as duas atividades sísmicas. Obviamente, essa abordagem possui uma disponibilidade de dados limitada, pois depende da ocorrência de sismos co-localizados.

Outra abordagem comum é realizada com o uso de fontes ativas para gerar formas de onda que simulem terremotos co-localizados (LI et al., 1998; LI et al., 2003; NISHIMURA et al., 2005; NIU et al., 2008). Neste caso os receptores são distribuídos em alguma geometria de arranjo pela área de estudo e repetidas explosões (ou outra tipo de fonte) são realizadas repetidas vezes. Apesar de superar a limitação de disponibilidade de dados da abordagem anterior, experimentos de sísmica ativa são mais caros, invasivos e destrutivos quando comparados com estudos de sismologia passiva.

Nos últimos anos, com o advento do ruído sísmico ambiente como uma ferramenta de inferência da estrutura em subsuperfície, as metodologias de monitoramento tem se beneficiado das vantagens que esse tipo de dado oferece quando comparado aos citados anteriormente. O ruído é uma vibração de terra natural que pode ser registrado continuamente pelos receptores por longos períodos de tempo. Logo, oferece uma maior densidade de cobertura temporal, superando a limitação de disponibilidade de dados. Além disso, não apresenta caráter invasivo ou destrutivo e possui custos associados mais baixos por se tratar de uma fonte passiva.

1.2 Justificativa e Objetivos

As pesquisas de monitoramento são majoritariamente concentradas em regiões com sismos de altas magnitudes. Conseqüentemente, as investigações avaliando os efeitos de eventos pequenos ou moderados na estrutura elástica permanecem escassas. D'hour et al. (2016) foi um dos primeiros trabalhos a usar ruído sísmico para monitorar variações no meio devido a pequenos terremotos. Entretanto, não foram realizadas estimativas de variação de velocidade, pois as análises eram baseadas em medidas de similaridade (curvas de decorrelação). De modo análogo, em um dos capítulos de sua tese, D'Hour (2015) apresentou um estudo sobre os efeitos de sismo de 4.7 ML que ocorreu em 9 de julho de 2012 nas proximidades do Arquipélago São Pedro São Paulo (ASPSP), Atlântico Equatorial. Esta dissertação visa expandir as análises no contexto do ASPSP, trazendo resultados complementares aos apresentados por D'Hour (2015). Assim, os objetivos deste trabalho são:

- Calcular as curvas de decorrelação com os dados da estação ASPSP no período de funcionamento do ano de 2012. Dessa maneira mais eventos serão incluídos nas análises de evolução dos valores de similaridade.

- Estimar as mudanças de velocidade que a atividade sísmica ocasiona na estrutura elástica do arquipélago. Para isto, foi aplicada a metodologia de *Moving Window Cross Spectral* (MWCS), proposta por [Poupinet et al. \(1984\)](#) e aprimorada por [Clarke et al. \(2011\)](#). De acordo com [Liu et al. \(2010\)](#), o MWCS é a abordagem mais acurada de monitoramento de variações de velocidades.

2 Área de Estudo e Dados

Neste capítulo apresentamos uma síntese sobre o contexto tectônico do Arquipélago São Pedro São Paulo e a sismicidade associada à região. Além disso, falamos sobre os dados que foram utilizados neste trabalho e discutimos os critérios para selecionar os terremotos que seriam posteriormente levados em consideração nas análises dos resultados.

2.1 Contexto Tectônico

O Sistema Transformante São Paulo (STSP), localizado no Atlântico Equatorial, é constituído por quatro zonas de fratura sub-paralelas com movimento dextral na direção E-W (SICHEL *et al.*, 2009). No segmento norte encontra-se a Serra do Atobá, uma cadeia de montanhas submarinas, cujo pináculo emerge no oceano formando o Arquipélago São Pedro São Paulo (ver Figura 1). Este encontra-se a aproximadamente 1100 km de distância da cidade de Natal/RN e é composto por 6 ilhotas rochosas que ocupam uma área por volta de 17000 m². A maior delas, a ilha Belmonte, é onde está instalada a estação sismográfica do Laboratório Sismológico da UFRN.

As rochas que compõem o ASPSP são majoritariamente peridotitos que sofreram milonitização, o que causou a obliteração total das texturas primárias. Boa parte desses peridotitos também sofreu processo de serpentinização por meio da penetração de fluidos hidrotermais ou ação da água do mar durante movimentos tectônicos tardios. Além disso, apresenta rochas kaersuitites milonitizadas que possuem origem incerta. As cavidades e fraturas das ilhas são preenchidas por uma pequena cobertura sedimentar designada de Formação São Pedro São Paulo (CAMPOS *et al.*, 2009). Esta sendo composta por sedimentos derivados tanto do embasamento rochoso quanto de atividade biológica, apresentando uma variedade de granulometrias de grãos siliciclásticos cimentados por carbonato de cálcio. Na Figura 2 encontra-se esquematizado a distribuição dos principais tipos de rochas que compõem o Arquipélago São Pedro São Paulo.

A formação do arquipélago é objeto de discussão desde 1832, quando Darwin visitou a ilha e notou que as rochas do local não eram condizentes com uma origem vulcânica, como as outras ilhas do Atlântico. Os peridotitos milonitizados e serpentinizados que compõem o ASPSP estão associados a processos que ocorrem a altas temperaturas no manto terrestre (TILLEY, 1947; CAMPOS *et al.*, 2012a; SICHEL *et al.*, 2008). O ASPSP seria, então, material mantélico exumado, o que o torna um caso excepcional de ilhas oceânicas que não possuem origem vulcânica.

O material ultramáfico exumado no Atlântico Equatorial foi inicialmente associado

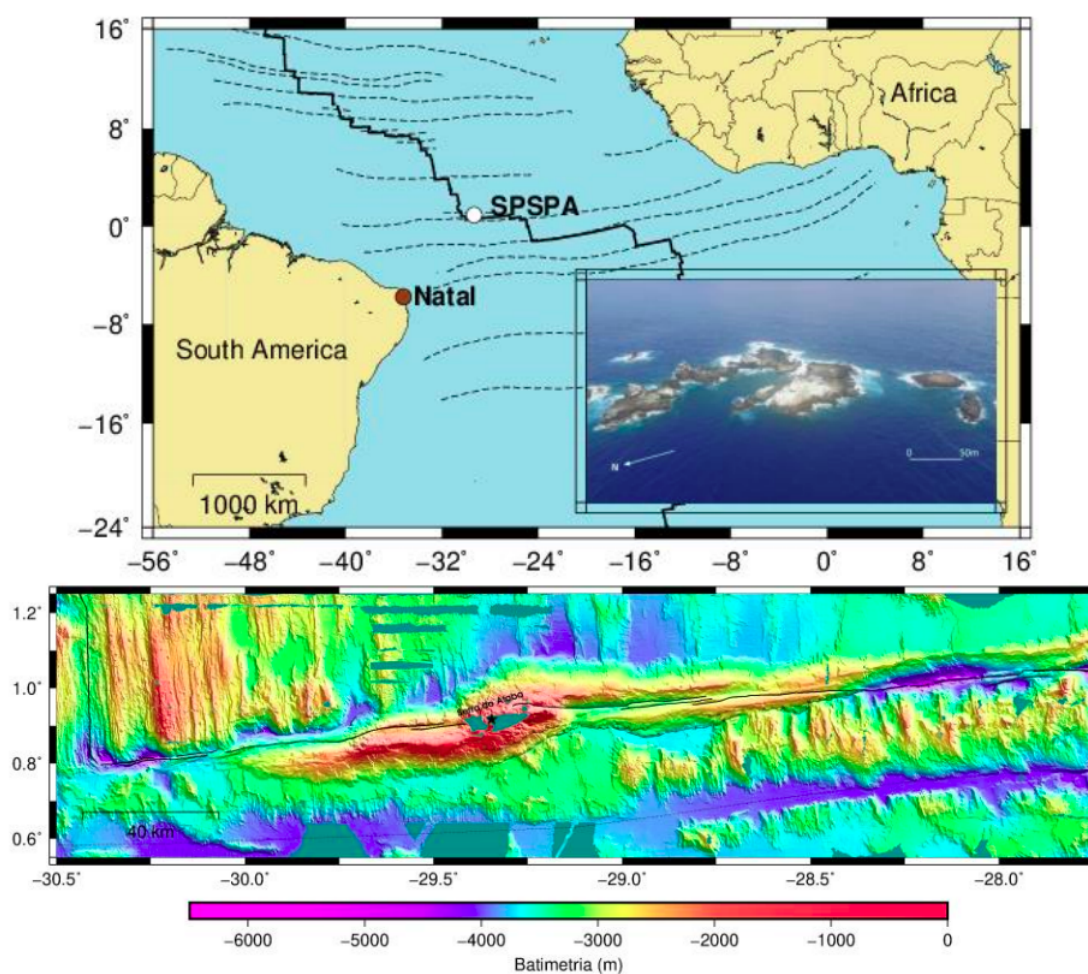


Figura 1 – Na parte superior encontra-se a localização do da Transformante São Paulo no Atlântico Equatorial. Na parte inferior apresenta o mapa batimétrico de [Maia et al. \(2016\)](#) com um zoom no segmento norte da transformante no qual encontra-se o Arquipélago São Pedro São Paulo, a parte emersa da Serra de Atobá. Reproduzido de [Melo \(2019\)](#)

a um possível manto superior anormalmente frio ([HEKINIAN et al., 2000](#); [SCHILLING et al., 1995](#); [BONATTI, 1996](#)) ou uma litosfera fria ([BRUNELLI; SEYLER, 2010](#)). Além disso, outros trabalhos atribuíram a formação do ASPSP à extensão flexural da dorsal [Hekinian et al. \(2000\)](#) ou a esforços de compressão [Palmiotto et al. \(2013\)](#). Considerando que a presença de uma litosfera ou um manto superior frios na região não é convincente, [Maia et al. \(2016\)](#) integraram dados sísmicos e gravimétricos para propor um novo modelo que explicasse o processo de exumação do manto na região.

De acordo com [Maia et al. \(2016\)](#) o segmento norte do Sistema Transformante São Paulo, por volta de 11 Ma, sofreu uma rotação de 5 graus no sentido anti-horário. A mudança na geometria do afastamento entre as placas Africana e Sul-americana gerou um soerguimento inicial relacionado a esforços transtensionais. Posteriormente, entre 10-8

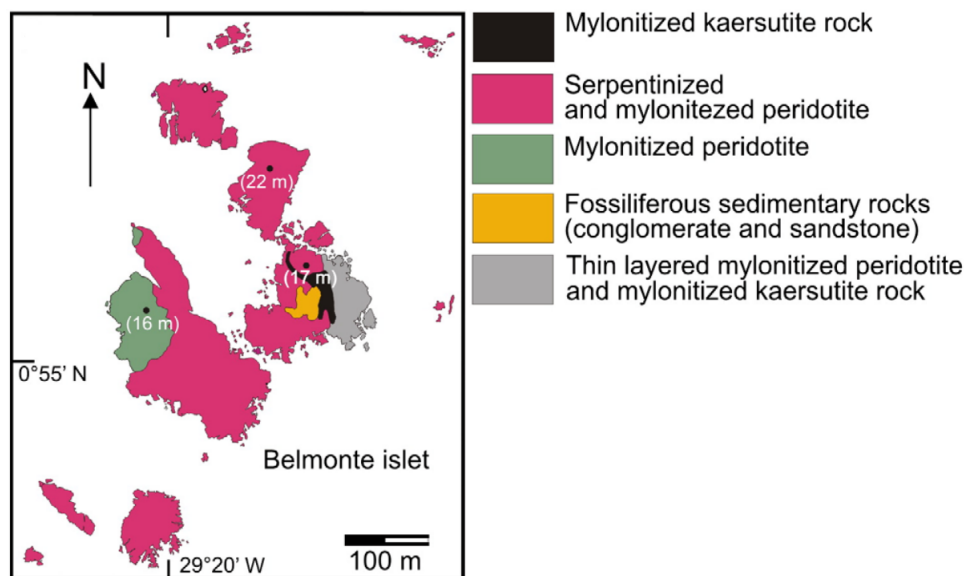


Figura 2 – Distribuição dos principais tipos de rocha que compõem a geologia do Arquipélago São Pedro São Paulo. Reproduzido de [Campos et al. \(2010\)](#).

Ma, o segmento da dorsal Meso-Atlântica começou a migrar progressivamente para o sul, o que fez a transformante acompanhar essa migração. A partir desse momento até os dias atuais a parte central do segmento norte do Sistema Transformante São Paulo está submetido a esforços transpressivos oblíquos que formam as estruturas em forma de flor positiva da qual o ASPSP faz parte. Esta hipótese é corroborada pela presença de falhas de empurrão mapeadas por sísmica de reflexão ao sul do arquipélago e a presença de terremotos compressivos no local ([WOLFE et al., 1993](#)). A Figura 3 esquematiza este processo evolutivo ao longo do tempo geológico.

2.2 Sismicidade

A atividade sísmica em regiões inter-placa é um fenômeno bem conhecido. No contexto de transformantes é esperado a presença de eventos com mecanismos focais *strike-slip*, o que é consistente com o movimento dos blocos em um plano de falha aproximadamente vertical. Porém, devido à existência de falhas de empurrão ao sul do arquipélago, são também catalogados alguns terremotos com mecanismo reverso. De modo geral, os sismos no ASPSP são rasos, apresentando profundidades por volta de 10 km. As magnitudes variam entre pequenas e moderadas, não sendo comum a ocorrência de eventos a partir de 6.0 ML. Além disso, a atividade sísmica é expressivamente maior a distâncias epicentrais menores que 40 km da ilha Belmonte. Em 2012 foram catalogados em torno de 60 eventos no local; o histograma de eventos e a distribuição de magnitudes desses sismos estão apresentadas na Figura 4.

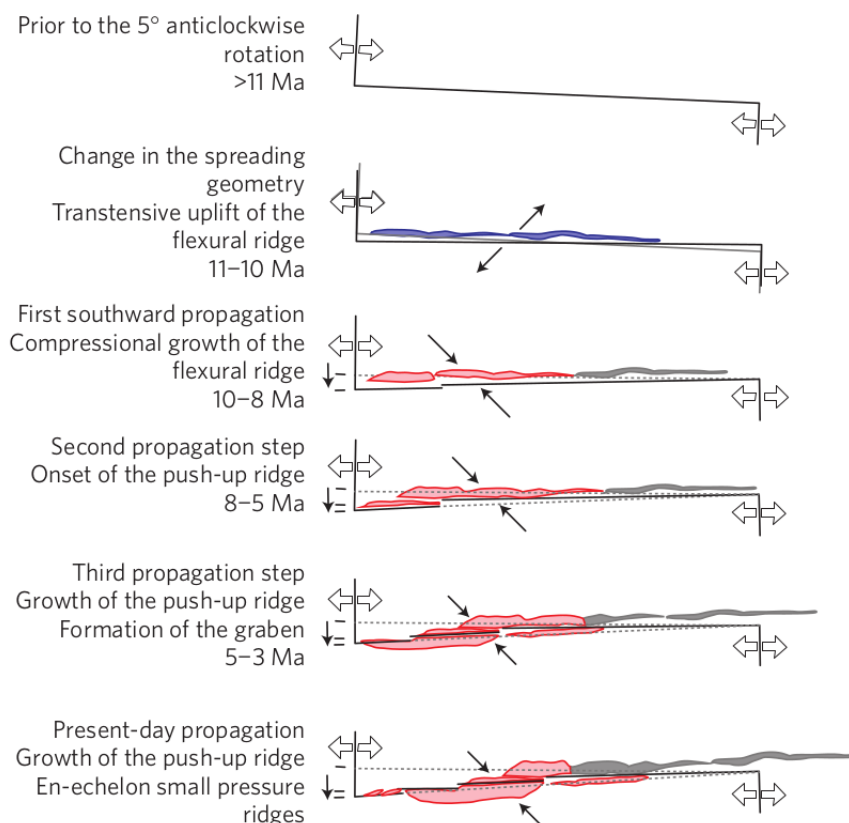


Figura 3 – Esquema mostrando o processo evolutivo do segmento norte do STSP antes da rotação da transformante há 11 Ma (parte superior) até a geometria atual (parte inferior). Reproduzido de [Maia et al. \(2016\)](#)

2.3 Dados e Eventos Analisados

Os dados utilizados neste trabalho foram registrados pela estação sismográfica instalada na ilha Belmonte no ASPSP, um equipamento triaxial de banda larga que funcionava com uma taxa de 50 amostras por segundo. O período analisado vai de abril a dezembro de 2012, um intervalo de tempo praticamente sem *gaps* nos registros que poderiam prejudicar a análise dos resultados. Na Figura 5 é mostrada a disponibilidade de dados dessa estação, os períodos em branco representam períodos em que não houve registro por problemas técnicos ou dados defeituosos eliminados no processo de controle de qualidade. Para o cálculo das autocorrelações foram utilizados os registros contínuos da componente vertical.

Como citado anteriormente foram catalogados por volta de 60 eventos nas proximidades da área de estudo. Porém, não é esperado que todos esses terremotos produzam efeitos visíveis nas funções de autocorrelação calculadas. Então, a princípio foram selecionados os sismos que possivelmente poderiam causar mudanças de velocidade. Neste

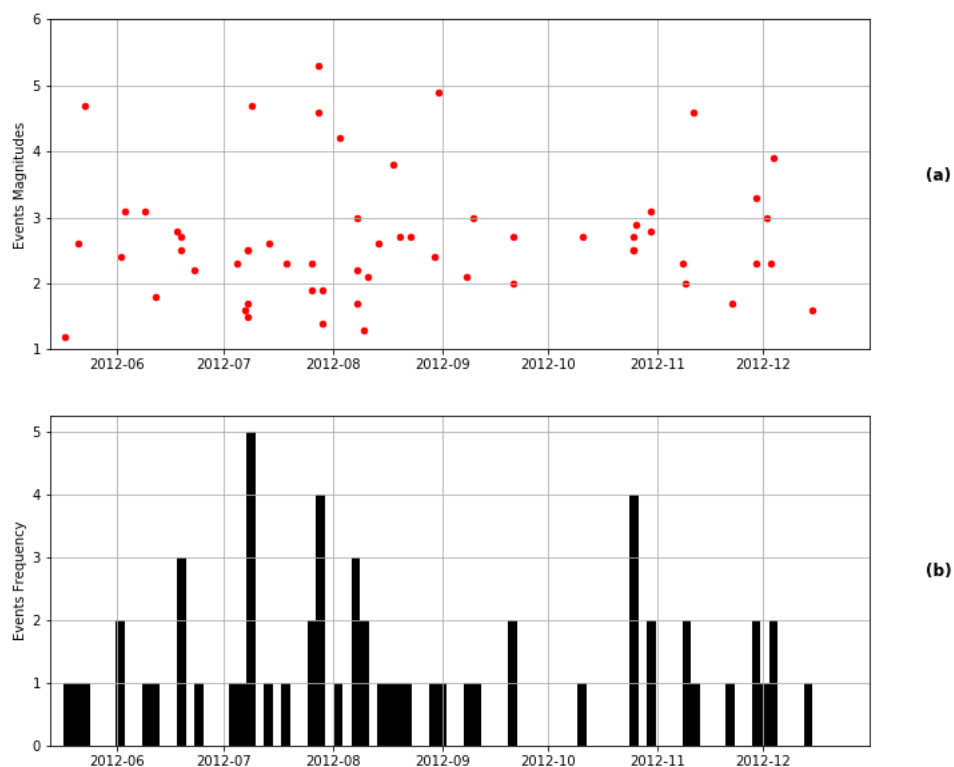


Figura 4 – (a) Distribuição de magnitudes dos terremotos ao longo do período analisado. (b) Histograma dos eventos catalogados.

sentido existem dois fatores importantes a serem considerados: a magnitude e a distância epicentral. É esperado que tremores com magnitudes elevadas afetem uma área mais ampla e apresentem efeitos mais visíveis nas autocorrelações; de modo contrário, a medida que a distância entre o terremoto e o receptor aumenta, as perturbações vão esvanecendo. Deste modo, foram considerados apenas terremotos com $ML \geq 3.0$. E, considerando as características da sismicidade do ASPSP e a área limitada de sensibilidade das autocorrelações, descartou-se terremotos a mais de 40 km de distância da ilha Belmonte. Somente 6 eventos catalogados atenderam a esses critérios. Suas magnitudes, distâncias e datas estão listados na Tabela 1 e sua localização com relação a estação sismográfica é mostrada na Figura 6.

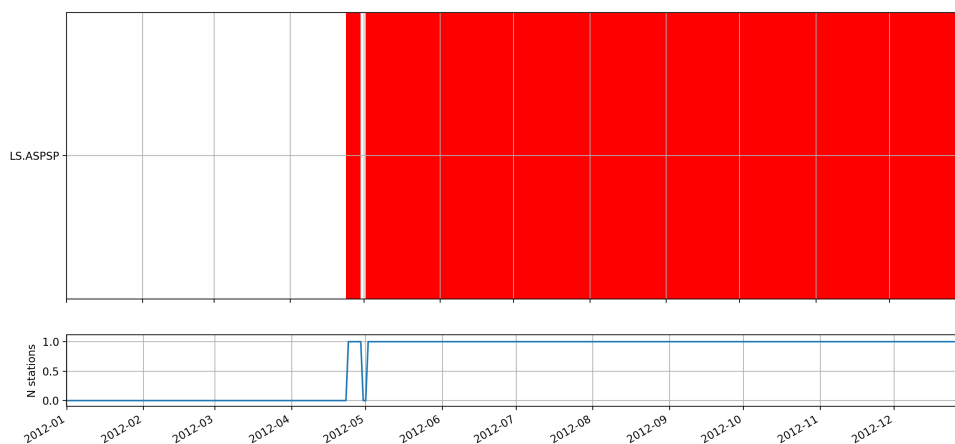


Figura 5 – Disponibilidade de dados da estação ASPSP durante o ano de 2012.

Tabela 1 – Eventos sísmicos selecionados para a análise.

Event	Date	Local Magnitude	Epicentral Distance (km)
EVT01	09-06-2012	3.1	26.7
EVT02	09-07-2012	4.7	26.8
EVT03	08-08-2012	3.0	25.8
EVT04	18-08-2012	3.8	18.1
EVT05	29-11-2012	3.3	20.0
EVT06	04-12-2012	3.9	13.3

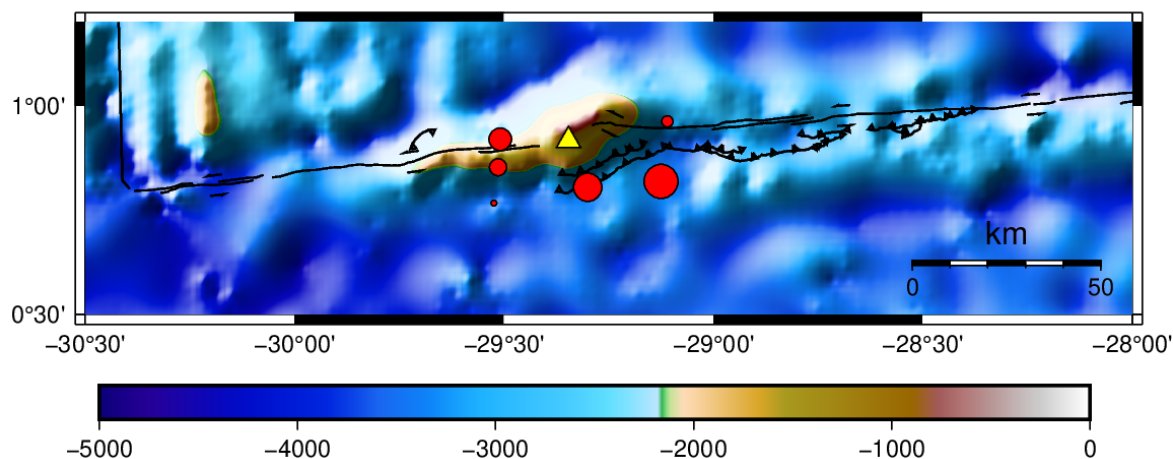


Figura 6 – Localização dos eventos selecionados com relação a estação sísmográfica. O triângulo amarelo indica a estação sísmográfica e os círculos vermelho representam os eventos. O tamanho do círculo é proporcional às magnitudes dos sismos.

3 Interferometria de Ruído Sísmico

Neste capítulo é formalizado o conceito de ruído sísmico ambiente. Ademais, fornecemos embasamento teórico quanto ao princípio básico de funcionamento da interferometria sísmica, discutindo especificamente o caso particular de onda refletida.

3.1 Ruído Sísmico Ambiente

Ruído sísmico ambiental é um termo utilizado para designar todas as vibrações de terra que não possuem uma fonte transiente localizada como os terremotos e as explosões. Essas vibrações podem possuir origem tanto natural (por ex., interação entre oceano e continente, condições meteorológicas, ventos, etc.) quanto cultural (por ex., atividade industrial, trânsito, passos das pessoas, etc.). O ruído sísmico registrado por um sismógrafo é resultado da ação simultânea e contínua de diversas fontes espalhadas pelo meio, dificultando a distinção individual de cada fonte. Entretanto, é possível especular qual a possível natureza das fontes de ruído com base no conteúdo de frequência. [Gutenberg \(1958\)](#) e [Asten \(1978\)](#), por exemplo, postularam que ruídos abaixo de 1 Hz são exclusivamente naturais, acima de 5 Hz predominantemente culturais e entre esses valores há sobreposição de ambos. Não é possível analisar diretamente a forma de onda do ruído sísmico devido ao pouco conhecimento que se tem sobre suas fontes. Entretanto, é possível extrair informações das estruturas em subsuperfície a partir do ruído sísmico através da interferometria sísmica.

3.2 Interferometria Sísmica

A interferometria sísmica é um termo utilizado para se referir à técnica de gerar uma nova resposta sísmica a partir da correlação de dois traços ([WAPENAAR et al., 2010](#)). É possível vê-la como um *redatuming* natural, isto é, uma fonte distante é realocada virtualmente para as proximidades do alvo de interesse. Por vezes é também chamada de recuperação da função de Green, pois ao correlacionar dois registros sísmicos se obtém a resposta impulsiva entre os receptores convolvida com a função fonte. Esta podendo ser tanto uma fonte controlada (por ex., explosões) quanto natural (por ex., ruído sísmico ambiente e terremotos).

[Aki \(1957\)](#) foi o primeiro a propor a recuperação da função de Green por meio da autocorrelação espacial (SPAC) de ondas superficiais. Enquanto [Claerbout \(1968\)](#) mostrou a viabilidade de se obter a resposta de refletividade de um meio estratificado autocorrelacionando ondas acústicas planas transmitidas com incidência vertical. Anos mais tarde, [Shapiro e Campillo \(2004\)](#) demonstraram que era possível recuperar ondas de

superfície através da correlação cruzada de ruído sísmico ambiente. A partir de então o campo de pesquisas sobre a estrutura crustal usando interferometria de ruído sísmico se consolidou e se expandiu em uma gama de aplicações.

A Figura 7 ilustra o princípio básico de funcionamento da interferometria sísmica. Temos dois receptores (X_A, X_B) instalados na superfície de um meio estratificado, no qual estão distribuídos fontes pontuais (círculos azuis) que agem simultaneamente emitindo ondas sísmicas (as linhas onduladas). A explicação a seguir pode ser estendida para qualquer uma das fases representadas: direta (amarela), refletida (vermelha) ou duplamente refletida (azul). Por simplicidade, podemos nos concentrar apenas na onda em amarelo. No lado esquerdo da ilustração um pulso é emitido por alguma fonte arbitrária, sendo registrado na estação X_A num tempo t_A , a onda continua a se propagar até atingir a estação X_B com o tempo de percurso $t_B = t_A + t_{AB}$. Ao realizar a operação de correlação cruzada entre os traços registrados em ambas as estações obtemos o que pode ser observado no lado direito da figura. O tempo comum aos dois sismogramas (t_A) é eliminado, fazendo com que agora o pulso seja realocado para o tempo de percurso t_{AB} . Isto é, o resultado obtido equivale a um pulso registrado em X_B como se tivesse sido emitido por um fonte virtual na posição de X_A . Logo, a interferometria sísmica permite que possamos extrair informação da subsuperfície sem a necessidade de conhecer a fonte real da vibração em análise.

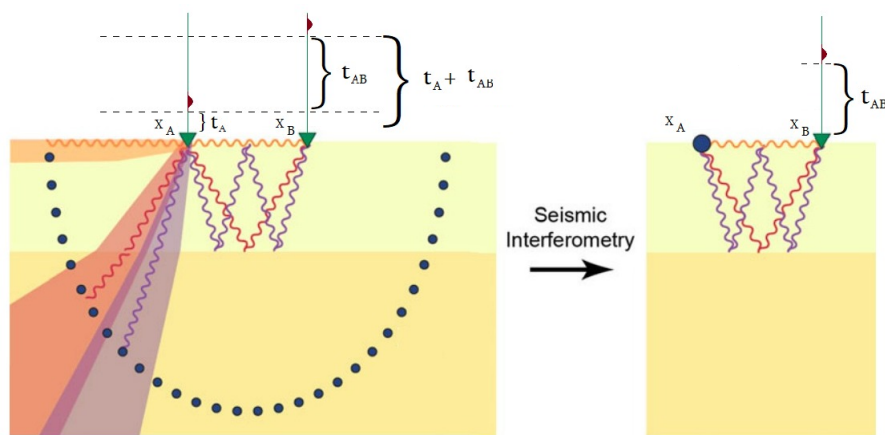


Figura 7 – Esquemática do princípio básico da interferometria sísmica. Os triângulos verdes indicam a localização dos receptores na superfície, os círculos azuis indicam as posições das fontes em profundidade. As linhas onduladas indicam o percurso dos pulsos emitidos por essas fontes arbitrárias. As linhas verticais em verde acima dos receptores representam um a resposta sísmica simplificada, na qual os pulsos vermelhos indicam o registro da chegada de uma onda. Adaptado de [Draganov e Ruigrok \(2015\)](#).

3.2.1 Interferometria de Onda Refletida

Neste trabalho tivemos apenas uma estação para investigar a área de estudo. O que faz as análises caírem em um caso particular da interferometria, no qual se considera o receptor e a fonte virtual estando co-localizados. Logo, não há uma fase direta e o que se obtém é a refletividade das estruturas abaixo da estação, como já mencionado anteriormente (CLAERBOUT, 1968). Para formalizar matematicamente e entender melhor essa situação seguiremos a abordagem de Wapenaar et al. (2010) para explicar a interferometria de onda refletida. Primeiro, iremos considerar um meio homogêneo sem perdas com uma camada sobre um semi-espço (ver Figura 8(a)). Em profundidade, há uma fonte impulsiva emitindo uma onda plana para cima que atinge a superfície em um tempo $t = t_0$. Vamos assumir os coeficientes locais de transmissão, reflexão na interface sísmica e reflexão na superfície livre sendo τ , r e -1 , respectivamente. Então, a primeira chegada a ser registrada será a fase transmitida igual a $\tau\delta(t - t_0)$; após refletir na superfície e, em seguida, na interface a segunda chegada será $(t - t_0 - \Delta t)$, onde Δt corresponde ao duplo percurso dentro da camada; e assim sucessivamente. Logo, a resposta de transmissão global $T(t)$ registrada pelo receptor será uma série de pulsos com amplitudes $a_0 = \tau$, $a_1 = -r\tau$, $a_2 = r^2\tau$, $a_3 = -r^3\tau$, etc. e intervalo regular Δt (ver Figura 8(b)).

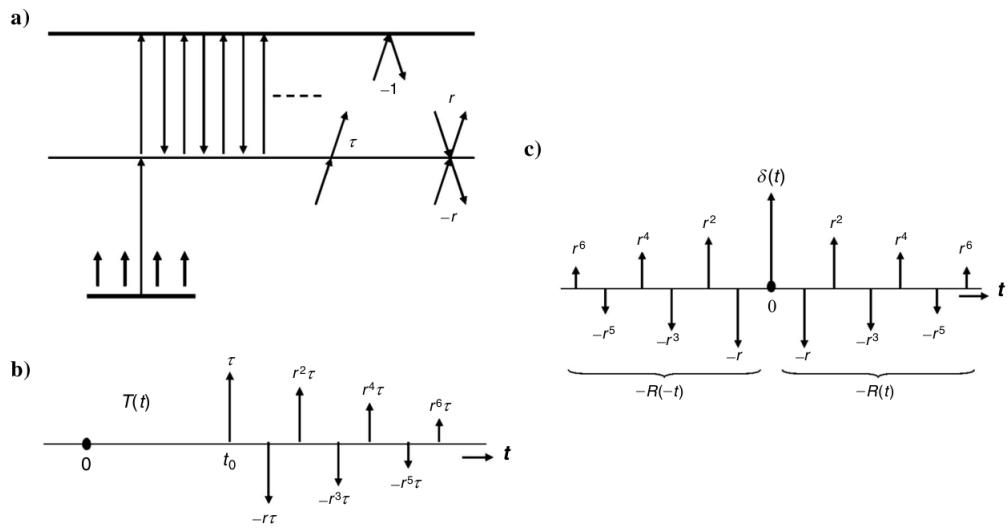


Figura 8 – Refletividade a partir das respostas de transmissão. (a) Meio como uma camada sob um semi-espço com uma fonte impulsiva no semi-espço emitindo uma onda plana para cima. (b) A resposta de transmissão $T(t)$ observada na superfície livre. (c) Autocorrelação $T(t) * T(-t)$. A parte causal, além do sinal de menos, corresponde a resposta de reflexão $R(t)$. Reproduzido de Wapenaar et al. (2010).

Ao autocorrelacionar a resposta de transmissão global, $T(t) * T(-t)$, teremos uma nova série temporal composta por $\delta(t)$ para o lag zero, $-r\delta(t - \Delta t)$ para $t = \Delta t$, $r^2\delta(t - 2\Delta t)$ para $t = 2\Delta t$, $-r^3\delta(t - 3\Delta t)$ para $t = 3\Delta t$, etc. (ver Figura 8(c)). Isto é, o resultado obtido

equivale a resposta global de reflexão ($R(t)$) com um sinal negativo para indicar que a meio está sendo amostrado a partir da superfície livre, onde a fonte virtual está localizada. Matematicamente, temos:

$$T(t) * T(-t) = \delta(t) - R(t) - R(-t) \quad (3.1)$$

Em dados reais as fontes sísmicas são mais complexas que um delta de Dirac ($\delta(t)$ - uma fonte impulsiva). Então, a expressão deve ser generalizada para o caso de sinais transientes ou de ruído ambiente. Para isso, podemos considerar $u(t) = T(t) * N(t)$ como sendo o campo de onda que viaja em direção a superfície, onde $N(t)$ representa o ruído emitido pela fonte no semi-espaco. Assim, ao autocorrelacionar de $u(t)$ obtemos a Equação 3.2, na qual $S_N(t)$ representa a autocorrelação do ruído. Ou seja, a função de autocorrelação do registro de ruído ambiente corresponde à resposta de reflexão do meio abaixo da estação que o registrou, convolvida com a autocorrelação da fonte de ruído.

$$\langle u(t) * u(-t) \rangle = S_N(t) - \{R(t) + R(-t)\} * S_N(t) \quad (3.2)$$

4 Processamento e Métodos

Neste capítulo será descrito todos os processos de tratamento e métodos pelos quais os dados foram submetidos e, por fim, apresentaremos os resultados obtidos. O fluxograma de processamento seguido neste trabalho está ilustrado na Figura 9.

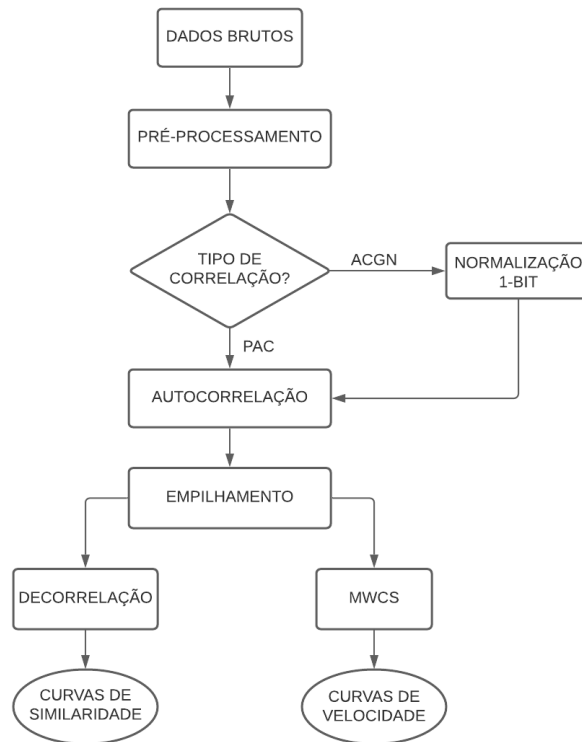


Figura 9 – Fluxograma de processamento.

4.1 Pré-processamento

A etapa de pré-processamento objetiva preparar o dado e realçar a parte que é de interesse para esta investigação. O dado bruto consistia em sismogramas de 24 horas com taxa de amostragem de 50 Hz. Para reduzir o custo computacional das etapas seguintes os registros foram reamostrados para 10 Hz e cortados em janelas de 1 hora. Em seguida, removeu-se a tendência e a média em todas as janelas obtidas. Por fim, filtrou-se os sismogramas entre 0.1 Hz e 0.5 Hz para selecionar a banda de frequência a ser trabalhada.

4.1.1 Normalização 1-bit

É uma normalização realizada no domínio do tempo com o objetivo de suprimir grandes amplitudes associadas à ocorrência de terremotos. Recebe esse nome porque todas as amplitudes são igualadas a 1 (positivo ou negativo), conservando apenas a informação de fase da forma de onda. Esta é uma etapa necessária apenas quando se vai calcular as funções de autocorrelação pelo método clássico, que será discutido na seção seguinte.

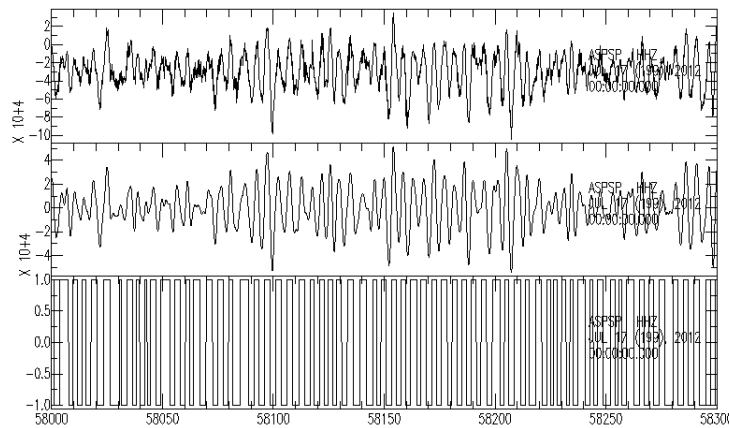


Figura 10 – Pré-processamento de 1 hora do sismograma da estação ASPSP registrado no dia 17 de julho de 2012. (a) Dado bruto. (b) Dado filtrado, com a média e a tendência removidas. (c) Dado após a normalização 1-bit.

Na Figura 10 são ilustrados os efeitos das etapas de pré-processamento em 5 minutos do sismograma do dia 17 de julho de 2012. Na parte superior está o dado bruto com componentes de alta frequência e a forma de onda deslocada do zero em relação ao eixo vertical. Estes problemas são corrigidos por meio da filtragem e remoção da média, o efeito de remover a tendência não é visível dentro dessa janela de tempo. Na parte inferior da figura está o dado após a aplicação da normalização 1-bit, no qual é possível observar todas os valores de amplitudes iguais a 1 positivo ou negativo.

4.2 Autocorrelações

A correlação cruzada consiste numa medida de similaridade entre duas séries temporais em função do *lag* de tempo. A medição é feita deslocando progressivamente uma das formas de onda sobre a outra e somando o produto cruzado das amostras dentro da janela de tempo comum as duas formas de onda. Nos *lags* que ambas são similares haverá picos de amplitude e, no caso contrário, haverá amplitudes menos proeminentes. Autocorrelação é o nome dado ao caso particular no qual as duas séries temporais envolvidas são idênticas.

Adotamos duas abordagens distintas para calcular as funções de autocorrelação neste trabalho. A primeira delas sendo a correlação clássica normalizada geometricamente (CCGN ou ACGN), definida matematicamente como

$$c_{CCGN}(t) = \frac{\sum_{\tau=\tau_0}^{\tau_0+T} s_1(t+\tau)s_2(\tau)}{\sqrt{\sum_{\tau=\tau_0}^{\tau_0+T} s_1(t+\tau)^2 \sum_{\tau=\tau_0}^{\tau_0+T} s_2(\tau)^2}}; \quad (4.1)$$

sendo que o numerador da expressão representa a correlação clássica entre duas formas de onda s_1 e s_2 , enquanto o denominador consiste na média geométrica da energia dos dois sinais. Na Equação 4.1 temos T representando a janela de tempo comum aos dois traços, t os *lags* e τ o tempo. Como é possível observar nesta metodologia é levando em consideração toda a informação, amplitude e fase, das formas de onda. Conseqüentemente, sinais que apresentam amplitudes tipicamente altas (por ex., os terremotos) mascaram o ruído ambiente e podem induzir a interpretações errôneas nos resultados. Logo, para calcular as funções de autocorrelação por ACGN é necessário aplicar normalizações que mitiguem esses efeitos previamente.

A segunda metodologia é conhecida como correlação por fase (PCC ou PAC) de Schimmel (1999). Nesta abordagem é gerado o traço analítico $S(t)$ a partir do traço real $s(t)$ por meio da transformada de Hilbert $H[]$ (ver Equação 4.2). Com o sinal complexo é possível separar as informações de amplitude $A(t)$ e de fase $e^{i\phi(t)}$, o que permite que o PAC calcule a coerência entre dois sinais fazendo o somatório de suas fases e desconsiderando as amplitudes. Isto faz com que não seja necessário nenhuma normalização para mitigar os efeitos dos terremotos antes de aplicar a PAC. A Equação 4.3 apresenta a relação matemática deste método, onde ϕ e θ representam as fases instantâneas das formas de onda e ϑ é um fator que controla a sensibilidade e foi adotado como sendo igual a 1 aqui.

$$S(t) = s(t) + iH[s(t)] = A(t)e^{i\phi(t)} \quad (4.2)$$

$$c_{PCC}(t) = \frac{1}{2N} \sum_{\tau=\tau_0}^{\tau_0+T} |e^{i\phi(t+\tau)} + e^{i\theta(\tau)}|^{\vartheta} - |e^{i\phi(t+\tau)} - e^{i\theta(\tau)}|^{\vartheta} \quad (4.3)$$

As autocorrelações foram calculadas, em ambas as metodologias, para os *lags* de 0 a 160 segundos. É esperado que as caudas de onda estejam contidas nos tempos de atraso mais longo, pois são espalhadas e refletidas diversas vezes antes de chegarem no receptor. Devido a isso as etapas seguintes do processamento foram aplicadas para os *lags* maiores (60 - 160 s), pois objetivamos trabalhar com as fases que são mais sensíveis as mudanças que o mesmo sofre.

4.3 Empilhamento

O empilhamento é aplicado nas funções de autocorrelação com o objetivo de melhorar a razão sinal/ruído das mesmas. Portanto, proporciona maior facilidade em identificar feições nos autocorrelogramas e aumenta a estabilidade das estimativas de decorrelação e variação de velocidade. Existem diferentes abordagens para empilhar traços sísmicos, a utilizada aqui foi o empilhamento linear (ver Equação 4.4). Este é similar à média aritmética, ou seja, todos os traços (c_i) são somados e depois normalizados por sua quantidade ($\frac{1}{N}$).

$$C_{linear}(t) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N c_j(t) \quad (4.4)$$

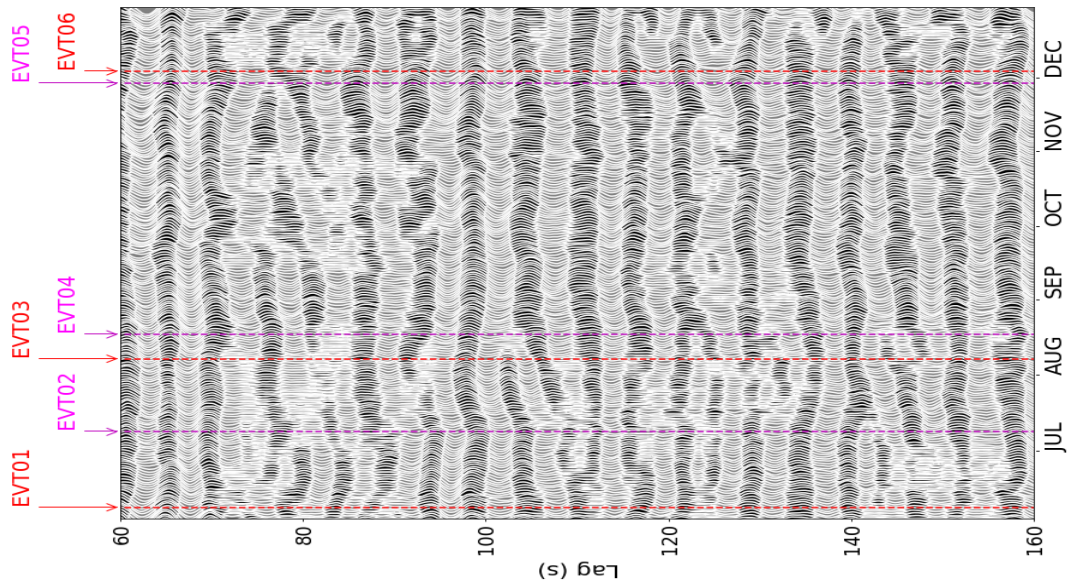
Nesta etapa são gerados dois tipos de traços típicos das investigações de monitoramento: um traço referência que represente o *background* das estruturas e vários traços correntes que amostram as perturbações que o meio sofre. O único requisito para gerar ambos é que o número de traços empilhados para o traço de referência seja muito maior que o número para os traços correntes. Aqui definimos o traço de referência como sendo o empilhamento de todas as funções de autocorrelação calculadas no período em análise.

O tamanho da janela temporal de empilhamento para gerar os traços correntes não deve ser escolhido levando em consideração somente a razão sinal/ruído do resultado obtido. É necessário manter uma resolução temporal na qual seja possível observar as variações de velocidade, pois quanto mais longas as janelas mais difícil será identificar essas perturbações. Os traços correntes foram gerados com janelas móveis com comprimento de 20 e 30 dias para o último dia de cada janela.

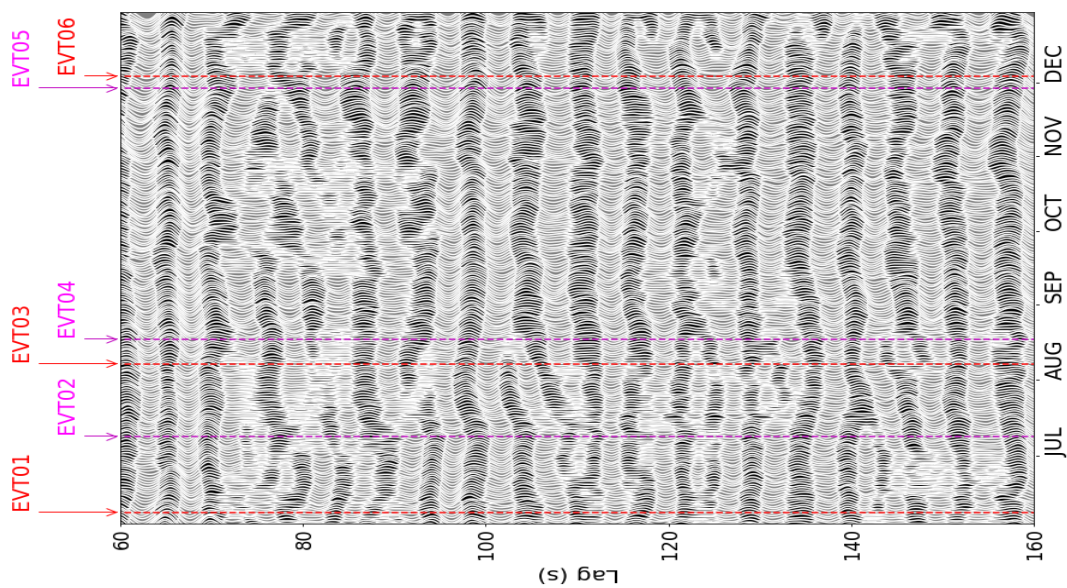
Na Figura 11 encontram-se os autocorrelogramas para os empilhamentos com janelas móveis de 20 e 30 dias tanto para o ACGN quanto PAC. As linhas tracejadas indicam a data de ocorrência dos terremotos analisados; a distinção de cores (magenta e vermelho) foi adotada de acordo com os efeitos dos terremotos nos valores de velocidade (ver Capítulo 5). A primeira característica mais evidente é que não há uma diferença significativa entre as seções obtidas com as duas metodologias utilizadas para calcular as funções de autocorrelação. Após a ocorrência de todos é possível identificar os pulsos ocorrendo em tempos de atraso menores ou maiores. Isto pode ser interpretado como o primeiro indicativo que ocorreram alterações na posição dos *scatters* em subsuperfície. É interessante observar que para os correlogramas de 30 dias as perturbações começam a se esvaecer. Devido a isso, para manter uma boa resolução temporal, as etapas seguintes do processamento foram aplicadas para as funções de autocorrelação obtidas com as janelas móveis de 20 dias.

4.4 Metodologias de Monitoramento de Variações de Velocidade

Após gerar os traços correntes e de referência é necessário compará-los para avaliar a evolução temporal das mudanças no meio. Neste trabalho foram adotados duas metodologias que medem tipos distintos de parâmetros para esse fim. A primeira abordagem é a Decorrelação, que mede a similaridade entre os traços ao longo do intervalo de tempo em

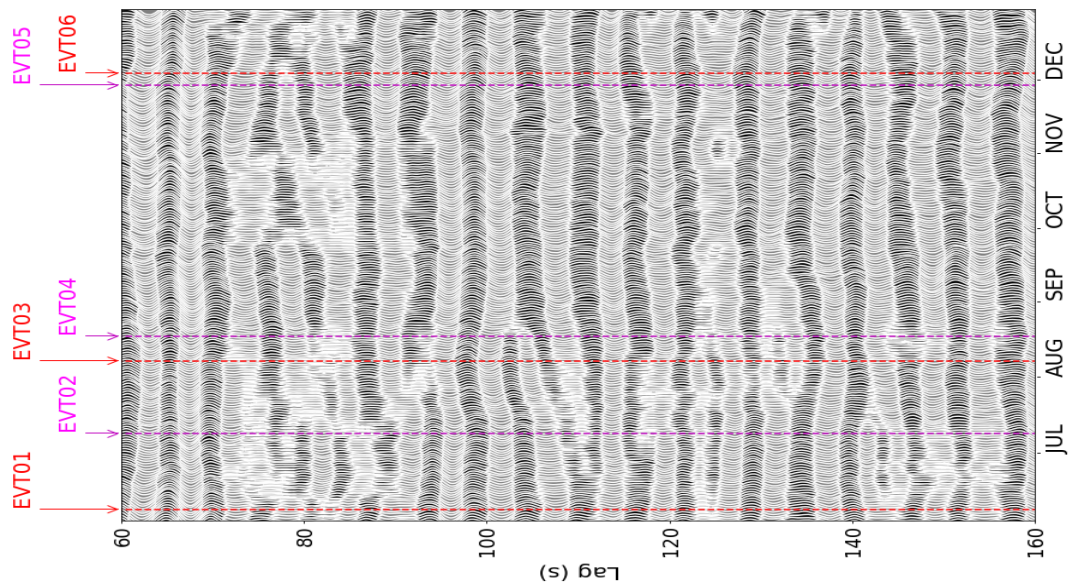


(a) Empilhamento de 20 dias para ACGN.

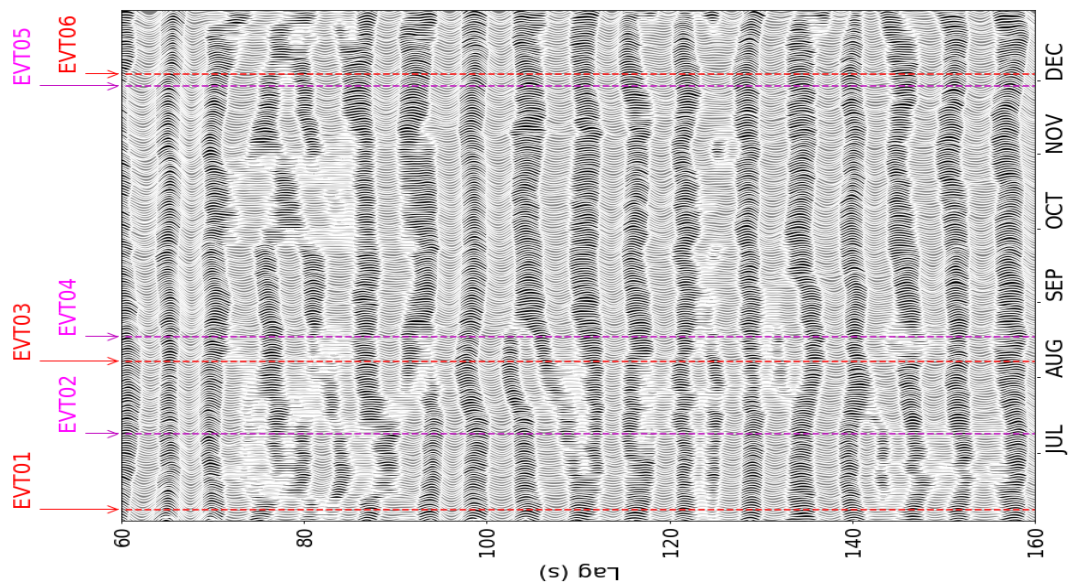


(b) Empilhamento de 20 dias para PAC.

Figura 11 – Testes de empilhamento para as funções de autocorrelações. As linhas verticais vermelhas indicam o dia da ocorrência dos eventos sob análise.



(c) Empilhamento de 30 dias para ACGN.



(d) Empilhamento de 30 dias para PAC.

Figura 11 – Testes de empilhamento para as funções de autocorrelações. As linhas verticais vermelhas indicam o dia da ocorrência dos eventos sob análise.

análise. Em paralelo, usou-se o *Moving Window Cross Spectral* para estimar as variações de velocidade. A seguir serão descritos em detalhe o funcionamento dos dois métodos.

4.4.1 Decorrelação

As curvas de decorrelação são uma ferramenta para analisar a similaridade entre o traço de referência e os traços correntes ao longo do tempo. As quedas nos valores de correlação entre as séries temporais envolvidas são o primeiro indicativo que ocorreu mudanças nas estruturas em subsuperfície. Entretanto esse parâmetro não é capaz de distinguir se houve aumento ou diminuição de velocidade. As curvas de decorrelação foram obtidas calculando o coeficiente de correlação de acordo com a Equação 4.5 para cada dia com os traços alinhados, na qual n indica o número de amostras de cada traço, tr é o traço de referência, $tc(day)$ é o traço corrente para cada dia.

$$CC(day) = \frac{\sum_{i=1}^n tr_i tc_i(day)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n tr_i tr_i \sum_{i=1}^n tc_i(day) tc_i(day)}} \quad (4.5)$$

Na Figura 12 são apresentadas as curvas de decorrelação para diferentes janelas obtidas para as funções de autocorrelação calculadas por ACGN e PAC. As quatro primeiras (Figura 12(a-d)) são para janelas temporais de 40 segundos sobrepostas e a última (Figura 12(e)) para todo o comprimento de $lags$ em análise (60 - 160). As curvas para ACGN e PAC são praticamente iguais em todos os casos, divergindo apenas na parte inicial do período em análise, no qual a similaridade para PAC é ligeiramente maior que para ACGN. De modo geral, as mesmas feições são observáveis para todos as janelas, apresentando quedas de similaridades após a ocorrência dos terremotos selecionados (linhas verticais tracejadas).

É notável que para os primeiros $lags$ (60 -100) as quedas de similaridades são mais suaves que para as outras janelas. Isto é um indicativo que essa parte das funções de autocorrelação são pouco sensíveis as mudanças em subsuperfície. As variações nos coeficientes de correlação se tornam mais abruptas para os $lags$ 80 - 120 e 100 - 140 durante o mês de julho (após o evento de 4.7 ML) e para 120 - 160 em dezembro (depois dos sismos de 3.5 e 3.9). Em algumas curvas é possível observar uma pequena queda de similaridade (variando entre 0.8 e 0.6) por volta do fim de outubro e começo de março que não está associada a nenhum dos terremotos que foram escolhidos previamente, mas é pouco significativa se comparada as outras. Para a última janela (Figura 12(e)) que engloba os $lags$ de 60 a 160 as curvas se tornam mais suaves e estáveis, mantendo as principais feições que indicam perturbações associadas aos sismos.

4.4.2 Moving Window Cross Spectral - MWCS

A técnica de *Moving Window Cross Spectral* (MWCS) foi inicialmente desenvolvida por Poupinet et al. (1984) para investigar mudanças de velocidade entre terremotos

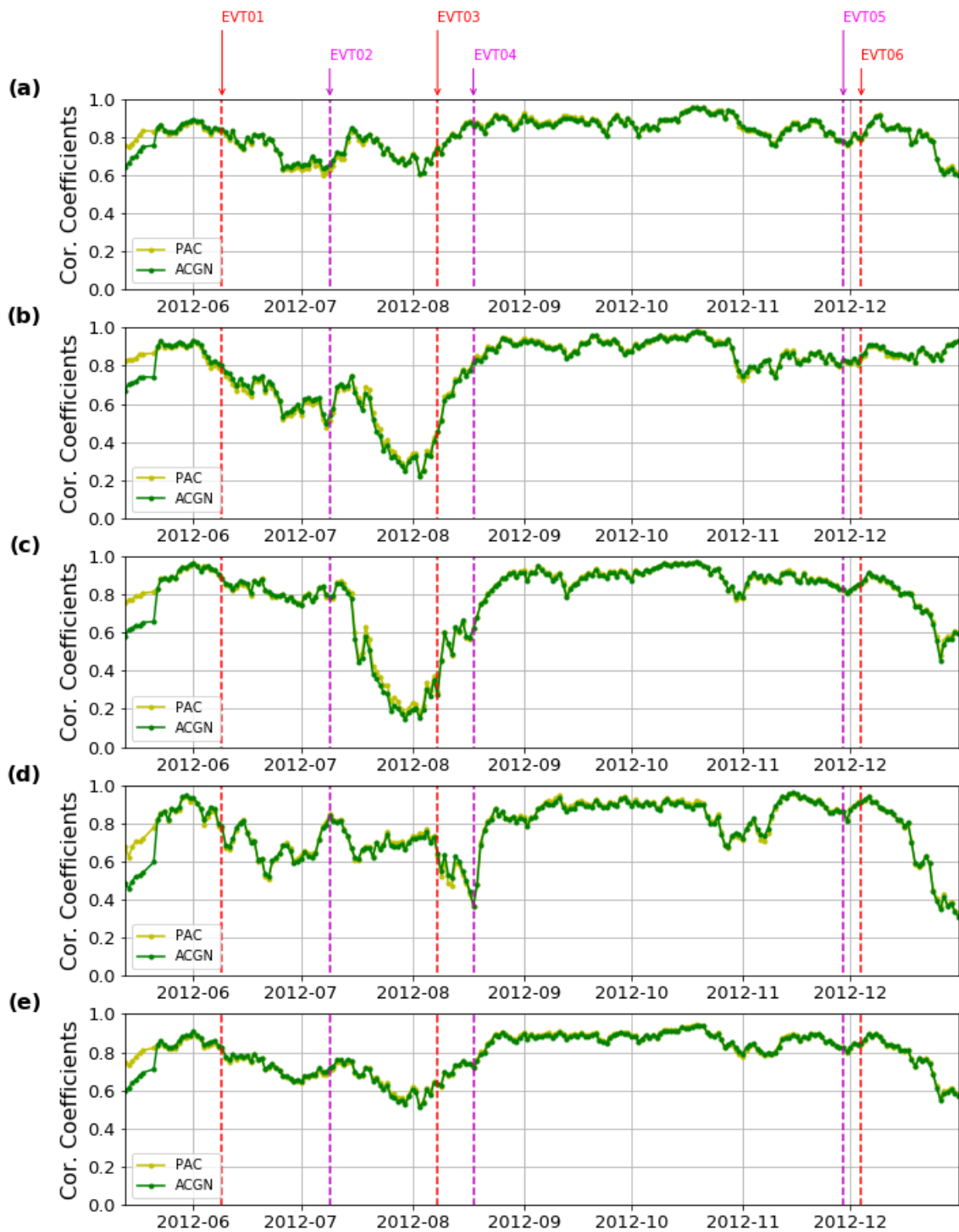


Figura 12 – Curvas de decorrelação para diferentes janelas de tempo para o empilhamento de 20 dias. (a) 60 - 100 s. (b) 80 - 120 s. (c) 100 - 140 s. (d) 120 - 160 s. (e) 60 - 160 s.

co-localizados. Posteriormente, [Brenquier et al. \(2008\)](#) expandiu a aplicabilidade da metodologia usando os registros de ruído sísmico ambiente de maneira análoga a *doublets* de sismos. Neste trabalho foi aplicado a abordagem proposta por [Clarke et al. \(2011\)](#), uma adaptação que insere na regressão linear pesos baseados nas medidas de coerência e espectro cruzado.

O MWCS parte do princípio que o meio amostrado sofre homoganeamente perturbações na estrutura elástica (velocidades sísmicas) que produzirão, proporcionalmente, variações nos tempos de atraso nos traços correntes em relação ao de referência. Assim um aumento de velocidade causará uma redução nos tempos de atraso e vice-versa. Esta relação está expressa na Equação 4.6, na qual t representa os *lags*, δt os tempos de atraso e $\delta v/v$ as perturbações de velocidade.

$$\frac{\delta t}{t} = -\frac{\delta v}{v} \quad (4.6)$$

A metodologia pode ser separada em quatro etapas distintas: (1) janelamento e preparação dos traços, (2) medição dos espectros e coerências cruzadas para as janelas, (3) cálculo dos tempos de atraso e (4) estimativa das variações de velocidade. O primeiro passo consiste em definir as janelas sobrepostas para todas as funções de autocorrelação empilhadas. O tamanho e o quão sobrepostas serão as janelas foram definidas por tentativa e erro. Os melhores resultados alcançados foram obtidos com sobreposição de 30 % (passo de 7 segundos) para janelamentos de 10 segundos para os *lags* de interesse. Em seguida aplicou-se uma função *taper*, o ajuste da média e a transformada de Fourier em todas as janelas.

Foram calculados, então, os espectros e coerências cruzadas entre cada janela dos traços correntes com sua correspondente no traço de referência. Na Equação 4.7 temos que o espectro cruzado, $X(f)$, corresponde ao produto entre o complexo conjugado do espectro corrente com o espectro de referência. Porém, como a informação de fase do espectro cruzado será útil na estimativa dos tempos de atraso, podemos visualizá-lo em termos de sua amplitude ($|X(f)|$) e sua fase ($e^{i\phi(f)}$).

$$X(f) = F_{ref}(f)F_{cur}^*(f) = |X(f)|e^{i\phi(f)} \quad (4.7)$$

Neste ponto também é definido outro parâmetro importante, a coerência cruzada ($C(f)$) que será usada nas estimativas dos tempos de atraso. O MWCS requer que as duas séries temporais envolvidas nas estimativas sejam similares, apesar do deslocamento temporal entre elas. A $C(f)$ é uma medida de similaridade que [Clarke et al. \(2011\)](#) utiliza nos pesos da regressão linear que calcula δt . Na Equação 4.8 temos que $C(f)$ é definida pela divisão espectral entre as versões suavizadas da amplitude do espectro cruzado e dos

espectros correntes e de referência.

$$C(f) = \frac{|\overline{X(f)}|}{\sqrt{|F_{ref}(f)|^2 |F_{cur}(f)|^2}} \quad (4.8)$$

Para executar a terceira etapa, assume-se somente a informação de fase do espectro cruzado para cada janela; designada por ϕ_j , sendo j o índice da janela. A relação matemática utilizada está expressa na Equação 4.9. Esta apresenta a informação de fase sendo proporcional a informação de frequência (f_j) por meio de um valor m , que corresponde ao produto entre o tempo de atraso (δt) e 2π . Assim, as estimativas de δt são inicialmente calculadas através de uma regressão linear ponderada para m de acordo com a Equação 4.10.

$$\phi_j = m f_j, \quad \text{sendo } m = 2\pi \delta t \quad (4.9)$$

O erro associado a m (e_m) é estimado utilizando a regra de propagação de erros. Com esses valores é possível calcular os tempos de atraso de cada janela (δt_j) e os seus erros ($e_{\delta t_j}$) dividindo m e e_m por 2π , respectivamente. Na Figura 13 são apresentadas as estimativas dos tempos de atraso para o dia 16 de dezembro de 2012.

$$m = \frac{\sum_{j=l}^h w_j f_j \phi_j}{\sum_{j=l}^h w_j f_j^2}, \quad \text{sendo } w_j = \sqrt{\frac{C_j^2}{1 - C_j^2}} \sqrt{|X_j|} \quad (4.10)$$

Por fim, podemos estimar as perturbações de velocidade ($\delta v/v$) a partir dos valores de δt usando a Equação 4.6. Rearranjando os termos e tomando a como uma possível deriva instrumental e b como a variação de velocidade, temos a Equação 4.11, na qual N indica o número de medições de δt realizadas.

$$\delta t_i = a + b t_i, \quad \text{sendo } i = 1, \dots, N \quad (4.11)$$

Novamente aplicou-se uma regressão linear ponderada para $b = -\delta v/v$. Desta vez os pesos (p_i) utilizados foram definidos usando os erros associados aos tempos de atraso ($p_i = 1/e_{\delta t_i}^2$). A relação final é dada na Equação 4.12, onde os parênteses angulares indicam uma média ponderada dos valores. Por fim, encontramos uma estimativa de perturbação de velocidade diárias para o conjunto de dados em análise. Na Figura 14 são mostradas as medições calculadas em função dos dias do ano de 2012.

$$b = \frac{\sum p_i (t_i - \langle t \rangle) \delta t_i}{\sum p_i (t_i - \langle t \rangle)^2} \quad (4.12)$$

As curvas de variação de velocidade apresentam um pouco de instabilidade, algo já esperado considerando que a área de estudo possui apenas uma estação instalada. Em

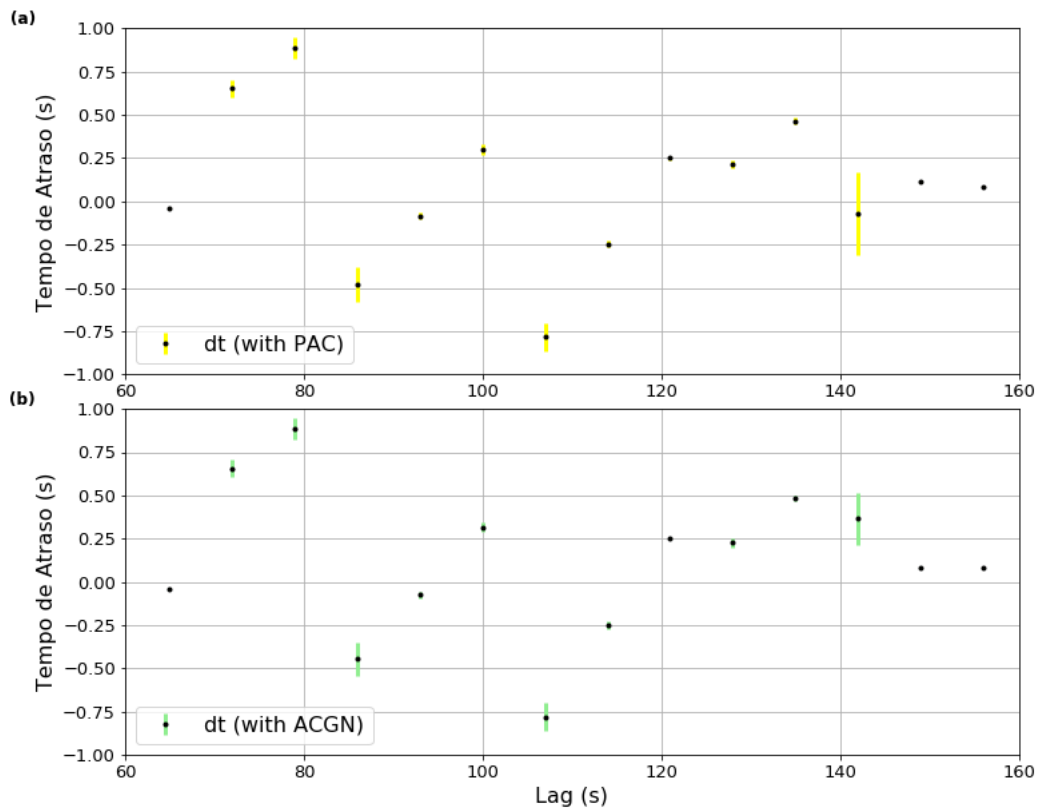


Figura 13 – Estimativas dos tempos de atraso com seus erros associados para o dia 16 de dezembro de 2012. Na parte superior são os resultados para PAC e na parte superior para ACGN.

geral, as pesquisas de monitoramento geram essas curvas como uma média das estações sismográficas no local. Entretanto, podemos observar feições que indicam alterações na estrutura elástica. As mudanças mais evidentes são aumentos entre 0.02 e 0.04 % nos valores de velocidade que são vistas após ocorrência dos eventos demarcados pelas linhas tracejadas em vermelho. Há também alguns terremotos, indicados pelas linhas tracejadas em magenta, que depois de sua ocorrência há diminuições nos valores da velocidades sísmicas. É interessante ressaltar que as perturbações de velocidade nas curvas obtidas pelo MWCS apresentam correlação temporal com as quedas de similaridades identificadas nas curvas de decorrelação. Discussões em mais detalhes sobre os resultados obtidos são apresentadas no próximo capítulo.

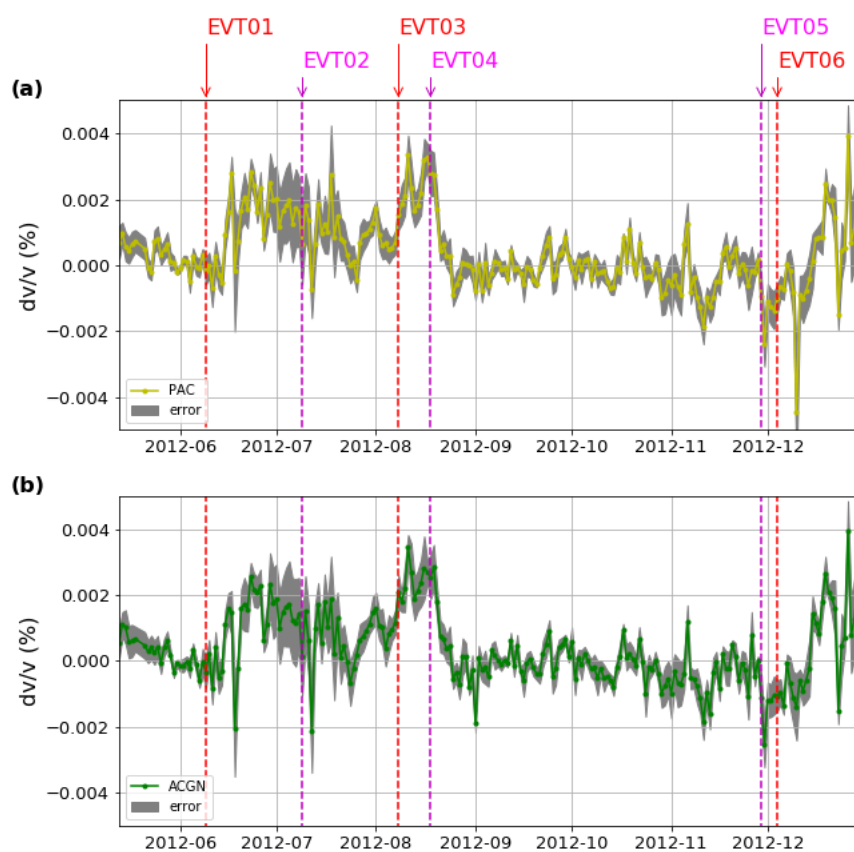


Figura 14 – Estimativas de variações de velocidade obtidas para ambos os tipos de funções de autocorrelações calculadas, (a) por fase e (b) normalizada geometricamente. As linhas verticais tracejadas indicam a ocorrência dos eventos selecionados.

5 Artigo

O conteúdo apresentado neste capítulo foi submetido na forma de artigo com o título "*Monitoring velocity changes in the Saint Peter and Saint Paul Archipelago-Equatorial Atlantic using ambient noise interferometry*" para a revista *Journal of South American Earth Sciences* na data 27 de novembro de 2020. Foi elaborado por José Richarles Almeida Gomes e Aderson Farias do Nascimento, apresentando os resultados obtidos com métodos de Decorrelação e *Moving Window Cross Spectral* aplicados às funções de autocorrelação de ruído calculadas com os registros de 2012 da estação sismográfica instalada no Arquipélago São Pedro São Paulo.

5.1 Abstract

The Saint Paul Transform System (SPTS) is located in the Mid-Atlantic Ridge (MAR), Equatorial Atlantic and is formed by a multi-fault complex system, where many faults are interacting and small-to-moderate events are routinely located in the area using global seismic networks. This seismicity is challenging to characterize since no permanent seismic stations near this area are available. As a result, the effect of the seismic events on the rock mass and the interplay between seismicity, faulting and fluid in the MAR is poorly constrained. In this paper, we quantify the seismic velocity perturbations due to small-to-moderate magnitude earthquakes in the Saint Peter Saint Paul Archipelago (SPSPA) using one seismographic station installed in the region. We calculate noise auto-correlation functions using the data recorded by this station. The auto-correlograms were obtained by two different approaches: classical auto-correlation geometrically normalized (ACGN) and phase autocorrelation (PAC). We found that both approaches give very similar results and we are able to estimate velocity changes in the propagating medium due to small earthquakes (between 3.0 and 4.7 ML). The changes in the medium were investigated through the joint analysis of decorrelation curves and velocity changes obtained by Moving Window Cross Spectral (MWCS) method. Our analysis shows that the velocity changes are possibly associated with a hydromechanical coupling in which the observed velocity increase is driven by static stress changes and fluid-rock interaction is responsible for the observed velocity drop. This behaviour is qualitatively explained by the multi-fault complex system nature of the SPTS.

5.2 Introduction

The seismicity in the Mid-Atlantic Ridge (MAR) is characterized by the occurrence of small to moderate magnitude earthquakes ($m_b \leq 6.0$). The MAR is crosscut by numerous transform faults that accommodate the ocean floor spreading. This seismicity is often very challenging to characterize as a result of the lack of permanent seismic stations near this area. Nonetheless, studies using temporary deployments of ocean bottom and/or hydroacoustic sensors have been carried out to investigate these features (SMITH *et al.*, 2003; SIMAO *et al.*, 2010), motivated by the fact that the MAR is composed by a streak of very large axial offsets due to some of the longest and more complex oceanic transform faults (SMITH *et al.*, 2006; ESCARTÍN *et al.*, 2008). Some seismological studies in the MAR area are mostly concerned with well-constrained determination of focal depths of seismic events since they can be used as a proxy of the brittle-mantle transition or the depth of serpentinization front (e.g. (KOHLI; WARREN, 2020)). In the last two decades, ambient seismic noise correlation has become a routine method allowing the recovery of the structural response (Green's function) between two receivers recording noise ((LOBKIS; WEAVER, 2001; SNIEDER, 2004; WAPENAAR, 2004), among others), as if one of the stations was a virtual source. Claerbout (1968) was the first to propose the use of seismic noise auto-correlations, and later cross-correlations (RICKETT; CLAERBOUT, 1996) to recover the reflection response. Nowadays, the use of 'virtual source' seismology has been extensively applied in geophysics, and notably for monitoring purposes.

Seismicity and volcanism are associated with perturbations in the elastic structure of the crust, modifying the seismic velocity values. These variations can be identified and analyzed by recovering the Earth's seismic response through the recording of ambient noise or coda waves, which both sample the subsurface randomly and repeatedly. Seismic monitoring surveys can provide new insights into how these phenomena affect the rock mass and, consequently, help to improve the risk prevention systems associated with them. There are examples of applications for different contexts, such as volcanic eruptions (SENS-SCHÖNFELDER; WEGLER, 2006; HADZIIOANNOU *et al.*, 2011; PLAEN *et al.*, 2016; YATES *et al.*, 2019), distant earthquakes with high magnitudes (OHMI *et al.*, 2008; WEGLER *et al.*, 2009; HOBIGER *et al.*, 2012), earthquake swarms for which the main event was of moderate (MAEDA *et al.*, 2010) or small (D'HOOR *et al.*, 2016) magnitude, oil and gas extraction (MAXWELL *et al.*, 2010), mines (LYNCH; MENDECKI, 2001), carbon sequestration (KHATIWADA *et al.*, 2012; MACQUET *et al.*, 2017) and seasonal variations (SENS-SCHÖNFELDER; WEGLER, 2006; MEIER *et al.*, 2010; CLEMENTS; DENOLLE, 2018).

The different monitoring methodologies share a similar principle: compare a reference trace (the background structure) with a current trace (the disturbed structure). The early examples in the literature investigated changes in the coda waves of co-located

earthquakes (POUPINET et al., 1984; SNIEDER et al., 2002; RUBINSTEIN et al., 2007), other approaches used active sources (LI et al., 1998; LI et al., 2003; NISHIMURA et al., 2005; NIU et al., 2008). Both cases have disadvantages that are related to the dependence on the occurrence of events with similar locations and high costs, respectively. The most recent literature uses continuous records of ambient seismic noise that offer greater density of temporal coverage and, being a passive source, it is cheaper, non-invasive and non-destructive (NAKATA et al., 2019).

Until now, we are not aware of monitoring research in the context of the MAR. The effect of the seismicity on the rock mass and the interplay between seismicity, faulting and fluid in the MAR is poorly constrained. Therefore, here we are going to quantify the seismic velocity perturbations due to small-to-moderate magnitude earthquakes in the Saint Peter Saint Paul Archipelago (SPSPA), Equatorial Atlantic. Due to the presence of only one seismographic station installed in the region, we were limited to calculating only auto-correlations. The auto-correlograms were obtained by two different approaches: classical auto-correlation geometrically normalized (ACGN) and phase autocorrelation (PAC). We wanted to compare the performances of both techniques in the estimation of velocity changes due to small earthquakes. The changes in the medium were investigated through the joint analysis of decorrelation curves and velocity changes obtained by Moving Window Cross Spectral (MWCS) method.

We examine one year (2012) of continuous record of seismic data from a broadband seismometer available in this area and report co-seismic variations in the auto-correlograms, as well as velocity variations followed by a full post-seismic auto-correlation similarity recovery associated with seismic events in the area. Literature reports that variations in auto-correlogram can be caused by changes in the medium and/or changes of the water saturation in the pore space in the sub-surface material (OHMI et al., 2008; WEGLER et al., 2009; D'HOOR et al., 2016). The monitoring of the SPTS is a unique opportunity to contribute with relevant knowledge about the behavior of the medium located on the Saint Paul transform fault near the MAR in response to a small-to-moderate earthquake ($< ML 5.0$) occurring adjacently. The difficulty to get geophysical data in these areas hinders our ability to better characterize the seismotectonics and fault extension let alone the geological changes caused by the seismicity themselves.

5.3 Geological Setting

The St. Paul Transform System (SPTS) is located on the Equatorial Atlantic and is composed of four subparallel fracture zones with dextral kinematics in the E-W direction (SICHEL et al., 2009; MAIA et al., 2016). The Saint Paul Transform System offsets approximately 600 km the Mid-Atlantic Ridge (MAR) axis (SCHILLING et al., 1995).

Within the SPTS, the MAR axis is composed by three short intra-transform segments, attributed to as North, Central, and South (MAIA et al., 2016). The dextral transform faults strike 0.9°N , approximately parallel to the spreading direction. The equatorial MAR ongoing full spreading rate is 32 mm/year, and the associated transform faults are, hence, slow-slipping faults (DEMETS et al., 2010; MAIA et al., 2016). On the northern transform of the SPTS, lies the Atobá Ridge, a major topographic feature that reaches the sea level at the SPSPA ($0^{\circ}55'\text{N}$ and $29^{\circ}38'\text{W}$). This extensive push-up ridge was formed due to transpressive stresses accommodated by a number of transform fault stepovers and restraining bends (MAIA et al., 2016). Most of the Atobá Ridge is comprised by highly deformed mylonitic peridotite with several degrees of serpentinization (HEKINIAN et al., 2000; CAMPOS et al., 2012b; MAIA et al., 2016).

Several fault planes analyzed by Global Centroid Moment Tensor (GCMT) indicate that most moment tensor solutions are strike-slip, with planes that are consistent with the main trends of the transform faults forming the system. However, some solutions differ from what is anticipated from transform faults, attesting to this multi-fault system's complexity.

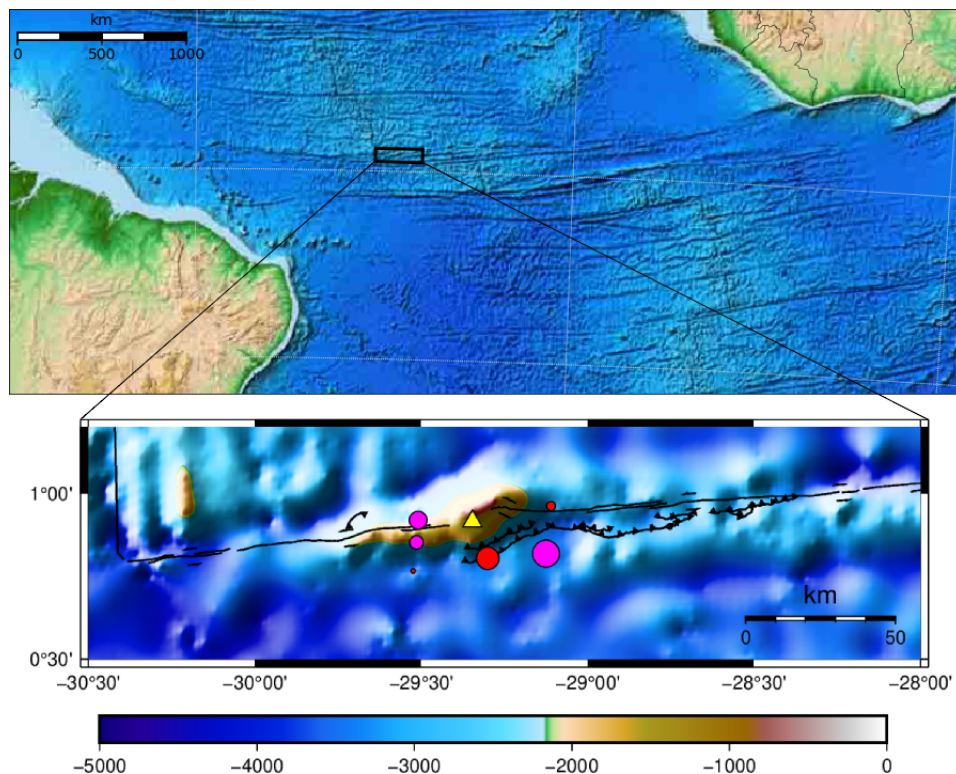


Figura 15 – The upper panel shows a topographic and bathymetric map showing the study region in rectangle. The lower panel shows the SPTS with the events used in our analysis (see Table 2)

5.4 Data and Methods

5.4.1 Data

The data used in this work were recorded by a broadband (flat velocity response between 100 Hz and 120 s) sensor installed on the largest islets in the SPSP Archipelago, the Belmont Island. Data was continuously recorded at 50 samples per second from May until December 2012. During this period we recorded 61 earthquakes with magnitude equal or larger than 1.0 Mw which we were able to identify from the seismograms through visual inspection. However, it is not expected that all the events have visible or distinguishable effects on the autocorrelation functions. For example, events with magnitude less than 3.0 ML are very unlikely to cause perceptible changes in the auto-correlation and the changes reported in the literature are within tenths of kilometer from the monitoring station (PANDOLFI et al., 2006; D’HOUR et al., 2016). Figure ??a shows the distribution of magnitude along the recorded data in 2012, starting in May 1st until 31st December 2012. The yellow circles represent events occurring within a 40 km radius from the SPSP Archipelago station and have magnitudes less than 3.0 ML. Some events have magnitude larger than 3.0 ML, but are at distances greater than 40 km. For our analysis, we are left with a handful of events shown in Table 2 that are at less than 30 km from the monitoring sensor and have magnitudes greater than 3.0.

Tabela 2 – Seismic events selected for analysis.

Event	Date	Local Magnitude	Epicentral Distance (km)
EVT01	09-06-2012	3.1	26.7
EVT02	09-07-2012	4.7	26.8
EVT03	08-08-2012	3.0	25.8
EVT04	18-08-2012	3.8	18.1
EVT05	29-11-2012	3.3	20.0
EVT06	04-12-2012	3.9	13.3

5.4.2 Data processing

The main processing steps to obtain the ACFs consisted in (1) pre-processing, (2) auto-correlation and (3) auto-correlogram stacking (BENSEN et al., 2007; SCHIMMEL et al., 2011). The computation of the auto-correlation functions (ACF) is performed with the vertical component of the records. Our processing scheme to obtain the ACFs comprises: i - reducing the original 50 Hz sampling frequency to 10 Hz; ii - cutting the data into 1-hour long files, with their mean and trend removed, and iii - filtering between 0.1 and 0.5 Hz.

In the next step, we compute the autocorrelation functions using two methodologies. In the first methodology, the classical Cross Correlation Geometrically Normalized (CCGN)

is used:

$$C_{CCGN}(t) = \frac{\sum_{\tau=\tau_0}^{\tau_0+T} u_1^2(t+\tau)u_2^2(\tau)}{\sqrt{\sum_{\tau=\tau_0}^{\tau_0+T} u_1^2(t+\tau)u_2^2(\tau)}}, \quad (5.1)$$

where u_1 and u_2 are the seismic noise records and t and T are respectively the time lag and correlation window length. CCGN (Eq. 5.1) is less amplitude biased than its unnormalized version. The denominator is the geometrical mean energy of u_1 and u_2 used in the correlation. When processing the data using the CCGN approach, we added the 1-bit normalization to the processing flow. The 1-bit normalization balances the amplitudes in the time-domain and assigns all positive amplitudes to +1 and all the negative amplitudes to -1 and removes details on the waveforms and amplitude differences in the time domain. As a result of this extra step, we remove the effect on the autocorrelations of earthquakes and larger amplitude outlying noise from instrumental anomalies/malfunctions and non-stationary noise sources close to the receivers (BENSEN et al., 2007).

In the second autocorrelation methodology, we use the Phase Cross Correlation (PCC) approach from (SCHIMMEL, 1999) used in other noise studies (SCHIMMEL et al., 2011; D’HOUR et al., 2016; DANTAS et al., 2018):

$$C_{PCC}(t) = \frac{1}{T} \sum_{\tau=\tau_0}^{\tau_0+T} |\exp^{i\phi(t+\tau)} + \exp^{i\gamma(t)}|^{\vartheta} - |\exp^{i\phi(t+\tau)} - \exp^{i\gamma(t)}|^{\vartheta}. \quad (5.2)$$

Eq. 5.2 now measures the waveform similarity based on the instantaneous phases ϕ and γ obtained from the analytic signals of u_1 and u_2 . t and T are as in Eq. 5.1. ϑ is a factor which can be used to control the sensitivity. In our autocorrelation computations, we used $\vartheta = 1$. The instantaneous phases are obtained from the analytic signals of u_1 and u_2 . The PCC approach is amplitude unbiased and time- and frequency- domain normalized data is not necessary (SCHIMMEL et al., 2011).

Next, the auto-correlations obtained from CCGN and PCC are linearly stacked to increase their signal to noise ratios. In this procedure, we produce the reference trace which is obtained from stacking the auto-correlation functions for the entire dataset (May to December 2012), and moving average traces (“current” traces). The latter are obtained from stacking auto-correlation functions for shorter time windows and therefore represent possible rockmass changes throughout the period we analysed. There is a trade off between the signal-to-noise ration (SNR) and the temporal resolution of the change in the auto-correlation. We found that averaging 20 days of data provides a good signal-to-noise ratio and yet exhibits suitable temporal resolution. Commonly an adequate SNR is attained by averaging over weeks or months of data (SABRA et al., 2005).

In the present work we are interested in identifying velocity changes as a proxy for medium alteration. Therefore, we focus in time lag values in the auto-correlations which

correspond to multiple scattered waves which are more sensitive to velocity changes than ballistic waves (SENS-SCHÖNFELDER; WEGLER, 2006; SNIEDER et al., 2002). Hence, we selected lag intervals between 60 and 120 s. Figure 16a and b shows the results for CCGN and PCC respectively in a 20-day moving average window.

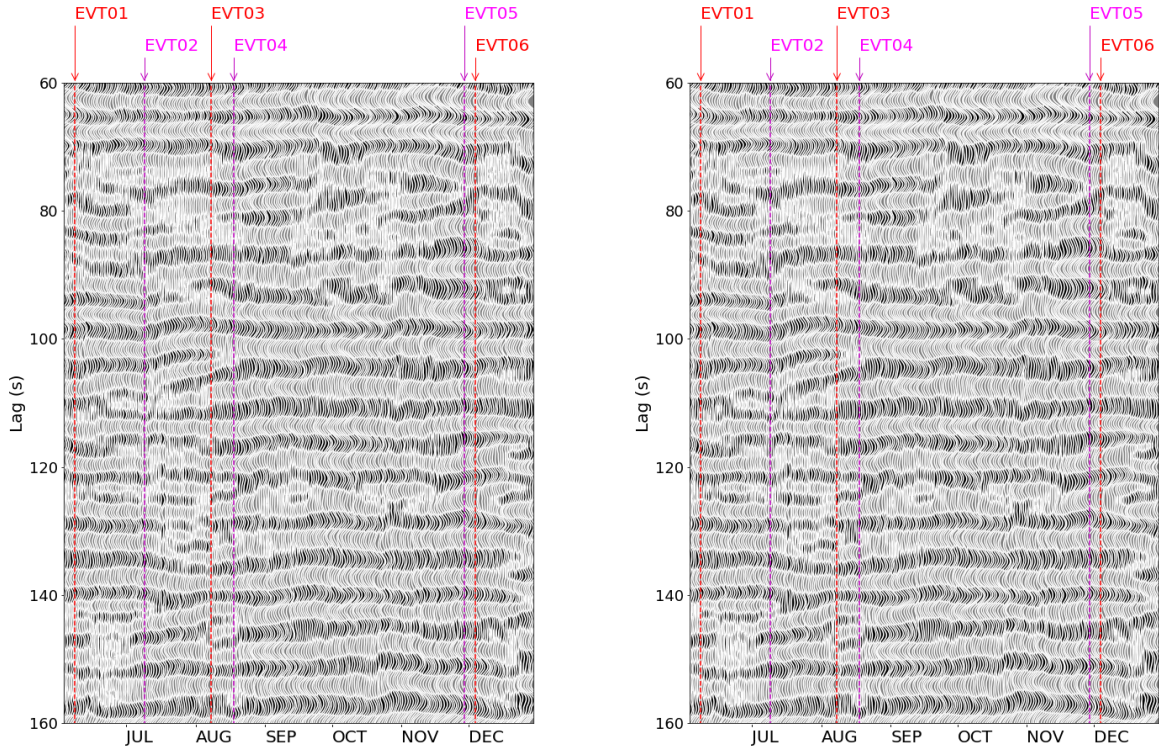


Figure 16 – Record section of the auto-correlations using CCGN (a) and PCC (b). The auto-correlograms have been stacked linearly using a 20-day moving window. In (a) and (b) the seismic events of Table 2 and labeled and marked.

5.5 Results

5.5.1 Decorrelation

Here, we analyzed the feasibility of detecting structural changes caused by a series of small-to-moderate earthquakes in the MAR from 0.1-0.5 Hz band-passed auto-correlations. We compared the reference trace with each auto-correlogram that corresponds to the linear stack of the auto-correlations within a predefined time window. This is achieved by calculating a zero-lag cross-correlation for a chosen lag time. The results of this zero-lag cross-correlation will be referred as “similarity”. Here, we calculated the similarity between the reference trace and the 20-day moving average as a way to quantify the temporal evolution of this similarity change. Figure 17a shows this temporal evolution using CCGN

(green plot) and PCC (yellow plot). Similarity values close to 1 are related to unperturbed media as the similarity remains close to the reference autocorrelation trace. On the other hand, a decrease in the similarity is an evidence that velocity changes are occurring due to scatter position change.

5.5.2 Velocity change estimations

20-day average changes in seismic velocity are estimated using the Moving Window Cross-Spectrum (MWCS) technique (CLARKE et al., 2011). MWCS estimates time shifts, dt , between windows of data for the 20-day auto-correlations relative to the reference noise auto-correlation in the frequency domain. We calculate time shifts, using MWCS, beginning 60 s after the ballistic arrival in the noise auto-correlation and ending 100 s later. In the MWCS, the perturbed media triggers velocity changes which in turn cause time shifts in relation to the reference noise auto-correlation function which as inversely proportional; the velocity increase is related to a decrease in the time shift and vice-versa. Here, we used 10-s time windows for MWCS and shift each window by 7 s (30 % of the window length overlap). The results for $\frac{dv}{v}$ using CCGN and PCC are shown in Figure 17b and c, respectively, and both approaches provide similar results. In both $\frac{dv}{v}$ we also present the uncertainties as grey shaded areas.

5.6 Discussions and conclusions

The similarity and $\frac{dv}{v}$ estimates show a temporal correspondence, i.e., the decrease in similarity is quite coincident with the estimated changes (mostly increase) in velocity variations and they occur in the same time interval of the events shown in Table 2. These events are those which have magnitude greater or equal than 3.0 ML and are at less than 30 km from the SPSP station (see Figure ??). This is an indicative that the events are associated with the observed similarity and $\frac{dv}{v}$ changes. All the seismic events which do not meet this criteria appear not to cause observable changes in the medium.

Figure 17a reveals that after EVT01, EVT02 and EVT06 the similarity is markedly decreased. EVT03 and EVT04 occur during the interval of decreased similarity and we cannot note a clear effect on the similarity plot. The effect of EVT05 (which occur shortly before EVT06) is not clearly noticed either. The $\frac{dv}{v}$ plots using GGCN and PCC in Figure 17b and c note that there are long term velocity increases of up to a few months superimposed with abrupt velocity drops. A possible explanation for this observation can be provided if we consider two group of events. The first group comprises EVT01, EVT03 and EVT06 in which we observe velocity increase with longer periods. We also observe a delay between the occurrence of these events and these $\frac{dv}{v}$ changes. A second group of events would comprise EVT02, EVT04 and EVT06 in which we observe an “instant”

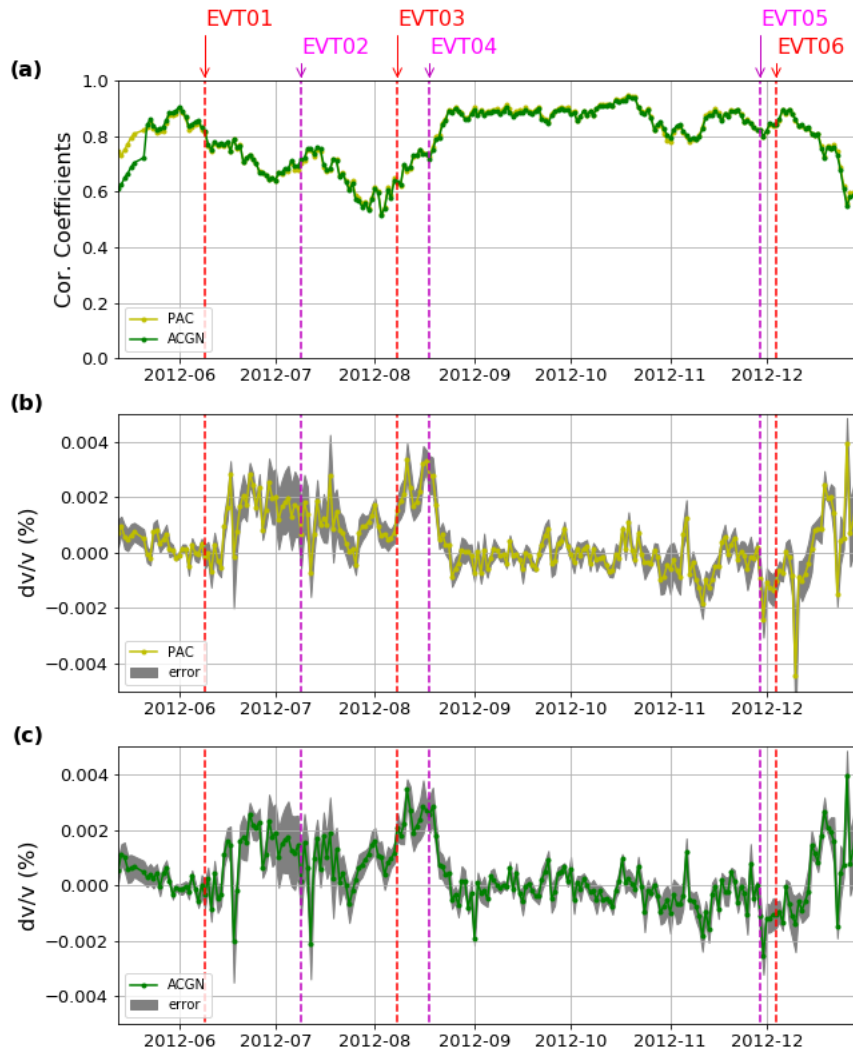


Figure 17 – (a) Similarity plot using CCGN (green) and PCC (yellow) for the 60-160 s time lag. (b) $\frac{dv}{v}$ variation for the CCGN approach. (c) $\frac{dv}{v}$ variation for the PCC approach. IN both plots, the uncertainties in $\frac{dv}{v}$ estimates are represented as grey shaded areas

decrease in $\frac{dv}{v}$

Rubinstein e Beroza (2004) have compiled the main reasons for velocity changes after an earthquake:

- **Nonlinear Strong Ground Motion:** this is proposed to explain velocity reductions caused by damage to near-surface materials created by nonlinear strong ground motion for events with moment magnitude greater than 8.0. The events dealt in the present work are small-to-moderate and are very unlikely to have this mechanism as the responsible for the observed changes;
- **Fault Zone Damange:** seismic activity would cause crack opening and hence a velocity reduction is predicted. This mechanism could explain the rapid $\frac{dv}{v}$ variations we observe after EVT02, EVT04 and EVT05. However, the data available hinder us from having a spatial variation of the velocity changes, as we do not have inter-station paths available. If this mechanism is present, we would expect that inter-station paths crossing the fault zone would exhibit relatively greater $\frac{dv}{v}$.
- **Change in water saturation:** fluid-rock interactions caused by the amount of water in voids and cracks present in the rockmass. Therefore, the presence of water would reduce seismic velocity. Fluid-rock interactions for events as small as those we are reporting here were also found in (D'HOOR et al., 2016) and is also a plausible explanation for at least some of the observations. Additionally, the relation between seismicity and fluid flow after an earthquake has revealed that that they can be due to hydrological and mechanical changes or a hydromechanical coupling (GAVRILENKO, 2005; GAVRILENKO et al., 2010). According to Nur e Booker (1972), Bosl e Nur (2002) fluid migrates from the compressed area to the dilated area until a balance is reached, and the rockmass permeability is the crucial parameter determining the temporal interplay between seismicity and the pressure readjustment. In the area we are investigating, the hydraulic properties are primarily controlled by a discrete set of faults and fractures which could have their permeability increased by crack opening when an earthquake occurs. Then, fluid migration is further enhanced when new cracks or fault interconnection is created. The literature reports fluid migration as an explanation to observations of medium changes using seismic interferometry (MILLER et al., 2004; SNIEDER et al., 2007; TERAOKAWA et al., 2010).
- **Stress changes:** according to this mechanism, scattered waves sampling regions in the compression quadrant would face velocity increase due to crack closure. Alternatively, velocity decrease would be associated with scattered waves experiencing crack opening. This mechanism would explain the observations of longer period $\frac{dv}{v}$ increasing after events EVT01, EVT03 and EVT06. Pandolfi et al. (2006) has

reported a long period velocity increase associated to continuous stress loading with abrupt velocity drops related to crack opening and water flow.

We can conclude from our study that medium changes for small-to-moderate energy events are also detectable. The velocity variations are clearly visible and show that monitoring studies can be extended to these smaller energy events (D'HOOR *et al.*, 2016). Taking into consideration the available data and the physical mechanisms invoked to explain the observations presented above, we propose that we may have a hydromechanical coupling in which the observed velocity increase is driven by stress changes and fluid-rock interaction is responsible for the observed velocity drop. The SPTS is a multi-fault complex system, where many faults are interacting and the presence of water is likely to play an important role. However, at this stage the interpretations are speculative since no other constraints, as depth and focal mechanism data, are available. Additionally, more stations are needed to better constrain the damage zone. Even so, the present study is majorly focuses on the detection of velocity changes and clearly shows that the auto-correlations detect clean medium changes.

Referências

- AKI, K. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. Bull. Earthq. Res. Inst., v. 35, p. 415–456, 1957. Citado na página 18.
- ASTEN, M. W. Geological control on the three-component spectra of rayleigh-wave microseisms. Bulletin of the Seismological Society of America, The Seismological Society of America, v. 68, n. 6, p. 1623–1636, 1978. Citado na página 18.
- BENSEN, G. et al. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. Geophysical journal international, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 169, n. 3, p. 1239–1260, 2007. Citado 2 vezes nas páginas 38 e 39.
- BONATTI, E. Anomalous opening of the equatorial atlantic due to an equatorial mantle thermal minimum. Earth and planetary science letters, Elsevier, v. 143, n. 1-4, p. 147–160, 1996. Citado na página 13.
- BOSL, W.; NUR, A. Aftershocks and pore fluid diffusion following the 1992 landers earthquake. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Wiley Online Library, v. 107, n. B12, p. ESE–17, 2002. Citado na página 43.
- BRENGUIER, F. et al. Postseismic relaxation along the san andreas fault at parkfield from continuous seismological observations. science, American Association for the Advancement of Science, v. 321, n. 5895, p. 1478–1481, 2008. Citado na página 30.
- BRUNELLI, D.; SEYLER, M. Asthenospheric percolation of alkaline melts beneath the st. paul region (central atlantic ocean). Earth and Planetary Science Letters, Elsevier, v. 289, n. 3-4, p. 393–405, 2010. Citado na página 13.
- CAMPOS, T. et al. As rochas sedimentares ea formação neogênica de são pedro e são paulo. O arquipélago de São Pedro e São Paulo, v. 10, p. 74e81, 2009. Citado na página 12.
- CAMPOS, T. et al. Modificações metassomáticas das rochas milonitizadas do complexo ultramáfico do arquipélago de são pedro e são paulo, atlântico equatorial. Geochimica Brasiliensis, v. 17, n. 2, p. 81–90, 2012. Citado na página 12.
- CAMPOS, T. et al. Modificações metassomáticas das rochas milonitizadas do complexo ultramáfico do arquipélago de são pedro e são paulo, atlântico equatorial. Geochimica Brasiliensis, v. 17, n. 2, p. 81–90, 2012. Citado na página 37.
- CAMPOS, T. F. et al. Holocene tectonic uplift of the st peter and st paul rocks (equatorial atlantic) consistent with emplacement by extrusion. Marine Geology, Elsevier, v. 271, n. 1-2, p. 177–186, 2010. Citado 2 vezes nas páginas 5 e 14.
- CLAERBOUT, J. F. Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, v. 33, n. 2, p. 264–269, 1968. Citado 3 vezes nas páginas 18, 20 e 35.

- CLARKE, D. et al. Assessment of resolution and accuracy of the moving window cross spectral technique for monitoring crustal temporal variations using ambient seismic noise. Geophysical Journal International, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 186, n. 2, p. 867–882, 2011. Citado 3 vezes nas páginas 11, 30 e 41.
- CLEMENTS, T.; DENOLLE, M. A. Tracking groundwater levels using the ambient seismic field. Geophysical Research Letters, Wiley Online Library, v. 45, n. 13, p. 6459–6465, 2018. Citado na página 35.
- DANTAS, O. A. B.; NASCIMENTO, A. F. do; SCHIMMEL, M. Retrieval of body-wave reflections using ambient noise interferometry using a small-scale experiment. Pure and Applied Geophysics, Springer, v. 175, n. 6, p. 2009–2022, 2018. Citado na página 39.
- DEMETS, C.; GORDON, R. G.; ARGUS, D. F. Geologically current plate motions. Geophysical Journal International, Oxford University Press, v. 181, n. 1, p. 1–80, 2010. Citado na página 37.
- D'HOOR, V. Medium change monitoring using ambient seismic noise and coda wave interferometry: examples from intraplate NE Brazil and the Mid-Atlantic Ridge. Tese (Doutorado) — Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísic, 2015. Citado na página 10.
- DRAGANOV, D.; RUIGROK, E. Passive seismic interferometry for subsurface imaging. Encyclopedia Earthq. Eng., 2015. Citado na página 19.
- D'HOOR, V. et al. Detection of subtle hydromechanical medium changes caused by a small-magnitude earthquake swarm in ne brazil. Pure and Applied Geophysics, Springer, v. 173, n. 4, p. 1097–1113, 2016. Citado 8 vezes nas páginas 9, 10, 35, 36, 38, 39, 43 e 44.
- ESCARTÍN, J. et al. Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere. Nature, Nature Publishing Group, v. 455, n. 7214, p. 790–794, 2008. Citado na página 35.
- GAVRILENKO, P. Hydromechanical coupling in response to earthquakes: on the possible consequences for aftershocks. Geophysical Journal International, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 161, n. 1, p. 113–129, 2005. Citado na página 43.
- GAVRILENKO, P.; SINGH, C.; CHADHA, R. Modelling the hydromechanical response in the vicinity of the koyna reservoir (india): results for the initial filling period. Geophysical Journal International, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 183, n. 1, p. 461–477, 2010. Citado na página 43.
- GUTENBERG, B. Microseisms. In: Advances in Geophysics. [S.l.]: Elsevier, 1958. v. 5, p. 53–92. Citado na página 18.
- HADZIOANNOU, C. et al. Improving temporal resolution in ambient noise monitoring of seismic wave speed. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Wiley Online Library, v. 116, n. B7, 2011. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 35.
- HEKINIAN, R. et al. Submersible observations of equatorial atlantic mantle: the st. paul fracture zone region. Marine Geophysical Researches, Springer, v. 21, n. 6, p. 529–560, 2000. Citado 2 vezes nas páginas 13 e 37.

- HOBIGER, M. et al. Coseismic and postseismic elastic wave velocity variations caused by the 2008 iwate-miyagi nairiku earthquake, japan. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Wiley Online Library, v. 117, n. B9, 2012. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 35.
- KHATIWADA, M. et al. A feasibility study of time-lapse seismic monitoring of co2 sequestration in a layered basalt reservoir. Journal of applied geophysics, Elsevier, v. 82, p. 145–152, 2012. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 35.
- KOHLI, A. H.; WARREN, J. M. Evidence for a deep hydrologic cycle on oceanic transform faults. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Wiley Online Library, v. 125, n. 2, p. e2019JB017751, 2020. Citado na página 35.
- LI, Y.-G. et al. Evidence of shallow fault zone strengthening after the 1992 m7. 5 landers, california, earthquake. Science, American Association for the Advancement of Science, v. 279, n. 5348, p. 217–219, 1998. Citado 2 vezes nas páginas 10 e 36.
- LI, Y.-G. et al. Postseismic fault healing on the rupture zone of the 1999 m 7.1 hector mine, california, earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, Seismological Society of America, v. 93, n. 2, p. 854–869, 2003. Citado 2 vezes nas páginas 10 e 36.
- LIU, Z.; HUANG, J.; LI, J. Comparison of four techniques for estimating temporal change of seismic velocity with passive image interferometry. Earthquake Science, Springer, v. 23, n. 5, p. 511–518, 2010. Citado na página 11.
- LOBKIS, O. I.; WEAVER, R. L. On the emergence of the green's function in the correlations of a diffuse field. The Journal of the Acoustical Society of America, Acoustical Society of America, v. 110, n. 6, p. 3011–3017, 2001. Citado na página 35.
- LYNCH, R.; MENDECKI, A. High-resolution seismic monitoring in mines. In: Highresolution seismic monitoring in mines, eds. G Van Aswegen, RJ Durrheim and W D Ortleep, Proceedings of fifth international symposium on rockburst and seismicity in mines. [S.l.: s.n.], 2001. p. 19–24. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 35.
- MACQUET, M. et al. Feasibility study of time-lapse-seismic monitoring of co2 sequestration. In: EUROPEAN ASSOCIATION OF GEOSCIENTISTS & ENGINEERS. EAGE/SEG Research Workshop 2017. [S.l.], 2017. p. cp–522. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 35.
- MAEDA, T.; OHARA, K.; YUKUTAKE, Y. Seismic velocity decrease and recovery related to earthquake swarms in a geothermal area. Earth, planets and space, SpringerOpen, v. 62, n. 9, p. 685, 2010. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 35.
- MAIA, M. et al. Extreme mantle uplift and exhumation along a transpressive transform fault. Nature Geoscience, Nature Publishing Group, v. 9, n. 8, p. 619, 2016. Citado 5 vezes nas páginas 5, 13, 15, 36 e 37.
- MAXWELL, S. C. et al. Petroleum reservoir characterization using downhole microseismic monitoring. Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, v. 75, n. 5, p. 75A129–75A137, 2010. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 35.
- MEIER, U.; SHAPIRO, N. M.; BRENGUIER, F. Detecting seasonal variations in seismic velocities within los angeles basin from correlations of ambient seismic noise. Geophysical Journal International, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 181, n. 2, p. 985–996, 2010. Citado na página 35.

- MELO, G. W. de; NASCIMENTO, A. F. D. Earthquake magnitude relationships for the saint peter and saint paul archipelago, equatorial atlantic. Pure and Applied Geophysics, Springer, v. 175, n. 3, p. 741–756, 2018. Citado na página 5.
- MELO, G. W. S. de. Sismicidade do Sistema Transformante de São Paulo, no Atlântico Equatorial, de Janeiro - Julho de 2013. Dissertação (Mestrado) — Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísic, 2019. Citado na página 13.
- MILLER, S. A. et al. Aftershocks driven by a high-pressure co 2 source at depth. Nature, Nature Publishing Group, v. 427, n. 6976, p. 724–727, 2004. Citado na página 43.
- NAKATA, N.; GUALTIERI, L.; FICHTNER, A. Seismic ambient noise. [S.l.]: Cambridge University Press, 2019. Citado na página 36.
- NISHIMURA, T. et al. Temporal changes in seismic velocity of the crust around iwate volcano, japan, as inferred from analyses of repeated active seismic experiment data from 1998 to 2003. Earth, planets and space, Springer, v. 57, n. 6, p. 491–505, 2005. Citado 2 vezes nas páginas 10 e 36.
- NIU, F. et al. Preseismic velocity changes observed from active source monitoring at the parkfield safod drill site. Nature, Nature Publishing Group, v. 454, n. 7201, p. 204, 2008. Citado 2 vezes nas páginas 10 e 36.
- NUR, A.; BOOKER, J. R. Aftershocks caused by pore fluid flow? Science, American Association for the Advancement of Science, v. 175, n. 4024, p. 885–887, 1972. Citado na página 43.
- OHMI, S. et al. Temporal variations of crustal structure in the source region of the 2007 noto hanto earthquake, central japan, with passive image interferometry. Earth, planets and space, Springer, v. 60, n. 10, p. 1069–1074, 2008. Citado 3 vezes nas páginas 9, 35 e 36.
- PALMIOTTO, C. et al. Nonvolcanic tectonic islands in ancient and modern oceans. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, Wiley Online Library, v. 14, n. 10, p. 4698–4717, 2013. Citado na página 13.
- PANDOLFI, D.; BEAN, C.; SACCOROTTI, G. Coda wave interferometric detection of seismic velocity changes associated with the 1999 m= 3.6 event at mt. vesuvius. Geophysical Research Letters, Wiley Online Library, v. 33, n. 6, 2006. Citado 3 vezes nas páginas 9, 38 e 43.
- PLAEN, R. S. D. et al. Single-station monitoring of volcanoes using seismic ambient noise. Geophysical Research Letters, Wiley Online Library, v. 43, n. 16, p. 8511–8518, 2016. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 35.
- POUPINET, G.; ELLSWORTH, W.; FRECHET, J. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the calaveras fault, california. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Wiley Online Library, v. 89, n. B7, p. 5719–5731, 1984. Citado 4 vezes nas páginas 9, 11, 28 e 36.
- RICKETT, J.; CLAERBOUT, J. Passive seismic imaging applied to synthetic data. Stanford Exploration Project, v. 92, p. 83–90, 1996. Citado na página 35.

RUBINSTEIN, J. L.; BEROZA, G. C. Evidence for widespread nonlinear strong ground motion in the mw 6.9 loma prieta earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, Seismological Society of America, v. 94, n. 5, p. 1595–1608, 2004. Citado na página 43.

RUBINSTEIN, J. L.; UCHIDA, N.; BEROZA, G. C. Seismic velocity reductions caused by the 2003 tokachi-oki earthquake. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Wiley Online Library, v. 112, n. B5, 2007. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 36.

SABRA, K. G. et al. Extracting time-domain green's function estimates from ambient seismic noise. Geophysical Research Letters, Wiley Online Library, v. 32, n. 3, 2005. Citado na página 39.

SCHILLING, J.-G. et al. Thermal structure of the mantle beneath the equatorial mid-atlantic ridge: Inferences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Wiley Online Library, v. 100, n. B6, p. 10057–10076, 1995. Citado 2 vezes nas páginas 13 e 36.

SCHIMMEL, M. Phase cross-correlations: Design, comparisons, and applications. Bulletin of the Seismological Society of America, The Seismological Society of America, v. 89, n. 5, p. 1366–1378, 1999. Citado 2 vezes nas páginas 24 e 39.

SCHIMMEL, M.; STUTZMANN, E.; GALLART, J. Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale. Geophysical Journal International, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 184, n. 1, p. 494–506, 2011. Citado 2 vezes nas páginas 38 e 39.

SENS-SCHÖNFELDER, C.; WEGLER, U. Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at merapi volcano, indonesia. Geophysical research letters, Wiley Online Library, v. 33, n. 21, 2006. Citado 3 vezes nas páginas 9, 35 e 40.

SHAPIRO, N. M.; CAMPILLO, M. Emergence of broadband rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. Geophysical Research Letters, Wiley Online Library, v. 31, n. 7, 2004. Citado na página 18.

SICHEL, S. et al. Rocha ultramáfica do manto abissal. Arquipélago São Pedro e São Paulo, v. 10, p. 64–73, 2009. Citado 2 vezes nas páginas 12 e 36.

SICHEL, S. E. et al. Geophysical and geochemical evidence for cold upper mantle beneath the equatorial atlantic ocean. Revista Brasileira de Geofísica, SciELO Brasil, v. 26, n. 1, p. 69–86, 2008. Citado na página 12.

SIMAO, N. et al. Regional seismicity of the mid-atlantic ridge: observations from autonomous hydrophone arrays. Geophysical Journal International, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 183, n. 3, p. 1559–1578, 2010. Citado na página 35.

SMITH, D. K.; CANN, J. R.; ESCARTÍN, J. Widespread active detachment faulting and core complex formation near 13 n on the mid-atlantic ridge. Nature, Nature Publishing Group, v. 442, n. 7101, p. 440–443, 2006. Citado na página 35.

SMITH, D. K. et al. Spatial and temporal distribution of seismicity along the northern mid-atlantic ridge (15–35 n). Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Wiley Online Library, v. 108, n. B3, 2003. Citado na página 35.

- SNIEDER, R. Extracting the green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. Physical Review E, APS, v. 69, n. 4, p. 046610, 2004. Citado na página 35.
- SNIEDER, R. et al. Coda wave interferometry for estimating nonlinear behavior in seismic velocity. Science, American Association for the Advancement of Science, v. 295, n. 5563, p. 2253–2255, 2002. Citado 3 vezes nas páginas 9, 36 e 40.
- SNIEDER, R. et al. Advanced noninvasive geophysical monitoring techniques. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., Annual Reviews, v. 35, p. 653–683, 2007. Citado na página 43.
- TERAKAWA, T. et al. High-pressure fluid at hypocentral depths in the l'aquila region inferred from earthquake focal mechanisms. Geology, GeoScienceWorld, v. 38, n. 11, p. 995–998, 2010. Citado na página 43.
- TILLEY, C. The dunite-mylonites of saint paul's rocks (atlantic). American Journal of Science, American Journal of Science, v. 245, n. 8, p. 483–491, 1947. Citado na página 12.
- WAPENAAR, K. Retrieving the elastodynamic green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. Physical review letters, APS, v. 93, n. 25, p. 254301, 2004. Citado na página 35.
- WAPENAAR, K. et al. Tutorial on seismic interferometry: Part 1—basic principles and applications. Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, v. 75, n. 5, p. 75A195–75A209, 2010. Citado 3 vezes nas páginas 5, 18 e 20.
- WEGLER, U. et al. Sudden drop of seismic velocity after the 2004 mw 6.6 mid-niigata earthquake, japan, observed with passive image interferometry. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Wiley Online Library, v. 114, n. B6, 2009. Citado 3 vezes nas páginas 9, 35 e 36.
- WOLFE, C. J.; BERGMAN, E. A.; SOLOMON, S. C. Oceanic transform earthquakes with unusual mechanisms or locations: Relation to fault geometry and state of stress in the adjacent lithosphere. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Wiley Online Library, v. 98, n. B9, p. 16187–16211, 1993. Citado na página 14.
- YATES, A. et al. Volcanic, coseismic, and seasonal changes detected at white island (whakaari) volcano, new zealand, using seismic ambient noise. Geophysical Research Letters, Wiley Online Library, v. 46, n. 1, p. 99–108, 2019. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 35.

Anexos

ANEXO A – Curvas de Variação de Velocidade para Diferentes Janelas e Passos

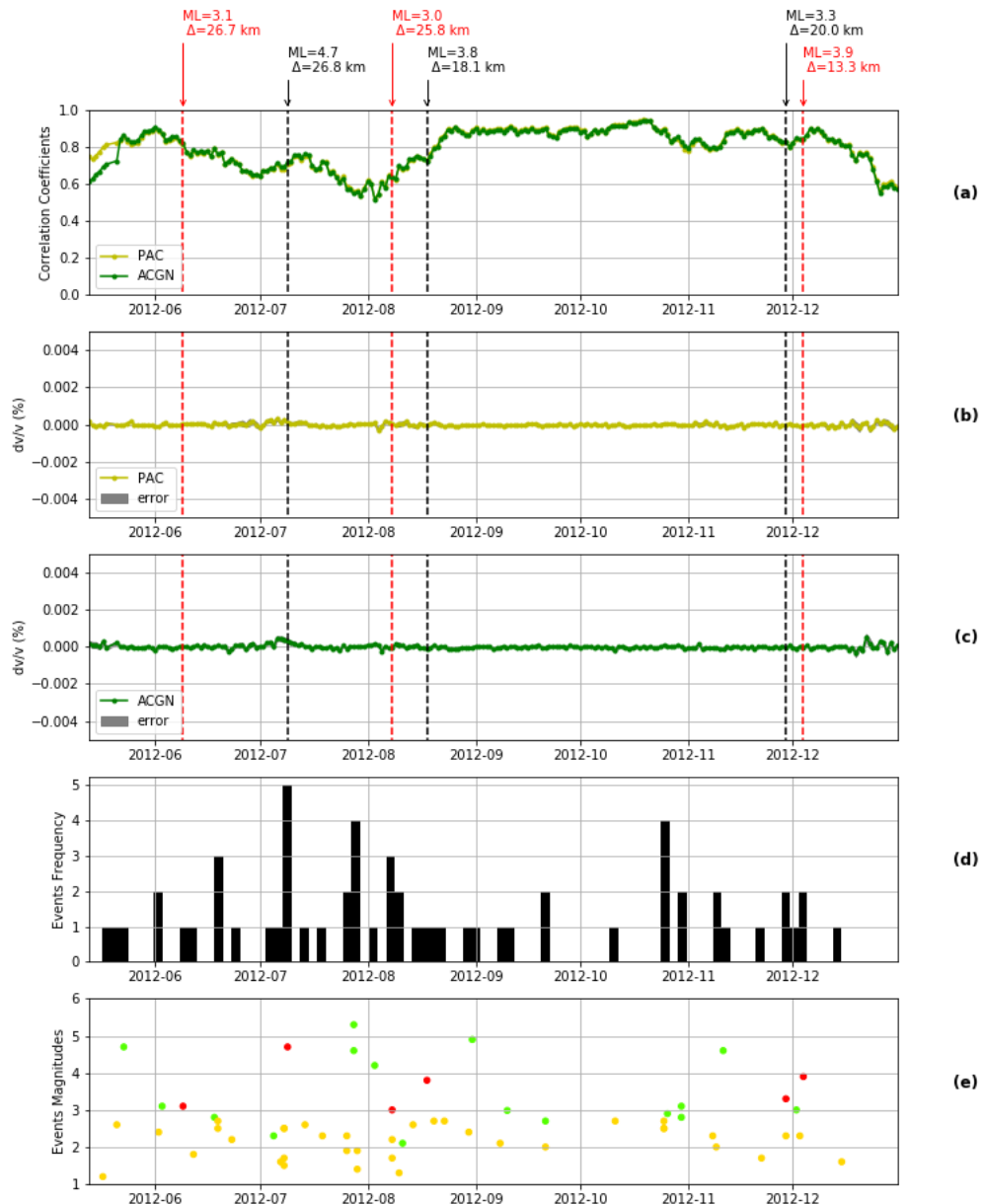


Figura 18 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 5 segundos e passo 1.

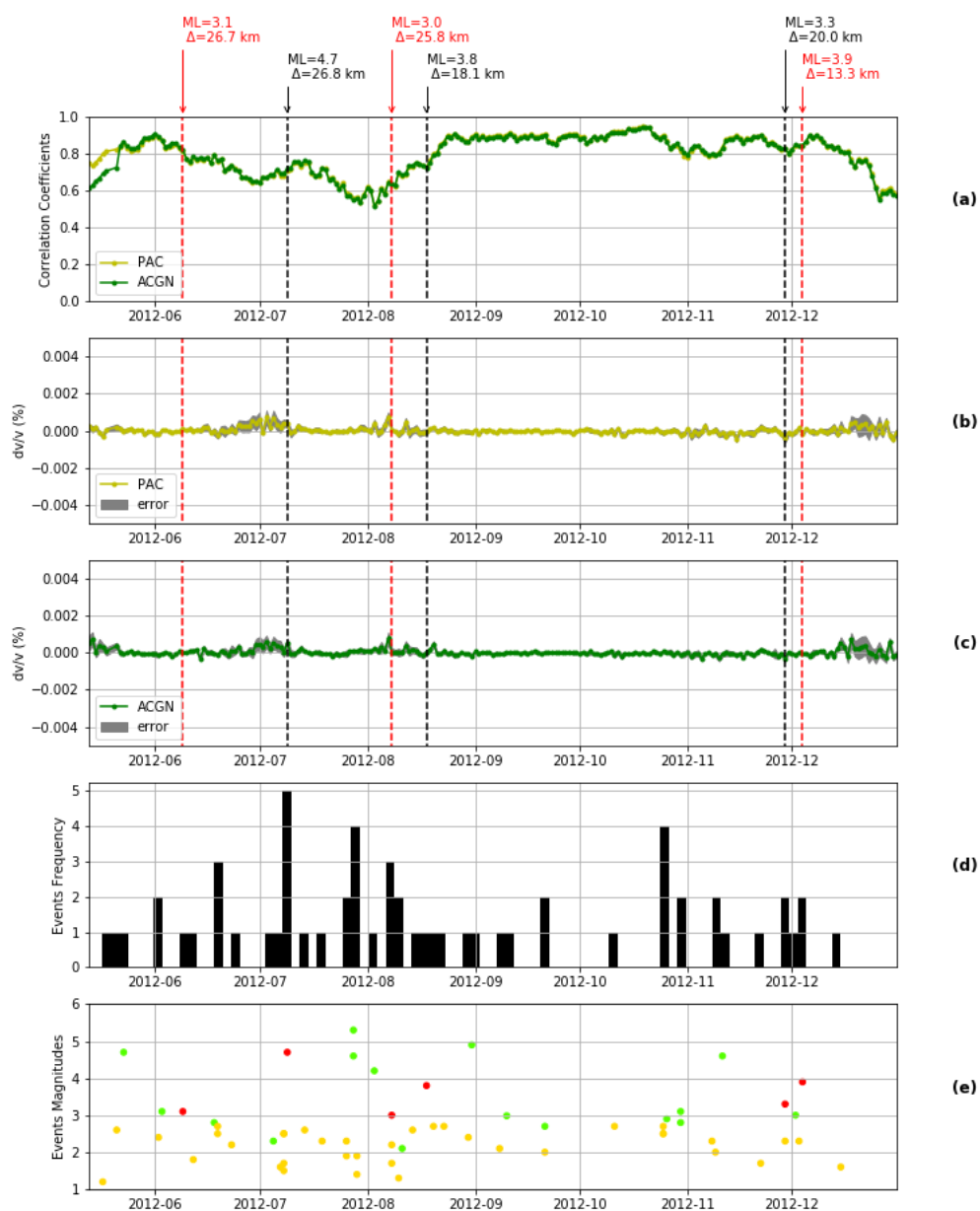


Figura 19 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 5 segundos e passo 3.

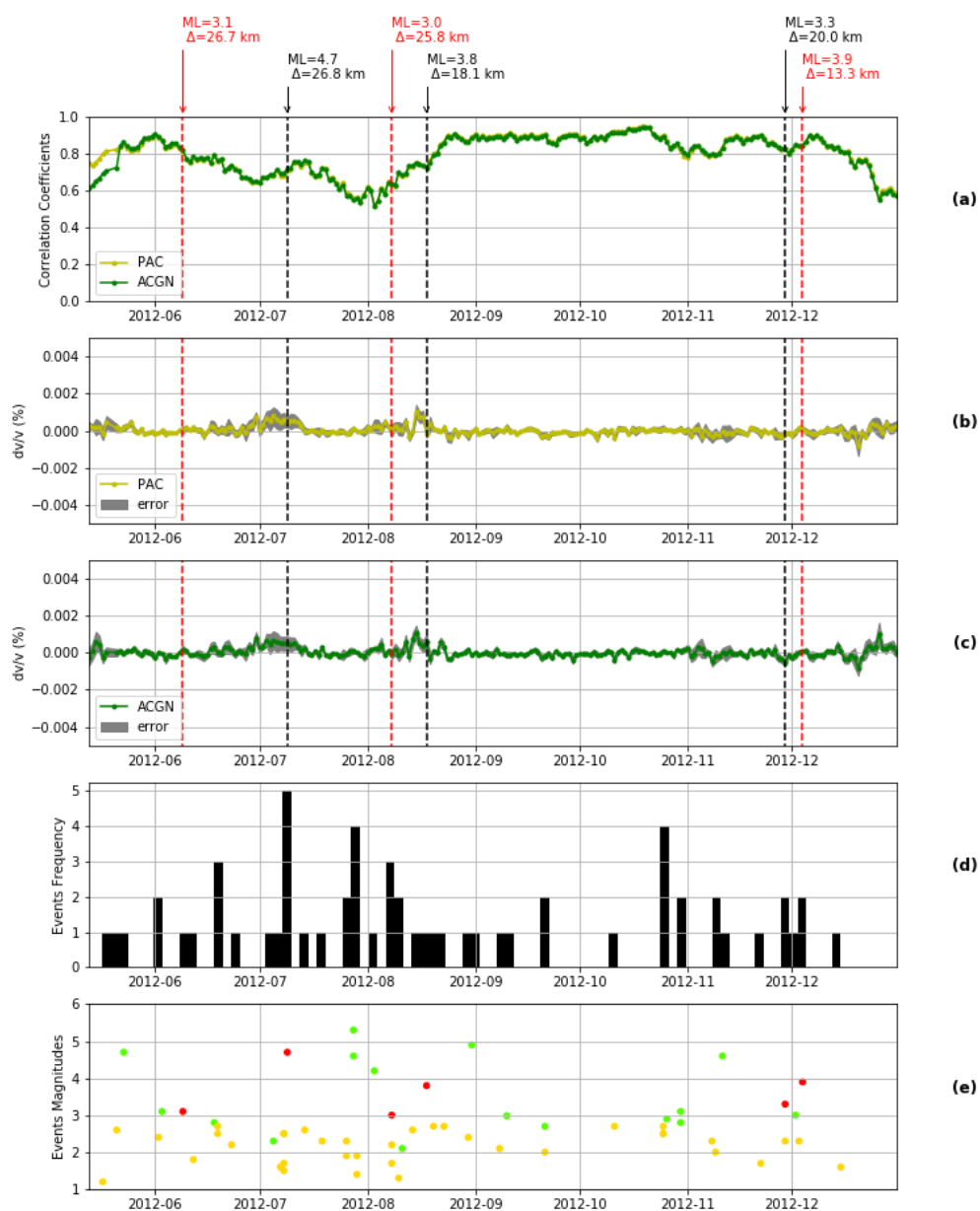


Figura 20 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 5 segundos e passo 5.

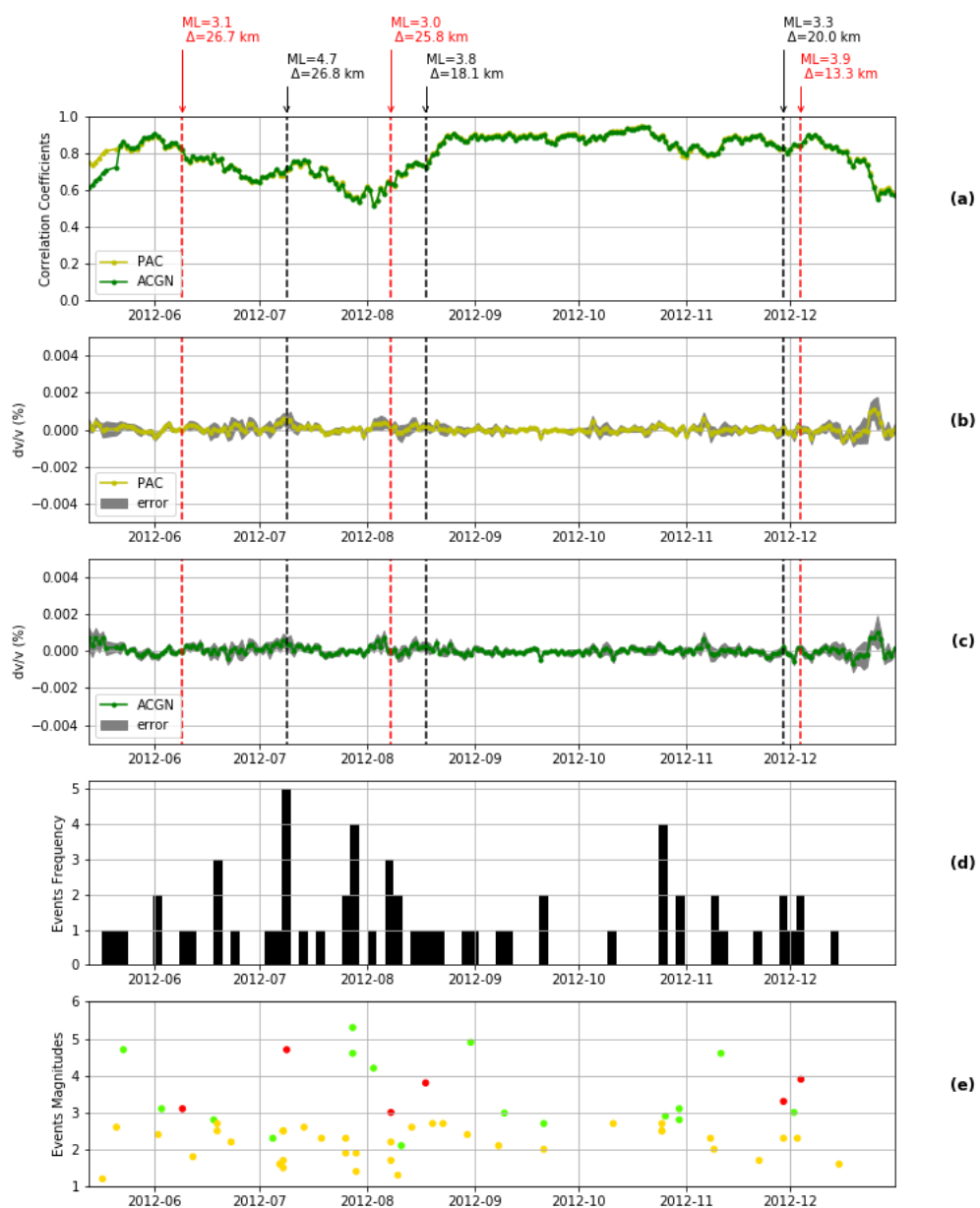


Figura 21 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 5 segundos e passo 7.

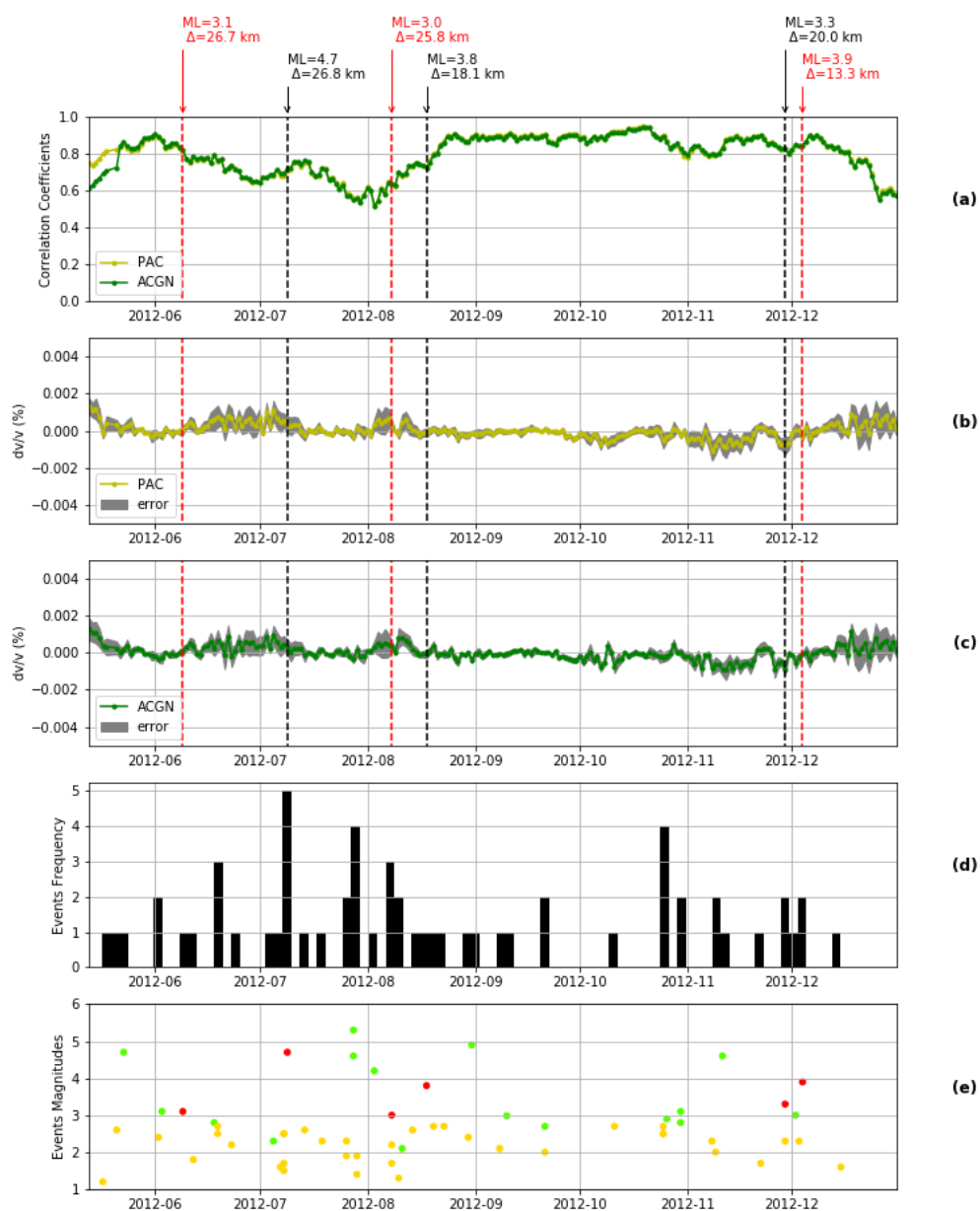


Figura 22 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 5 segundos e passo 9.

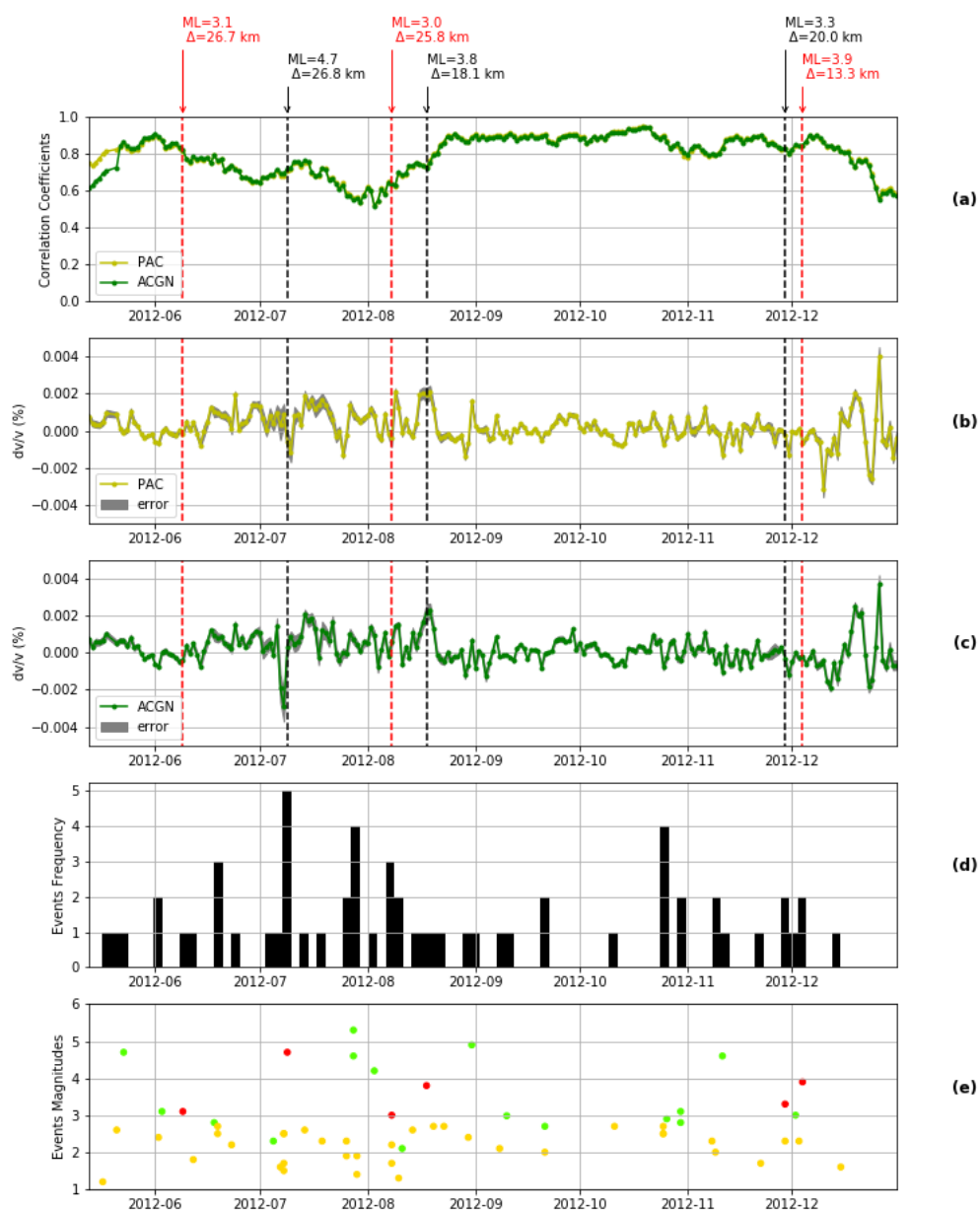


Figura 23 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 10 segundos e passo 1.

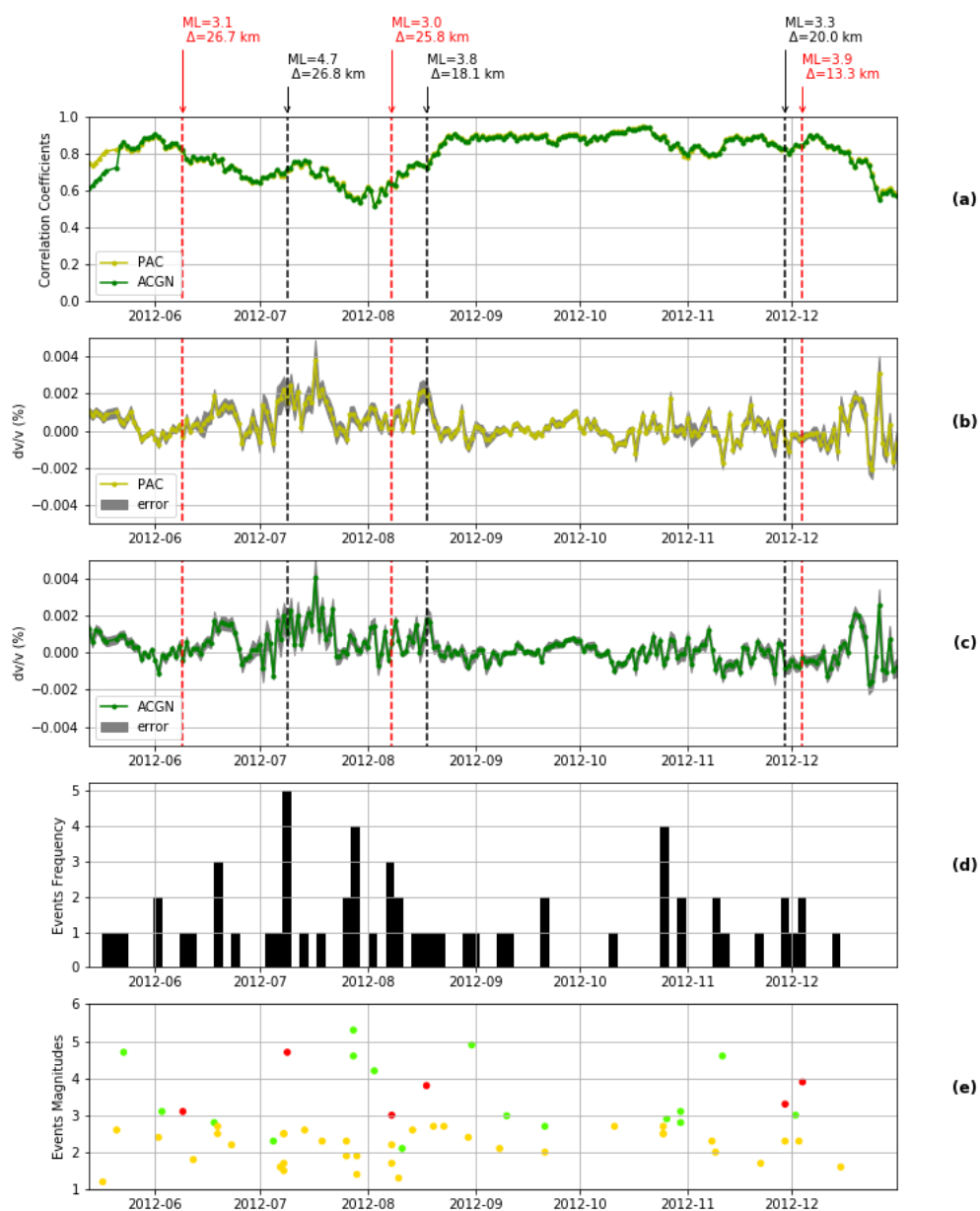


Figura 24 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 10 segundos e passo 3.

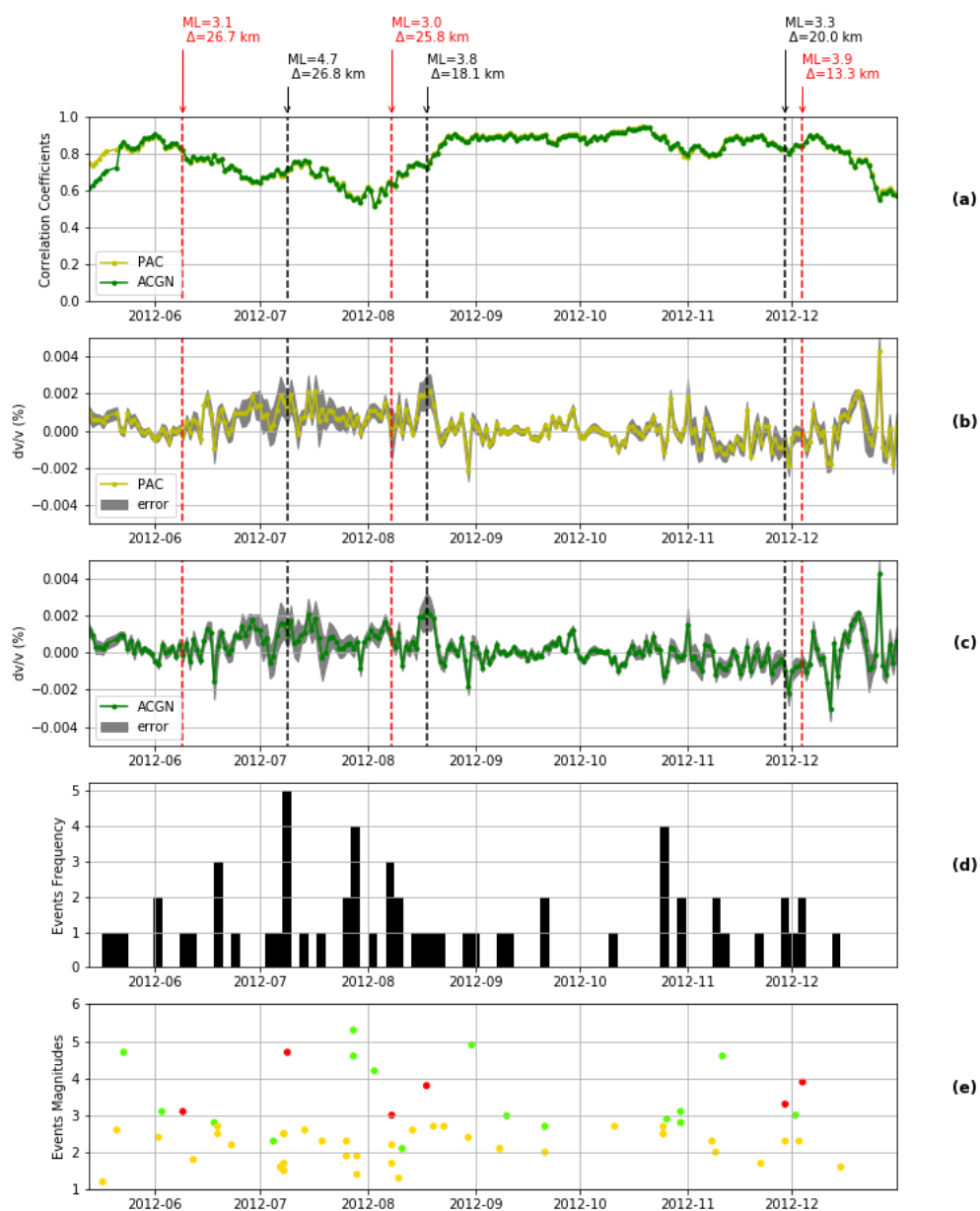


Figura 25 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 10 segundos e passo 5.

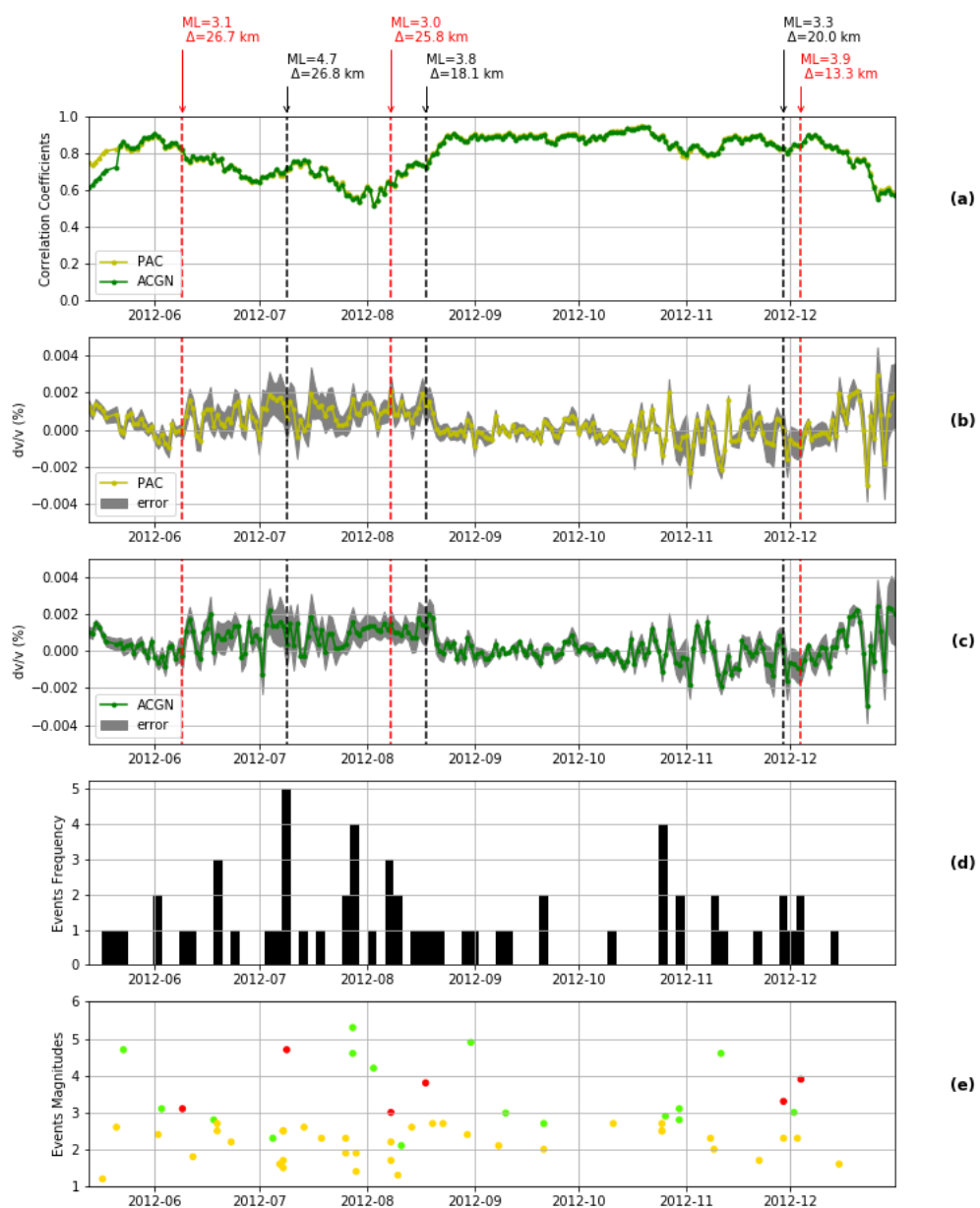


Figura 26 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 10 segundos e passo 9.

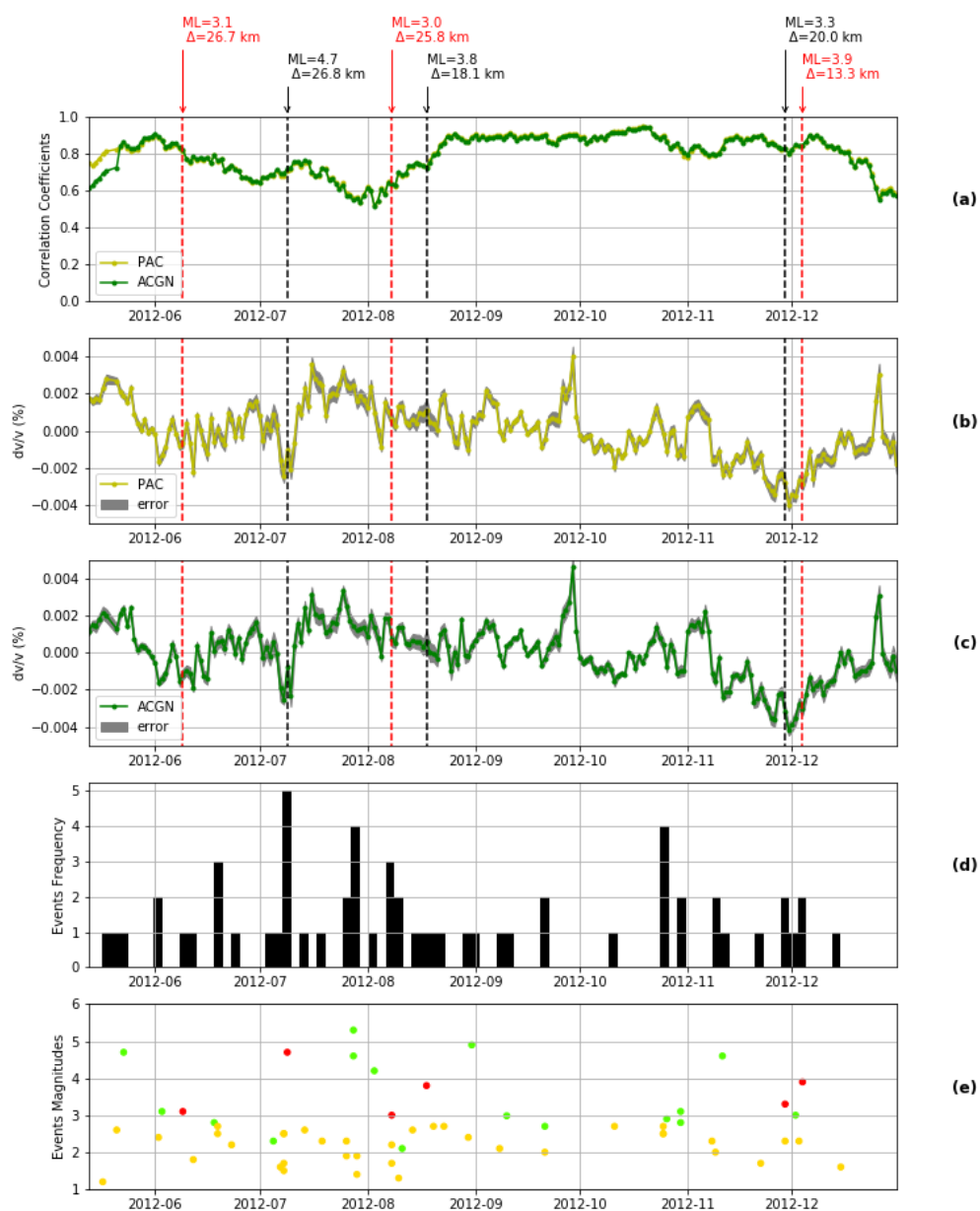


Figura 27 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 15 segundos e passo 1.

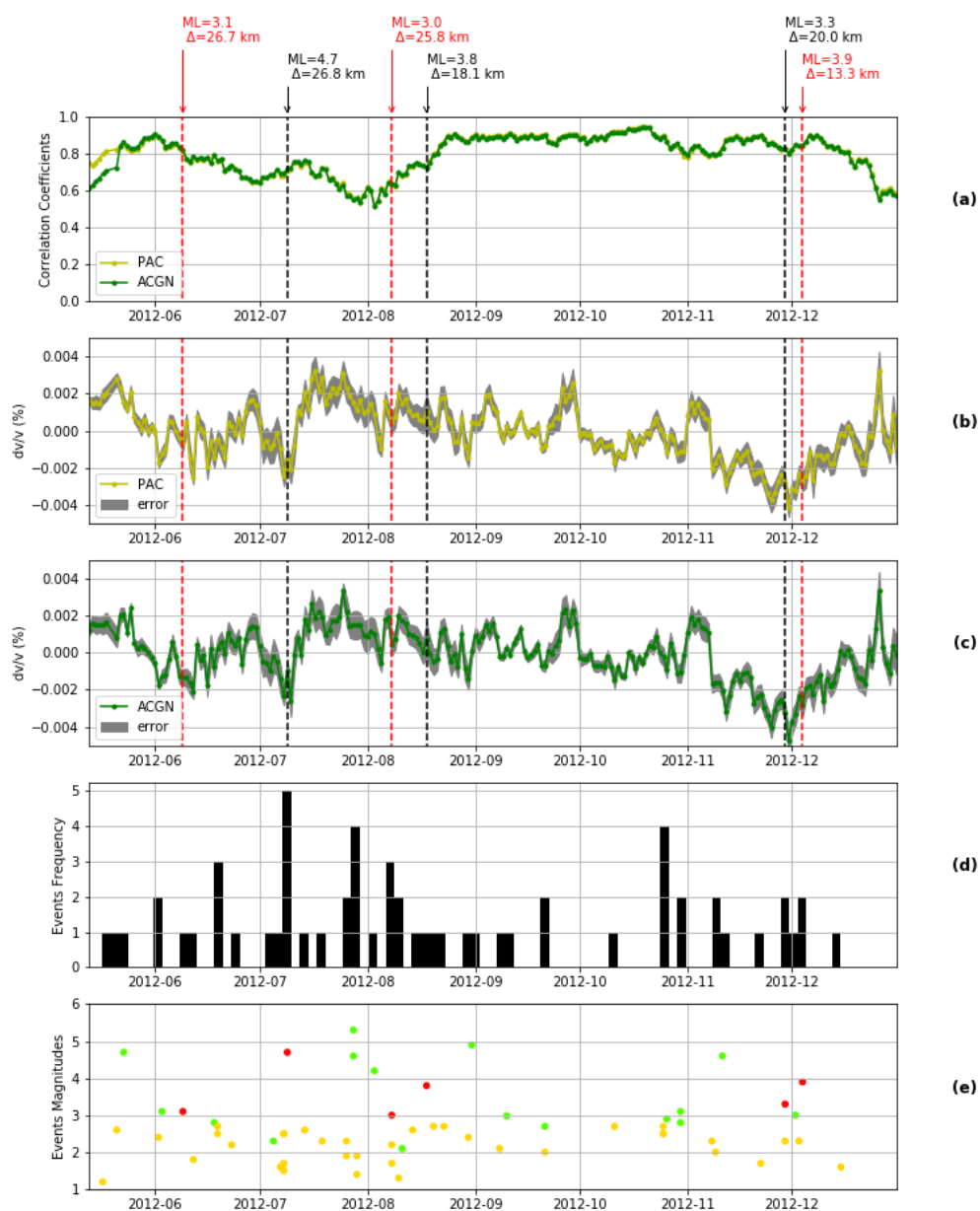


Figura 28 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 15 segundos e passo 3.

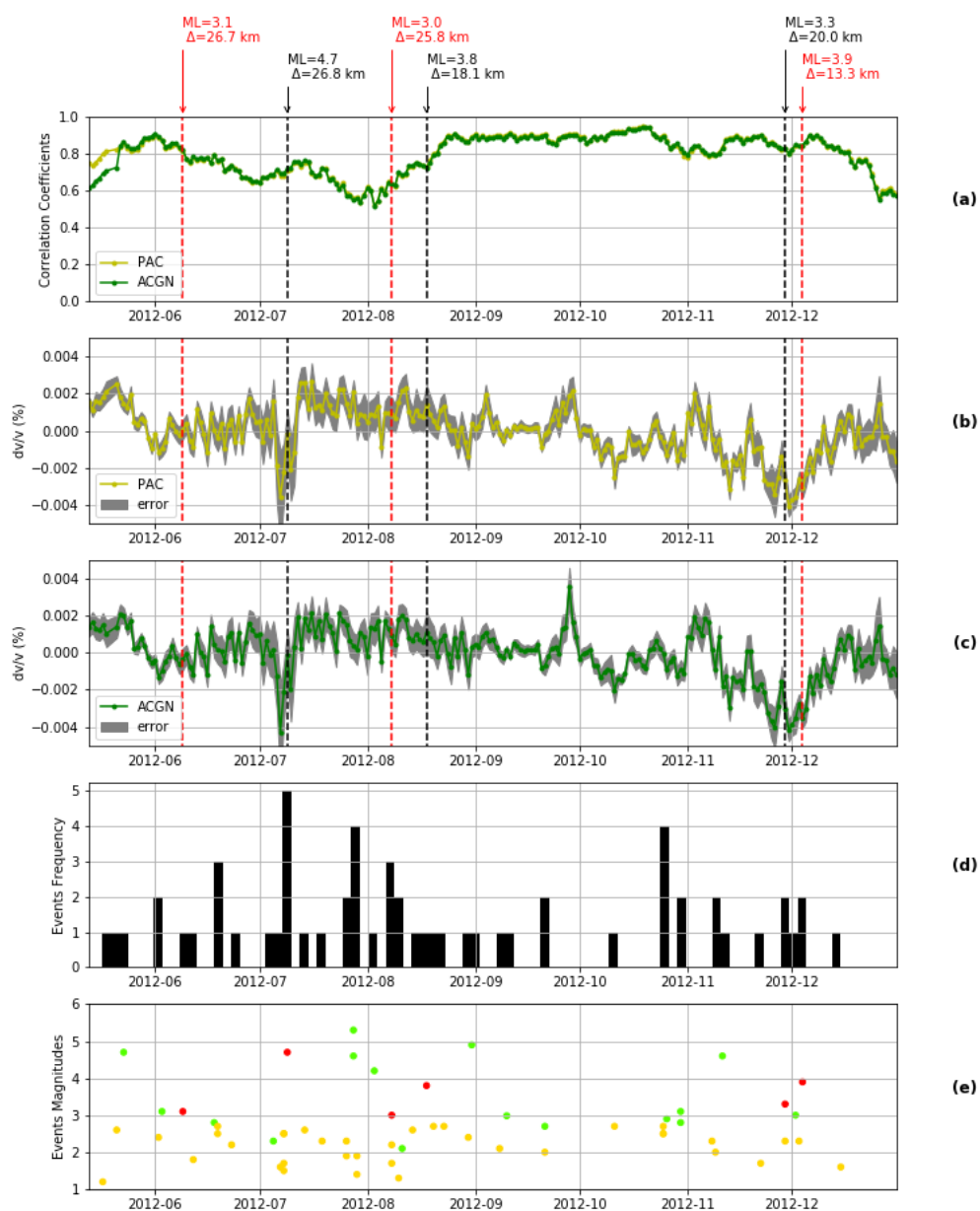


Figura 29 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 15 segundos e passo 5.

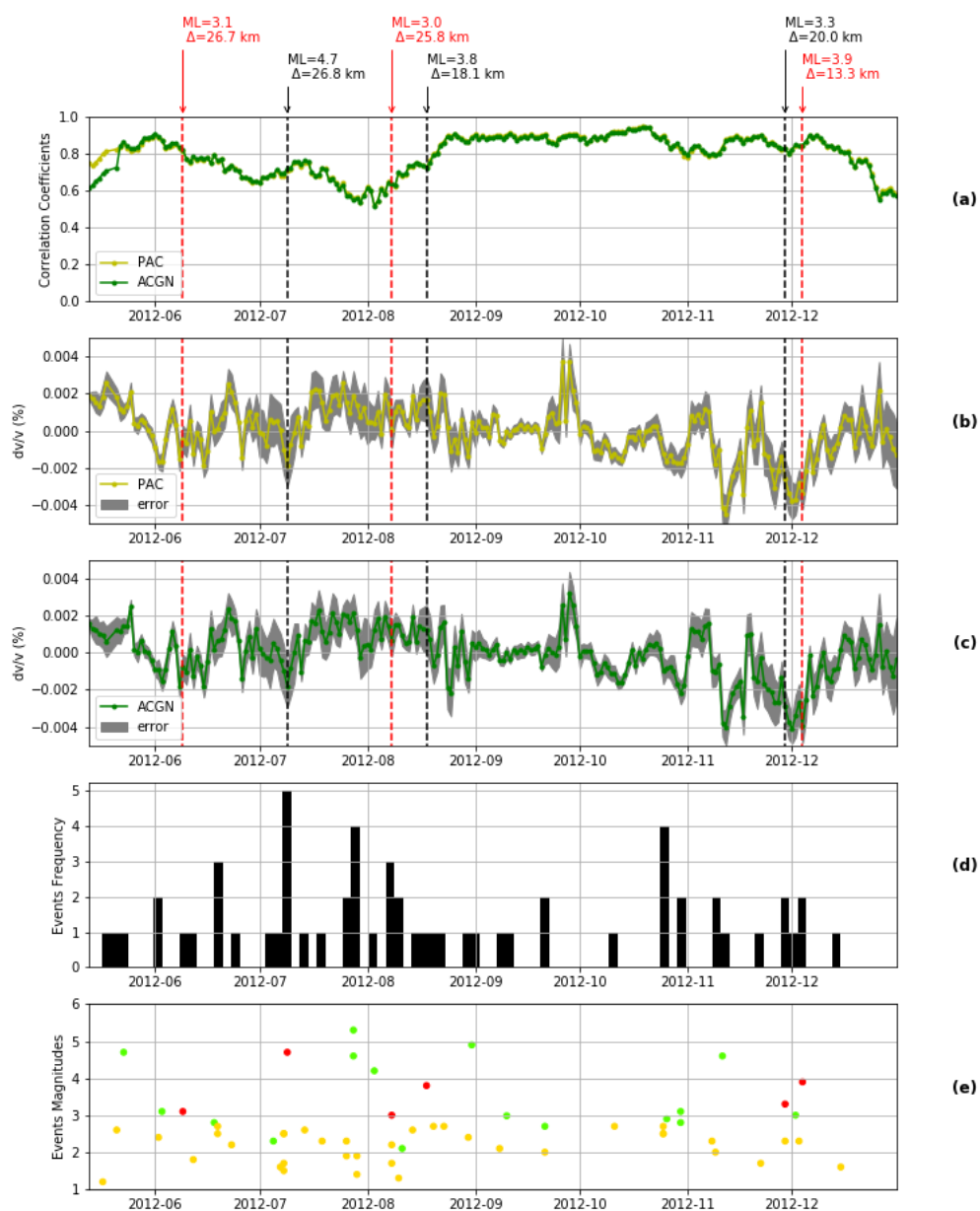


Figura 30 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 15 segundos e passo 7.

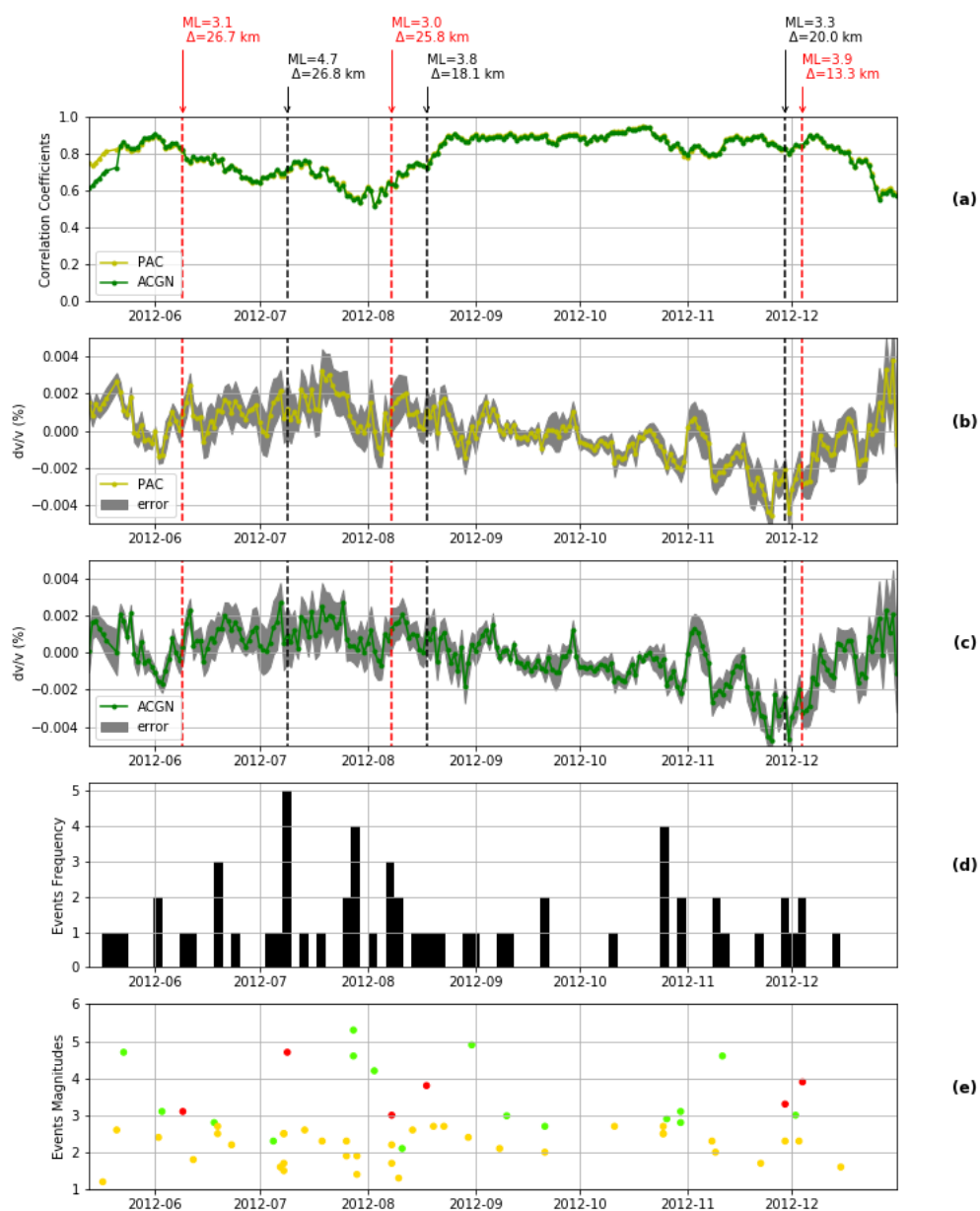


Figura 31 – Mesmo que a Figura 17, mas janela de 15 segundos e passo 9.