



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE

CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM
GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**SISMICIDADE DO SISTEMA TRANSFORMANTE DE SÃO PAULO,
NO ATLÂNTICO EQUATORIAL, DE JANEIRO – JULHO DE 2013**

Autor:

Guilherme Weber Sampaio de Melo

Orientador:

Prof. Dr. Aderson Farias do Nascimento

DGEF/PPGG/UFRN

Co-orientador

Profa. Dra. Marcia Maia

IUEM/UBO/CNRS

Dissertação nº 236/PPGG

25 de Outubro de 2019, Natal-RN



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**SISMICIDADE DO SISTEMA TRANSFORMANTE DE SÃO PAULO,
NO ATLÂNTICO EQUATORIAL, DE JANEIRO – JULHO DE 2013**

Autor:

Guilherme Weber Sampaio de Melo

Dissertação apresentada em 25 de outubro de 2019, ao Programa de Pesquisa e 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, com área de concentração em Geodinâmica

Comissão examinadora:

Prof. Dr. Aderson Farias do Nascimento (DGEF/PPGG/UFRN – orientador)

Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra (DGEO/PPGG/UFRN)

Prof. Dr. Fabio Luiz Dias (DGEF/ON)

25 de Outubro de 2019, Natal-RN

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

de Melo, Guilherme Weber Sampaio.

Sismicidade do sistema transformante de São Paulo, no Atlântico Equatorial, de janeiro - julho de 2013 / Guilherme Weber Sampaio de Melo. - 2019.

115f.: 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, 2019.

Orientador: do Nascimento, Aderson Farias.

Coorientador: Maia, Marcia.

1. Sismicidade - Dissertação. 2. Dorsal Meso-Atlântica - Dissertação. 3. Arquipélago de São Pedro e São Paulo - Dissertação. 4. Percolação de água - Dissertação. 5. Reativação de falha - Dissertação. I. do Nascimento, Aderson Farias. II. Maia, Marcia. III. Título.

RN/UF/CCET

CDU 550.348.098.64

“Não estude por estudar. Estude porque conhecimento é poder e ninguém vai tirar isso de você. ”

Desconhecido

“Só os que se arriscam a ir longe demais
são capazes de descobrir o quão longe se
pode ir. ”

Thomas Eliot

“No meio da dificuldade encontra-se a oportunidade.”

Albert Einstein

Agradecimentos

Primeiramente, agradeço ao ser supremo de todo universo, que independente de qualquer religião acredito em sua existência e sou completamente grato pela força, caminho e paciência que ele me guiou ao longo de toda vida acadêmica.

A todos meus familiares, mas em especial aos meus pais Wilma M. S. S de Melo e Geraldo M. de Melo, por toda batalha que fizeram desde o início para me ajudar a vencer todas essas etapas nos meus estudos, e sempre terem acreditado no meu potencial e me apoiado durante minhas escolhas.

Também sou grato aos meus irmãos Michelly K. S. de Melo e Maiquel S. de Melo, onde mesmo morando a longas distância sempre me ajudaram e deram conselho e confiança para eu atingir meus objetivos.

Sou completamente grato ao meu orientado Prof. Dr. Aderson F. do Nascimento, por toda confiança que teve em mim desde o início da batalha, por ter ajudado no meu crescimento acadêmico, por todo suporte e incentivo dado ao longo de nossas incontáveis conversas e por me ajudar a chegar até essa dissertação

Sou grato ao Prof. Dr. Peter Bormann (*in memoriam*), que apesar de nossas curtas conversas, seus conselhos me incentivaram a continuar minha batalha para ser pesquisador em sismologia. Agradeço também aos professores Dr. Jose Wilson de P. Macedo e Prof. Dr. Thomas Campos.

A professora Profa. Dra. Marcia Maia por ter acreditado em meu potencial, pela atenção e parceria ao longo da pesquisa realizada usando os dados do projeto COLMEIA. Também sou grato a professora Profa. Dra. Julie Perrot e ao Prof. Dr. Alexey Sukhovich que me ajudaram na análise dos dados hidroacústicos.

Pelas incontáveis ajudas, estudos, conselhos, risadas, aventuras e perseverança que meus amigos me deram desde a graduação, sendo eles principalmente Heriane Lima, Aline Tavares, Áurea Mourão, Eveline Guerreiro, Denize Costa, Mara Cristina, Patrícia Ferreira, Antonio Marques, Ítalo Andrey, Ernesto Morais, Junior Costa, Brandow Lee, Ana Nemocon, Rosana Luz, Danielli Lima, Rayane Teixeira, Josemaria Vilar, Gilsijane Ramos, Sérgio Moreira, Romain Pinguet.

Ao PRH 229 da Petrobrás pela bolsa de estudos ao longo do meu mestrado. Ao LabexMER/IUEM e ao PPG/UFRN pelo apoio financeiro que possibilitou minha visita ao laboratório na França. A Marinha do Brasil por toda logística e apoio dado na compra, instalação e manutenção da estação sismográfica instalada na ilha.

A todos os funcionários e técnicos do LabSis/UFRN por todo apoio fornecido ao longo do trabalho realizado usando a estação ASPSP.

Resumo

O Atlântico Equatorial é formado por diversas dorsais e falhas transformantes de escorregamento lento. Entre elas, o Sistema Transformante de São Paulo (STSP) é um complexo transformante, que se estende por 630 km, formado por múltiplas transformantes sendo quatro falhas e três segmentos intra-transformante. Na parte norte do STSP, a Zona da Serra do Atobá (ZSA) com 200 km de comprimento e 30 km de largura, é uma importante formação que atinge o nível do mar formando o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP). Foi realizada a localização hipocentral de 62 tremores do STSP. Eles ocorreram no ano de 2013, e foram registrados por um sismômetro instalado no ASPSP e três hidrofones implantados durante o cruzeiro COLMEIA. Usando os hipocentros, foi identificado uma zona sismogênica com profunda de transição frágil-dúctil à 18 km abaixo do oceano. Observamos que essa estrutura litosférica apresenta relação com a idade de deslocamento da transformante, na qual pode controlar as profundidades hipocentrais nas falhas transformantes do oceano. Além disso, os terremotos indicaram a existência de uma ampla extensão na profundidade da área de serpentinização, atingindo até 18 km abaixo da ZSA. Nós interpretamos isso como um efeito da percolação de águas em falhas e que possibilitam que elas atinjam até o manto abaixo do STSP, o que causa uma interação de rochas fluido-manto e o crescimento das falhas até o manto. Alguns hipocentros estavam localizados no segmento da Zona de Fratura Central (ZFC) e com profundidades que atingiam 8,8 km abaixo do fundo do mar. Nós interpretamos isso como a reativação de uma zona de fraqueza existente na ZFC, na qual ocorreu devido estresse induzido pela carga transpressiva da ZSA.

Palavra-chave: Sismicidade, Dorsal Meso-Atlântica, Sistema Transformante de S. Paulo, Percolação de Água, Reativação de Zona de Fraqueza Oceânica

Abstract

The Equatorial Atlantic is formed by several slow-slipping ridges and transform faults also associated with inactive fracture zones. Among these, the St. Paul Transform System (SPTS) is a complex multi-fault with four faults and three intra-transform segments with a long-offset of 630 km. In the northern transform, the 200 km long and 30 km wide Atobá Ridge is a major topographic feature that reaches the sea level at the St. Peter and St. Paul Archipelago (SPSPA). We have determined the hypocentral location of 62 minor-moderate earthquakes of SPTS. The earthquakes occurred in 2013 and were recorded by a seismometer installed in SPSPA and three hydrophones deployed during the COLMEIA cruise. A seismogenic zone with a deep brittle-ductile transition was identified in SPTS, with hypocenters reaching 18 km beneath the seafloor. We observed that this lithospheric structure presents relation with the offset age and controls the maximum hypocentral depths of oceanic transform faults. Besides, the earthquakes indicated the existence of a broad serpentinization depth reaching 18 km beneath the Atobá Ridge. We interpreted this as an effect of deep-water percolation into the mantle in the SPTS, which cause a fluid-mantle rocks interaction and allowed the growth of faults into the mantle. Some hypocenters were in the central fracture zone (CFZ) segment of SPTS and their depths reached 8.8 km beneath the seafloor. We interpreted this seismicity as reactivation of a weakness zone existent in CFZ, which occurred due to the transpressive load-induced stress from the Atobá Ridge.

Keywords: Seismicity, Mid-Atlantic Ridge, Saint Paul Transform System, Water Percolation, Reactivation of Oceanic Weakness Zone

Sumário

Agradecimentos	6
Resumo	7
Abstract	8
Sumário	9
Lista de Figuras	11
Lista de Tabelas	18
1. Introdução	20
1.1. Dorsal Meso-Atlântica	20
1.2. Falhas Transformantes do Atlântico Equatorial	26
1.3. Sismicidade no Atlântico	28
1.4. Área de Estudo	32
1.4.1. Sistema Transformante de São Paulo	32
1.4.2. Arquipélago de São Pedro e São Paulo	34
1.4. Objetivo	37
2. Fundamentação Teórica	38
2.1. Determinação dos hipocentros	38
2.1.1. Método de Geiger	38
2.1.2. HYPOCENTER	40
2.1.3. Single Station Location (SSL)	42
2.2. Magnitude	44
2.2.1. Magnitude Local (ML)	44
2.2.2. Magnitude do Momento (Mw)	46
2.2.3. Escala de magnitude para Transformante de São Paulo	47
2.2.4. Registro hidroacústico	48
3. Dados e processamento	49
3.1. Aquisição	49
3.1.1. Estação sismográfica ASPSP	49
3.1.2. Projeto COLMEIA	50
3.1.3. Dados	51
3.2. Processamento e laboração do catálogo	52
3.3. Correção do tempo de percurso	57
4. Artigo Submetido	58
1. Introduction	61
2. Geology Settings	62

2.1. Seismotectonics of the northern St. Paul Transform System.....	63
3. Data Acquisition and Processing	64
4. Methodology.....	65
4.1. HYPOCENTER Location	65
4.1.1. Single-Station Location (SSL)	65
4.1.2. Hydrophone Array Location (HAL).....	66
5. Results of the earthquake location and seismological catalog	67
5.1. Location using the SSL method	68
5.2. Location with hydrophone array	69
5.3. Earthquake catalog of the SPSPA area from January to July 2013.....	70
6. Seismicity and seismotectonics of the northern St. Paul transform fault and the Atobá Ridge.....	72
6.1. The East Shear Zone	72
6.2. The Atobá Ridge Zone.....	74
6.3. The Central Fracture Zone	76
7. Discussion.....	77
7.1. The low-density layer along St. Paul Transform System	77
7.2. The transform fault at the East Shear Zone, a near normal transform context.....	78
7.3. The Atoba Ridge Zone, a transpressive zone with highly deformed and altered mantle	80
7.4. Weakness zone reactivated at Central Fracture Zone	81
8. Conclusion	83
Acknowledgments	84
Reference.....	84
Supplementary Table for “New insights on seismicity of the St. Paul Transform System, Equatorial Atlantic: deep brittle-ductile transition, water percolation and reactivation of weakness zone”	92
Referências.....	94
Apêndice A – Tabelas	104
Apêndice B – Cross-Correlation	107
Apêndice C – Localização epicentral usando ondas T	112

Lista de Figuras

- Figura 1 - a) Mapa representando o relevo ao longo de todo oceano Atlântico. As montanhas submarinas das cordilheiras são detalhadas juntamente com as falhas transformantes que se localizam entre as duas interseções (Mapa desenhado por B. C. Hezen e M. Tharp, Nicolas., 1995). b) As linhas e setas apresentam as bordas das placas com as zonas de espalhamento (MOR: Mid-Ocean Ridges) e as falhas transformantes (Transform Fault); os traços pontilhados referen-se às zonas de fratura inativas (Fracture Zone)(Retirado de Hensen et al., 2019). c) Três perfis de zonas de espalhamento, cada um com uma taxa de espalhamento diferente e características topográficas e morfológicas (Editado e retirado de Searle., 2013).....21*
- Figura 2 - As cores mostradas no mapa global da figura representam a variação da meia taxa de espalhamento das placas tectônicas (Figura tirada de Müller et al., 2008).....22*
- Figura 3 – Imagens a) e b), respectivamente, apresentam blocos esquemáticos representando uma dorsal lenta do Atlântico e outra com espalhamento rápido do Pacífico. Imagens c) e d) mostram sessões transversais apresentando a composição geológica e reologia em cordilheiras dos dois tipos de espalhamento (Imagem fornecida pela editora Bookman, Pomerol et al., 2011).....25*
- Figura 4 – Mapa batimétrico da Cordilheira Meso-Atlântica Equatorial com a borda das placas tectônicas (linha preta), e o nome das falhas transformantes que fazem parte dessa região do Atlântico (Batimetria ETOPO obtido no link: <https://www.ngdc.noaa.gov>)27*
- Figura 5 – Enxame de sismicidade que ocorreu ao longo de dois dias durante a intrusão de um dique no segmento Lucky Strike do Atlântico (Retirado de Dziak et al., 2004).....29*

<i>Figura 6 – Exemplos de limite de profundidades hipocentrais nas falhas Romanche e Chain do Atlântico Equatorial (Imagem retirada de Abercrombie e Ekström, 2001).....</i>	<i>30</i>
<i>Figura 7 – Área ao longo do Atlântico Norte que já foi coberta por várias redes de hidrofonos implantadas desde o ano de 1999 (Imagem retirada de Simão et al., 2010).....</i>	<i>31</i>
<i>Figura 8 – Mapa batimétrico mostrando a falhas transformantes e segmentos intra-transformantes que formam o Sistema Transformante de São Paulo. A cordilheiras que formam as falhas transformantes ativas e zonas de espalhamento são demonstradas pelas linhas pretas. As linhas pontilhadas são os segmento intra-transformante. O Arquipélago de São Pedro e São Paulo é representado pela estrela preta, na qual está situado acima da Serra do Atobá.....</i>	<i>33</i>
<i>Figura 9 – O mapa de cima apresenta a localização do ASPSP ao longo do Atlântico Equatorial. Em seguida, o de baixo apresenta batimetria de alta qualidade mostrando zona transpressiva da Serra do Atobá no STSP, localizado sobre a falha transformante norte (Maia et al., 2016).....</i>	<i>34</i>
<i>Figura 10 – Imagem da morfologia da Serra do Atobá (Retirado de Motoki et al., 2009).....</i>	<i>35</i>
<i>Figura 11 – Imagem aérea mostrando as ilhotas e rochas que compõem todo o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (Retirado de Angulo et al., 2013).....</i>	<i>36</i>
<i>Figura 12 – Mapeamento da composição geológica do ASPSP (Retirado de Campos et al., 2010).....</i>	<i>36</i>
<i>Figura 13 – Fluxograma representando um esquema do algoritmo do HYPOCENTER (Retirado de Lienert et al., 1986).....</i>	<i>41</i>
<i>Figura 14 – Esquema representativo do processo para cálculo da direção do epicentro (Retirado de Havskov & Ottemoller., 2010).....</i>	<i>42</i>
<i>Figura 15 – Esquema representativo do processo de geração das ondas hidroacústicas (Fornecida por Julie Perrot).....</i>	<i>48</i>

<i>Figura 16 – Imagem mostrando a estação sismográfica do ASPSP (Autoria própria).....</i>	<i>49</i>
<i>Figura 17 – Mapa batimétrico obtido ao longo do cruzeiro COLMEIA mostrando os pontos onde foram implantados os hidrofones (Maia et al., 2015).....</i>	<i>50</i>
<i>Figura 18 – Gráfico mostrando o período de dados disponíveis ao longo do ano de 2013 na estação ASPSP e nos três hidrofones.....</i>	<i>51</i>
<i>Figura 19 – Distribuição dos eventos registrados em ASPSP, H2, H4 e H5 a partir do número de eventos e suas magnitudes.....</i>	<i>53</i>
<i>Figura 20– Tremor ocorrido em 02 de maio de 2013 registrado na estação ASPSP, e com magnitude de 2.3 ML.....</i>	<i>54</i>
<i>Figura 21 – Tremor ocorrido em 20 de abril de 2013 registrado na estação ASPSP, e com magnitude de 2.9 ML.....</i>	<i>54</i>
<i>Figura 22 – Tremor ocorrido em 04 de maio de 2013 registrado na estação ASPSP, e com magnitude de 3.1 ML.....</i>	<i>55</i>
<i>Figura 23 – Tremor ocorrido em 07 de maio de 2013 registrado na estação ASPSP, e com magnitude de 3.5 ML.....</i>	<i>55</i>
<i>Figura 24 – Tremor ocorrido em 17 de junho de 2013 registrado na estação ASPSP, e com magnitude de 4.2 ML.....</i>	<i>56</i>
<i>Figura 25 – Tremor ocorrido em 03 de abril de 2013 registrado na estação ASPSP, e com magnitude de 5.2 Mw.....</i>	<i>56</i>
<i>Figura 26 – Esquema representativo da localização dos hidrofones dentro do mar e a variação do relevo. Juntamente, é mostrado a localização da estação ASPSP acima do Atobá.....</i>	<i>57</i>
<i>Figure 1. a) Map showing the region that the St. Paul Transform System (SPTS) in the Equatorial Atlantic. Grey stars indicate the hydrophones of the COLMEIA project (Maia et al., 2013) used in this work. White triangle show the ASPSP seismographic station location in the Saint Peter and Saint Paul Archipelago (SPSPA). b) Multibeam bathymetry of the multi-segmented SPTS (Maia et al., 2016), showing the hydrophone positions (HX, HY and HZ) and the ASPSP</i>	

station. The black lines represent the active transform faults. The dotted lines mean the fracture zones of the SPTS. Several beach balls with fault plans obtained from the Global Centroid Moment Tensor solutions in the focal sphere (GCMT, Available at <https://www.globalcmt.org/>) are shown.....63

Figure 2. Seismogram of an earthquake which occurred on 15th June 2013 at 20h38 (UTC), with a magnitude of 4.3 M. The vertical component from the ASPSP broadband station and the hydroacoustic signals at HX, HY and HZ are shown. The P and S waves arrivals are marked in the seismogram of the ASPSP station. P wave arrivals in the hydrophones are also shown.....64

Figure 3. Histogram showing distribution of event local magnitudes. More than half have of magnitudes are between 2.0 and 3.0 ML, so only 15 events had clear P-wave arrival records above the noise in hydrophones.....67

Figure 4. a) Latitude uncertainty distribution obtained results from hypocenter location using the SSL method. b) Same as (a) for longitude uncertainties – ERLN. c) Histograms of the epicentral distances. d) Same as (a) and (b) for depth uncertainties ERDP.....68

Figure 5. Error obtained from the hypocenter location of the 15 events using also the P-wave record of hydrophones (HAL). a) RMS, b) ERLT, c) ERLN and d) ERDP.....70

Figure 6. a) Map display in circles the epicentral location of the 15 earthquakes with magnitudes > 2.9 calculated using both the SSL (S) and HAL method (H). A Different color is assigned to each event. The ERLT and ERLN are show as error bars. b) Cross section present the hypocentral depths obtained with SSL along the horizontal longitude distribution, showing the error bars. c) Hypocenters located using HAL method are showed in this cross section. The events with depth error higher than the longitude error had also ERLT higher than ERLN in map of a). Possibly, this was caused by geometry of the data acquisition, as two hydrophones do not worked due to technical problems during the experiment.....71

Figure 7. Multibeam bathymetry of north transform fault and the central fracture zone of Saint Paul Transform System obtained for Maia et al (2016). The small

circles present the epicentral location and depths of earthquakes along the ESZ, ARZ and CFS areas and the white triangle the ASPSP station. The size and color of circles are proportional to the magnitude and depths, respectively (see magnitude legend and gray scale). The active transform and thrust faults of the SPTS are shows as black lines. The dotted lines represent the fracture zones. Fault plans obtained from the GCMT solutions are presented.....72

Figure 8. Earthquakes distribution along the East Shear Zone. a) Bathymetric map. The black lines shows the active transform faults and part of thrust faults. Circles are earthquakes in 2013 year (this study), and square exhibit the hypocentral locations obtained in ISC catalogue between 1970-2019. Circles and square indicates events depth in grey color. GCMT solution of earthquake occurred on 1st April 2013 at 20h02 (UTC) is shown. b) Cross section along the transform valley for all events and depths located in ESZ. The color of circles correspond to depth in the gray scale and is the same used in a). Error bars show the depth and longitude uncertainties determined by the HYPOCENTER software. The depth error bars is showed for events calculated by the SSL method.....73

Figure 9. Earthquakes distribution along the Atobá Ridge Zone a) Bathymetric map showing the earthquakes location as grey circles and ASPSP station (white triangle). The transform and thrust faults are represent in black lines. Four GCMT solutions display fault plan of large previous earthquakes associated both in the strike-slip and thrust faults. b) Vertical distribution of earthquakes in cross section. The color of circles indicate hypocenter depths of Figure 9a. The depths and longitude confidence limit is show in error bars.....75

Figure 10. Earthquakes distribution along the Central Fracture Zone a) Maps exhibit the epicentral location as grey circles and the latitude and longitude error bars. The lines in black color represent the active transform and thrust faults. The fracture zones is represented as dotted lines. Moment tensor solution of three events (GCMT) are seen in beach ball. b) Hypocenter distribution in this cross section. The hypocenter depth is the same circles of Figure 10a. The depths and longitude confidence limit is show as error bars.....77

Figure 11. Thickness map of low-density layer derived by Maia et al (2016) and earthquakes distribution. The thickness is color mapped according to the

scale presented. The transform fault as also the thrust faults is seem in black line. The dotted line is the fracture zone. The epicenters are showed in circles, their colors represent the depths. The color bars of the thickness start in the - 3.5 km to take into account the water layer.....78

Figure 12. Oceanic lithosphere depth as a function of lithosphere age. The dashed line corresponds to maximum hypocenter depths of oceanic transform faults reported by previous authors (see text). The continuous black line represents the 600°C isotherm (Boettcher and Jordan, 2004).....79

Figura B1 – Correlação cruzada de 41 eventos registrados na estação do ASPSP.....108

Figure B2 – Figura mostrando a localização dos dois Cluster analisados na correlação cruzada. Os circulos em azul são os eventos do Cluster 01, e os referentes ao Cluster 02 são dados na cor branca.....109

Figure B3 – Sismograma mostrando os eventos do Cluster 01. É possível ver, antes mesmo do processamento de correlação cruzada, que existe uma similaridade entre as formas de onda dos eventos, mesmo tendo ocorrido em diferentes datas.....109

Figure B4 – À esquerda, na figura da forma de onda dado, o eixo y representa a semelhança e o eixo x o intervalo de tempo do sinal usado na análise do Cluster 01. Já na imagem da direita, é possível identificar o nível de similaridade dos terremotos a partir do nível de cor descrito pela barra de cores. A data do terremoto pode ser identificada nos eixos x e y.....110

Figure B5 – Sismograma mostrando os eventos do Cluster 02. É possível ver, antes mesmo do processamento de correlação cruzada, que existe uma similaridade entre as formas de onda dos eventos, mesmo tendo ocorrido em diferentes datas.....111

Figure B6 – À esquerda, na figura da forma de onda dado, o eixo y representa a semelhança e o eixo x o intervalo de tempo do sinal usado na análise do Cluster 02. Já na imagem da direita, é possível identificar o nível de similaridade dos terremotos a partir do nível de cor descrito pela barra de cores. A data do terremoto pode ser identificada nos eixos x e y.....111

<i>Figura C1 – Evento ocorrido no dia 02 de abril de 2013, ocorrido as 01:39:23 UTC e com magnitude de 3.3 ML.....</i>	<i>113</i>
<i>Figura C2 – Evento ocorrido no dia 07 de maio de 2013, ocorrido as 08:21:09 UTC e com magnitude de 3.8 ML.</i>	<i>113</i>
<i>Figura C3 – Evento ocorrido no dia 15 de junho de 2013, ocorrido as 20:37:47 UTC e com magnitude de 4.3 ML.</i>	<i>114</i>
<i>Figura C4 – Evento ocorrido no dia 03 de abril de 2013, ocorrido as 05:31:21 UTC e com magnitude de 5.3 ML.</i>	<i>114</i>
<i>Figura C5 – Relação entre o Source Leve (dB) e Magnitude Local (ML)I .É possível observar que apesar do registro ser hidroacústico, existe uma boa correlação com as magnitudes.</i>	<i>116</i>

Lista de Tabelas

<i>Tabela 01 – Variação dos valores da constante Q_d de acordo com o aumento da distância do evento (Retirado de Havskov and Ottemöller., 2010).....</i>	<i>44</i>
<i>Table 1. Values of travelttime corrections applied to P-wave recorded by hydrophones.....</i>	<i>67</i>
<i>Table 2. Oceanic transform faults. The 600° isotherm limits are of Boettcher and Jordan (2004). The other information is based on the references given in the last column.....</i>	<i>80</i>
<i>Supplementary Table 1. The complete catalogue of 62 earthquakes used in this work. Error depths was possible only to events recorded both by ASPSP station and hydrophones. The magnitude values were measured using ML or Mw scales according to de Melo and do Nascimento (2018).....</i>	<i>93</i>
<i>Tabela A1 – Modelo de Velocidade da onda P, usado na localização hipocentral dos eventos com dados da estação ASPSP e os três hidrofones (H2, H4 e H5).....</i>	<i>104</i>
<i>Tabela A2 – Informações geográficas dos quatro equipamentos usados na localização hipocentral (1 sismógrafo e 3 hidrofones).....</i>	<i>104</i>
<i>Tabela A3 – Tabela com informações dos completos 62 eventos localizados no trabalho.....</i>	<i>106</i>
<i>Tabela C1 – Tabela com a lista de tremores ocorridos no Sistema Transformante de São Paulo, e que foram localizados usando somente os hidrofones.....</i>	<i>115</i>

Lista de siglas

ASPSP – Arquipélago de São Pedro e São Paulo

GCMT – Global Centroid Moment Tensor

IRIS - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

LabSis - Laboratório de Sismologia da UFRN

RSBR - Rede Sismográfica Brasileira

SAC – Seismic Analysis Code

SEISAN – Earthquake Analysis Software

SSL – Single Station Location (Localização com Estação Única)

STSP – Sistema Transformante de São Paulo

UFRN - Universidade Federal do Rio Grande do Norte

ZSA – Zona da Serra do Atobá

ZFC – Zona de Fratura Central

ZCL – Zona de Cisalhamento Leste

1. Introdução

1.1. Dorsal Meso-Atlântica

A Dorsal Meso-Atlântica surgiu a cerca de 120 milhões de anos quando a região sul dos atuais continentes Sul-Americano e Africano iniciou um estágio de separação através do espalhamento do fundo oceânico (Pérez-Díaz & Graeme Eagles., 2017). Essa abertura possibilitou o início da formação da litosfera oceânica do Atlântico (Figura 1a), com as cordilheiras sendo criadas ao longo das bordas das placas tectônicas. As cordilheiras são estruturas de relevo submarino que se originam a partir do afloramento e solidificação do manto, inicialmente explicado por Wilson (1965). A dorsal do Atlântico possui uma extensão total de aproximadamente 6000 km (Nicolas, 1995), desde o Ártico ao norte até próximo da África ao sul. Suas estruturas são caracterizadas por duas formas básicas (Figura 1b): 1 - As zonas de espalhamento, onde as duas placas vão se afastando lentamente e uma nova crosta vai se formando em taxas de no máximo 50 mm/ano (Muller et al. 2008), e 2 – As falhas transformantes, as quais são falhas de direção horizontais que constituem uma borda de placa movimentando-se em strike-slip (Wilson, 1965; Condie, 1997).

A geologia na crosta oceânica é composta basicamente por sedimentos, rochas basálticas, pillow lavas, gabros e peridotito, distribuídos por diferentes camadas da crosta (Cannat et al. 1995; Searle, 2013). A observação dessa geologia no fundo do mar pode apresentar variações de acordo com a velocidade de separação das placas tectônicas (Searle, 2013).

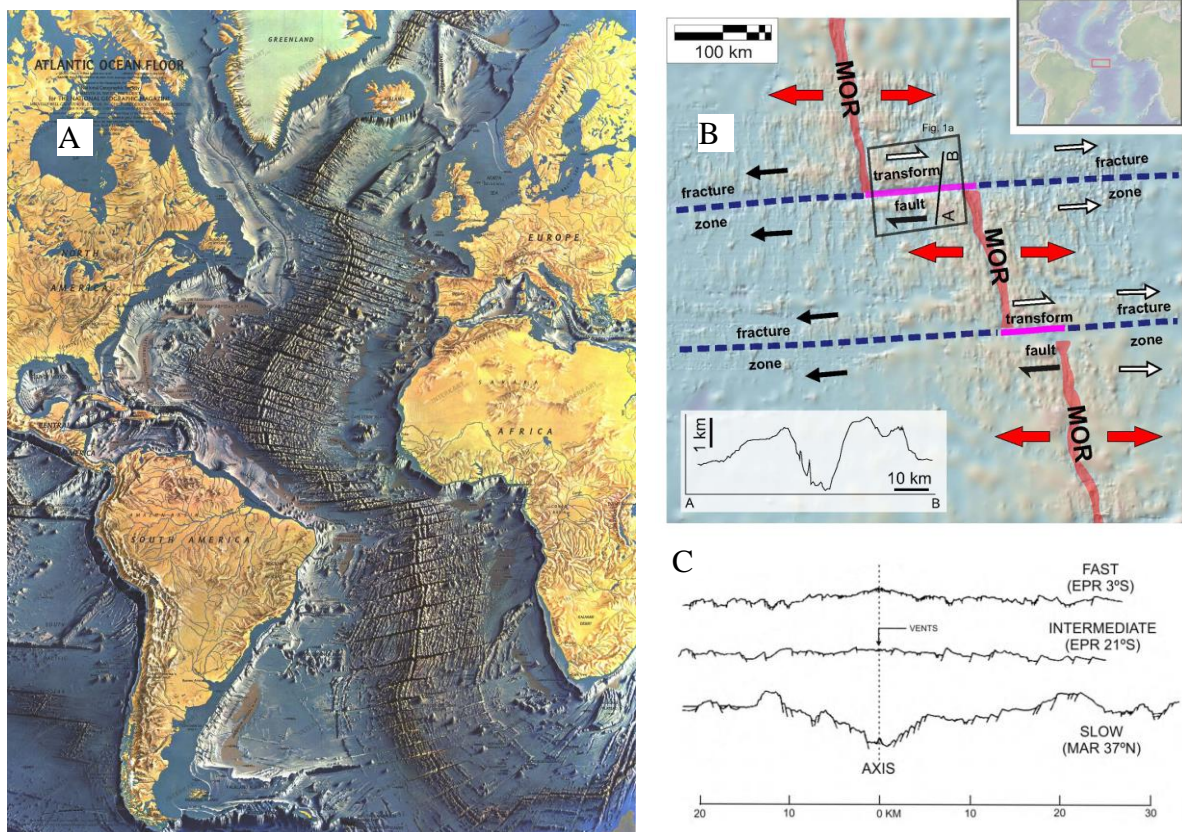


Figura 1 – a) Mapa representando o relevo ao longo de todo oceano Atlântico. As montanhas submarinas das cordilheiras são detalhadas, juntamente com as falhas transformantes que se localizam entre as duas interseções (Mapa desenhado por B. C. Hezen e M. Tharp, Nicolas, 1995). b) As linhas e setas apresentam as bordas das placas com as zonas de espalhamento (MOR: Mid-Ocean Ridges) e as falhas transformantes (Transform Fault); os traços pontilhados referem-se às zonas de fratura inativas (Fracture Zone) (Retirado de Hensen et al. 2019). c) Três perfis de zonas de espalhamento, cada um com uma taxa de espalhamento diferente e suas características topográficas e morfológicas (Editado e retirado de Searle, 2013).

Essas estruturas ao longo das bordas das placas podem demonstrar diferentes características, sendo isso diretamente dependente da taxa de espalhamento (Maia, 2019). Nas cordilheiras com espalhamento rápido (Fast Spreading, Figura 1c; Fig 3a), como exemplo o Pacífico Leste (Soule et al. 2013), com taxas entre 90 e 170 mm/ano, o fluido mantélico que brota ao longo do afastamento das placas se solidifica rapidamente criando uma nova litosfera, fazendo com que o fornecimento de calor ao longo da zona de separação apresente altas temperaturas. Conseqüentemente, a litosfera torna-se fraca e possui uma fina espessura (Fig 3d), com uma média de ~6 km (Searle, 2004). Elas são sismicamente ativas, com magnitudes de valores pequeno a moderado (< 6.5 M), e hipocentros situados em profundidades menores comparado a outras zonas de espalhamento lenta (Bohnenstiehl e Dziak, 2009). Nessas zonas, a crosta é formada aos arredores das chaminés de magma na qual a lava flui em frequentes erupções. A composição geológica na superfície é basicamente de pillow lava e basalto, com outras camadas dentro da crosta composta de dique vulcânico e gabro (Searle, 2013).

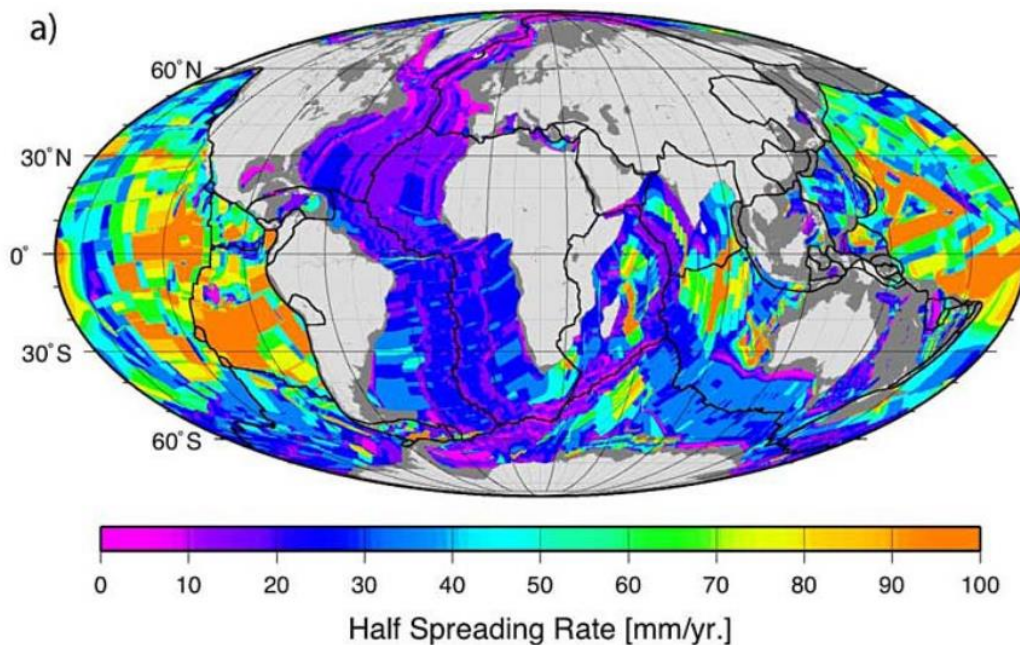


Figura 2 – As cores mostradas no mapa global da figura representam a variação da meia taxa de espalhamento das placas tectônicas (Figura tirada de Müller et al. 2008).

Em zonas oceânicas com espalhamento lento (Slow Spreading, Fig 1c), tais como no Atlântico, diferentes mudanças ocorrem. A fusão do manto que aflora é cerca de 90% menor daquela observada em zonas com espalhamentos rápido (Searle, 2013). Ao longo da topografia dos axis (Fig 1c, Fig 3b), vales bem definidos são formados e possuem uma média de 20-40 km de largura e 1-2 km de profundidade (Searle, 2013).

A composição de gabro é consideravelmente menor do que as de espalhamento rápido, sendo eles localizados em pequenos volumes intrusivos e diques (Fig 3c) (Pomerol et al. 2011; Searle e Escartin, 2004). Devido ao processo de fusão ocorrer lentamente após a saída do manto, as rochas peridotitas também já são bem mais abundantes desde a origem do material mantélico até o fundo oceânico (Searle e Escartin, 2004). Juntamente, a lenta separação das placas permite que a água acabe penetrando na falha e ocorra alterações na estrutura dos minerais que compõem os materiais do manto superior que são expostos ao fundo do mar (Bonatti, 1976; Francis, 1981; Detrick et al. 1993; Searle e Escartín, 2004). Esse processo de hidratação é chamado de serpentinização e ocorre principalmente em peridotito (Searle, 2013), gerando efeitos reológicos e influenciando a força tectônica da litosfera oceânica (Escartín et al. 1997; Escartín et al. 2001).

As crostas nas zonas de espalhamento lento possuem uma espessura com média de ~8 km, mas com litosfera que pode atingir até 20 km em algumas regiões (Abercrombie e Ekström, 2001; Searle, 2013; Hekinian, 2014). A sismicidade já se torna mais forte nesse tipo de zona oceânica, com tremores que podem atingir magnitudes de até 7.5 M. Isso se deve a mudança da estrutura termal da litosfera ao comparar com o espalhamento rápido (Bohnenstiehl e Dziak, 2009), contribuindo para um aumento da rigidez da crosta e colaborando para um maior acúmulo de stress.

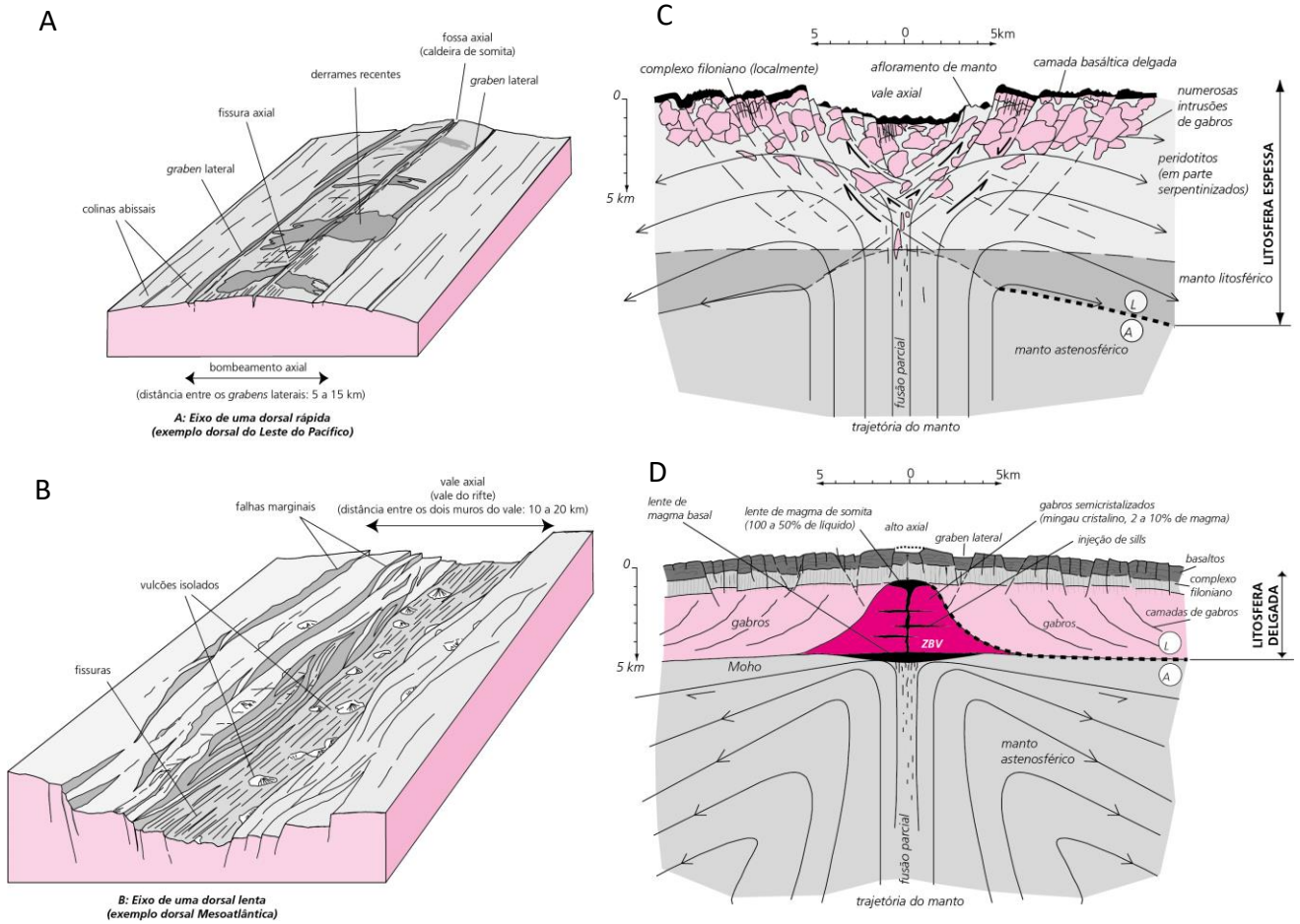


Figura 3 – Imagens a) e b), respectivamente, apresentam blocos esquemáticos representando uma dorsal lenta do Atlântico e outra com espalhamento rápido do Pacífico. Imagens c) e d) mostram sessões transversais apresentando a composição geológica e reologia em cordilheiras dos dois tipos de espalhamento (Imagem fornecida pela editora Bookman, Pomerol et al. 2011).

1.2. Falhas Transformante no Atlântico Equatorial

As transformantes são falhas horizontais strike-slip ativas frequentemente observadas ao longo do oceano Atlântico, ligando dois segmentos de espalhamento das cordilheiras (Gerya, 2012; Maia, 2019). Elas são associadas com zonas de fratura, áreas que dão continuidade às falhas transformantes após serem afastadas das cordilheiras e se tornarem “inativas” a medida que as placas tectônicas se movimentam (Maia, 2019). As estruturas das zonas de fratura podem ser usadas para evidenciar possíveis mudanças que tenham ocorrido no passado na cinemática ou na orientação do movimento das placas (Gerya, 2016; Maia, 2019).

O contraste de idade para um determinado comprimento de falha é geralmente muito maior nas zonas de espalhamento lento do que em zonas rápidas (Maia, 2019). Isso gera uma significativa diferença na estrutura termal e mecânica da falha (Behn et al. 2007; Roland et al. 2010). Muitas dessas falhas transformantes também podem apresentar mudanças ocorridas anteriormente através de sua topografia (Maia, 2019). Como exemplo, Bonatti (1978) apresentou anomalias topográficas identificadas ao longo da estrutura da Falha Transformante Romanche causadas pelas mudanças no campo de stress que foi originado pelo tectonismo vertical que ocorreu na falha. Com seus 900 km, a Romanche é a falha mais extensa do Atlântico Equatorial e com uma litosfera altamente deformada (Bonatti, 1994). Ligi et al (2002) classificou a Romanche como uma mega-transformante.

Essas mudanças na cinemática também podem gerar uma multissegmentação na cordilheira, o que acaba gerando sistemas transformantes compostos por diversas zonas de espalhamento paralelos aos segmentos intra-transformantes, e falhas transformantes com comprimentos que variam de acordo com o movimento/rotação das placas (Searle, 2013; Maia, 2019). Apesar de ser mais comumente observado em zonas de espalhamento rápido (Maia, 2019), dois exemplos de multissegmentado sistema transformante podem ser identificados no Atlântico Equatorial: são eles o sistema Doldrums (Maia, 2019; Palmiotto et al. 2019) e o sistema transformante de São Paulo (Hekinian et al. 2000; Maia, 2016; Maia, 2019).

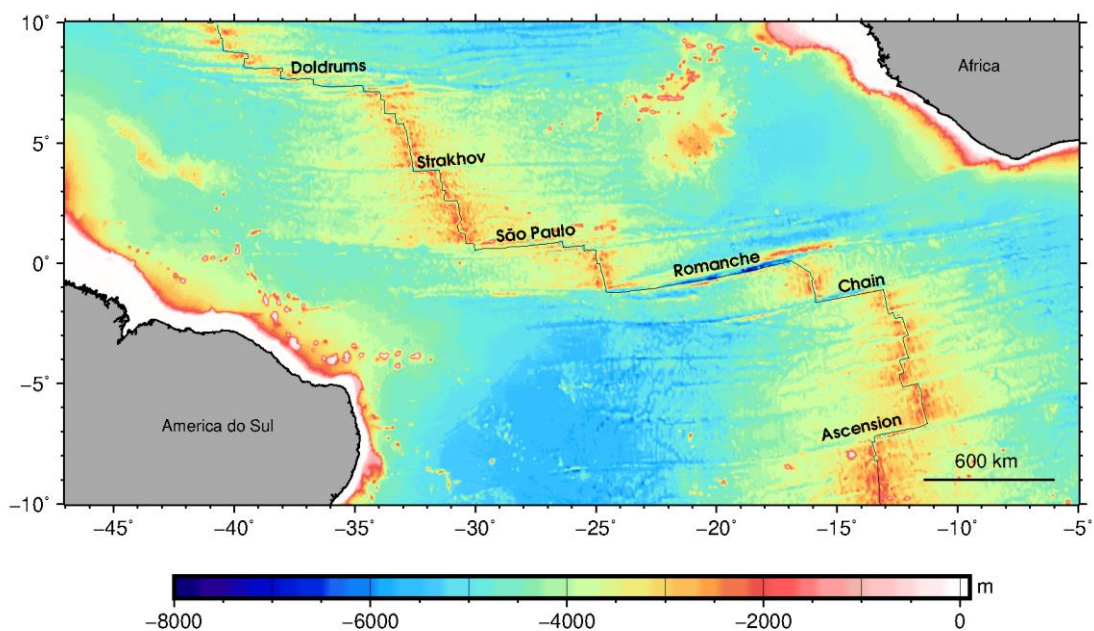


Figura 4 – Mapa batimétrico da Cordilheira Meso-Atlântica Equatorial com a borda das placas tectônicas (linha preta), e o nome das falhas transformantes que fazem parte dessa região do Atlântico (Batimetria ETOPO obtido no link: <https://www.ngdc.noaa.gov>)

1.3. Sismicidade no Atlântico

A constante cinemática das placas tectônicas é um importante fator que colabora para geração de sismicidade. A diferentes taxas e características das zonas de espalhamento lento e rápido (ver item 1.1) também refletem diretamente na ocorrência e força dos terremotos da crosta oceânica (Bohnenstiehl e Dziak, 2009; Searle, 2013). Os estudos desses eventos são importantes para entender as mudanças das falhas e processos nas zonas separação das placas que ocorrem no fundo marinho. Entretanto, a baixa cobertura e limitação no monitoramento da rede mundial faz com que a detecção da sismicidade seja mais limitada para tremores com magnitudes a partir 4.0 M (Bohnenstiehl e Dziak, 2009). Possíveis soluções para esse problema da listagem de tremores sobre as cordilheiras é a implantação de estações sismográficas no fundo oceânico (Ocean Bottom Seismometer) ou os registros hidroacústicos sobre a água (Hidrofones). Entretanto, devido ao alto custo, essas implantações ocorrem apenas por curtos períodos de tempo durante a execução de pesquisas científicas.

Os tremores podem ocorrer a partir da influência de diversos processos que acontecem sobre as Cordilheiras Meso-Oceânicas, tais como movimento de falhas, intrusão de diques ou erupções vulcânicas no fundo do mar (Bohnenstiehl e Dziak, 2009). Como exemplo, quando a chaminé magmática dentro da crosta aumenta seu volume e eleva a pressão, ocorre dilatação da crosta e em seguida gera sismicidade (Bohnenstiehl e Dziak, 2009). Esse processo ocorre ao longo de vários dias e com um alto número de eventos, podendo atingir de 50 à 120 microtremores por hora nos estágios iniciais (Bohnenstiehl e Dziak, 2009; Giusti et al. 2018). Além disso, em alguns casos apresentam-se atividades hidrotermais

no fundo do mar (Humphris et al. 2002). Os mecanismos focais da sismicidade são diretamente consistentes com o movimento ocorrido nos tremores (Sykes, 1967; Searle, 2013). Diversos casos de intrusão de dique já foram devidamente estudados no oceano Atlântico (Dziak et al. 2004; Giusti et al. 2018) e no Pacífico (Dziak et al. 1995; Dziak et al. 2009).

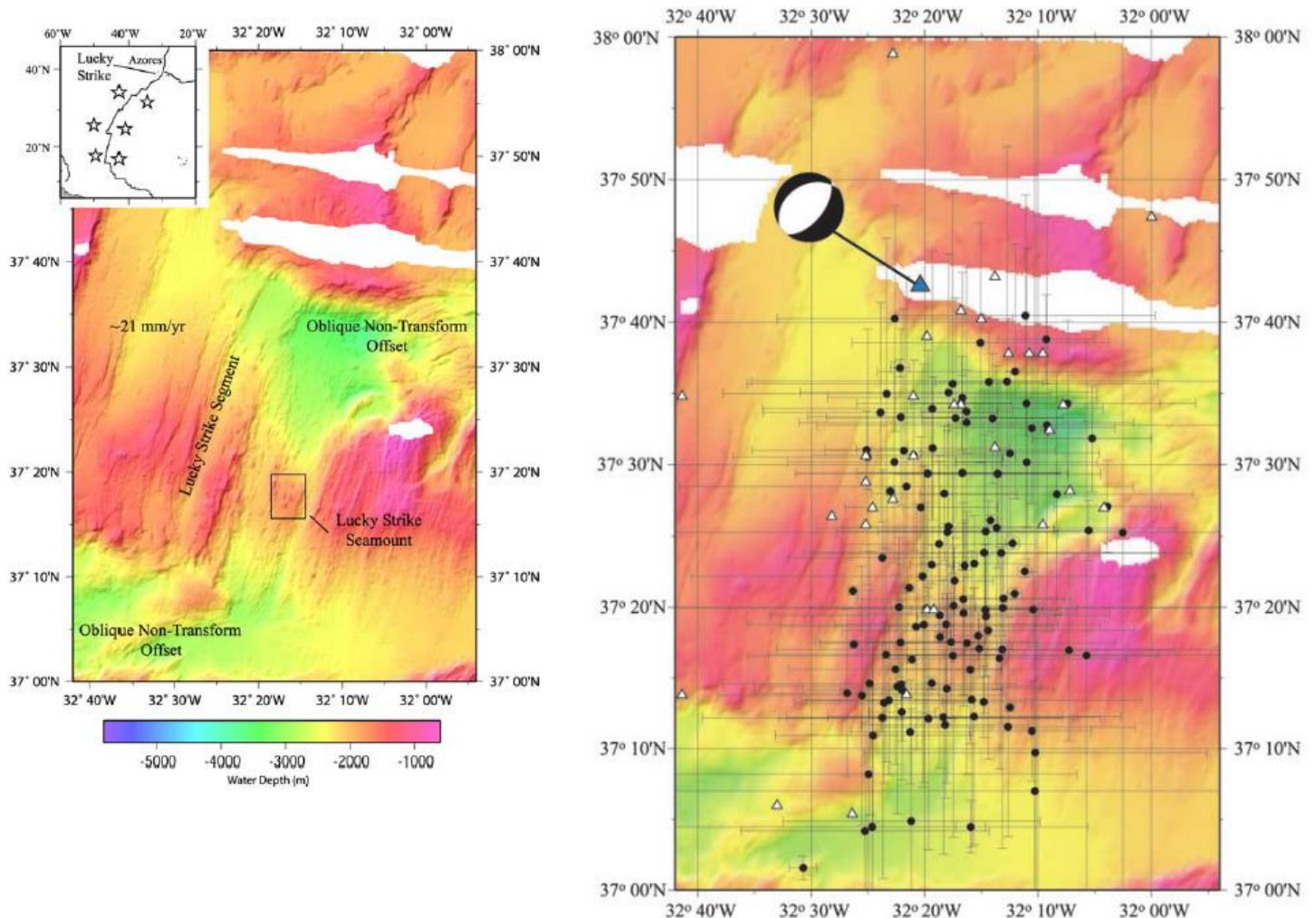


Figura 5 – Enxame de sismicidade que ocorreu ao longo de dois dias durante a intrusão de um dique no segmento Lucky Strike do Atlântico (Retirado de Dziak et al. 2004).

A maior parte dos eventos das cordilheiras do Atlântico são tectônicos e ocorrem ao longo de falhas transformantes. Eles acontecem a partir do deslizamento gerado durante o movimento das placas e com magnitudes que chegam a atingir até 7.5 M (Bohnenstiehl e Dziak, 2009; Searle, 2013). Muitas

vezes, o processo de ruptura tende a ocorrer lentamente (Abercrombie e Ekström, 2001) e acontece principalmente na área ativa da falha transformante que está entre as duas zonas de espalhamento (Bohnenstiehl e Dziak, 2009). Em alguns casos específicos, trabalhos têm reportado zonas de fraquezas existentes sobre as zonas de fratura e que são reativadas com terremotos (Bergman e Solomon., 1992), algumas vezes com grandes magnitudes (Bohnenstiehl et al. 2004; Antolik et al. 2006; Robinson, 2011; Lay, 2019). Seus hipocentros tendem a se situar principalmente dentro da zona sismogênica, de modo que ela tende a ser controlada a partir do comportamento litosférico termal-mecânico (Roland et al. 2010). A extensão da profundidade dos eventos pode variar entre cada falha do Atlântico devido às diferentes faixas de idade e comprimento das transformantes. Isso se deve ao fato de que os tremores devem se localizar acima da zona de separação rúptil-dúctil, a qual se limita com uma isoterma de 600°C (Bergman e Solomon, 1988; Wolfe et al. 1993; Abercrombie e Ekström, 2001; Boettcher e Jordan., 2004; Boettcher e McGuire, 2009; Roland et al. 2010).

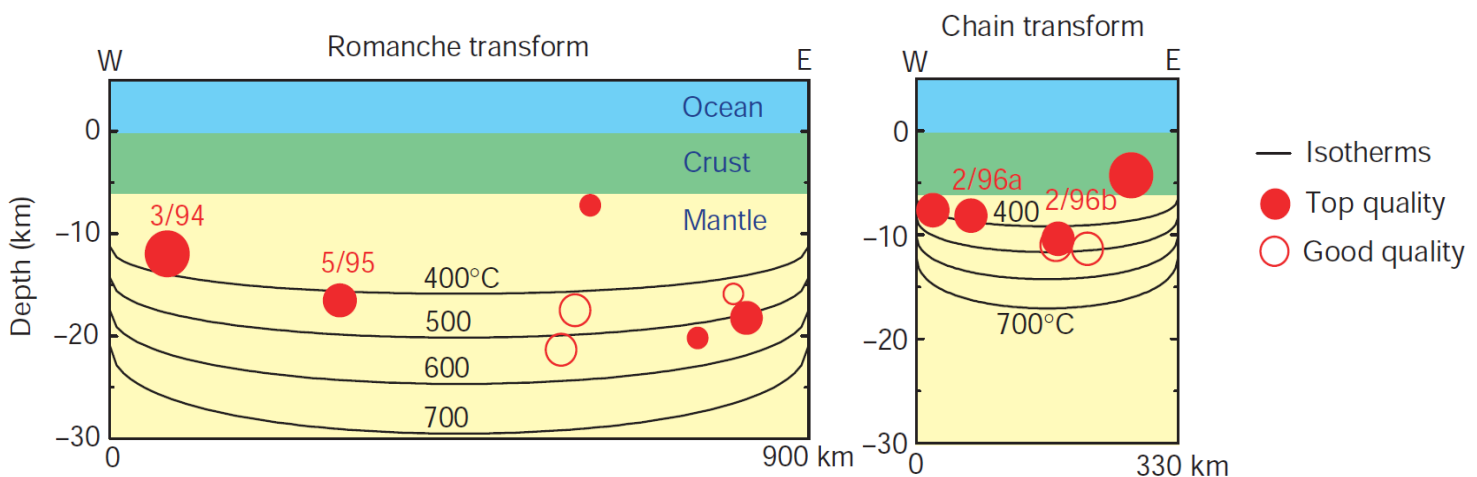


Figura 6 – Exemplos de limite de profundidades hipocentrais nas falhas Romanche e Chain do Atlântico Equatorial (Imagem retirada de Abercrombie e Ekström, 2001).

A sismicidade das falhas ao longo do Atlântico tem sido estudada por diversos trabalhos desde à década de 1980, em sua maior parte com o uso de hidrofones implantados e cobrindo grandes áreas do oceanos (Smith et al., 2002; Bohnenstiehl et al., 2003; Escartín et al., 2003; Smith et al., 2003; Goslin et al., 2005; Simão et al., 2010; Goslin et al., 2012). Outros trabalhos também usaram OBSs instalados por curtos períodos em algumas partes do oceano (Cessaro and Hussong., 1986; Toomey et al., 1986; Toomey et al., 1988; Wolfe et al., 1995; Barclay et al., 2001; Tilmann et al., 2004; Grevemeyer et al., 2013; Parnell-Turner et al., 2017; Schlömer et al., 2017; Horning et al., 2018). Além disso, outros estudos de sismicidade usaram registros de estações telesísmicas de longa distância (Sykes, 1967; Engelm et al. 1986; Bergman e Solomon. 1988; Wolfe et al. 1993; Abercrombie e Ekström, 2001; Cleveland et al. 2019).

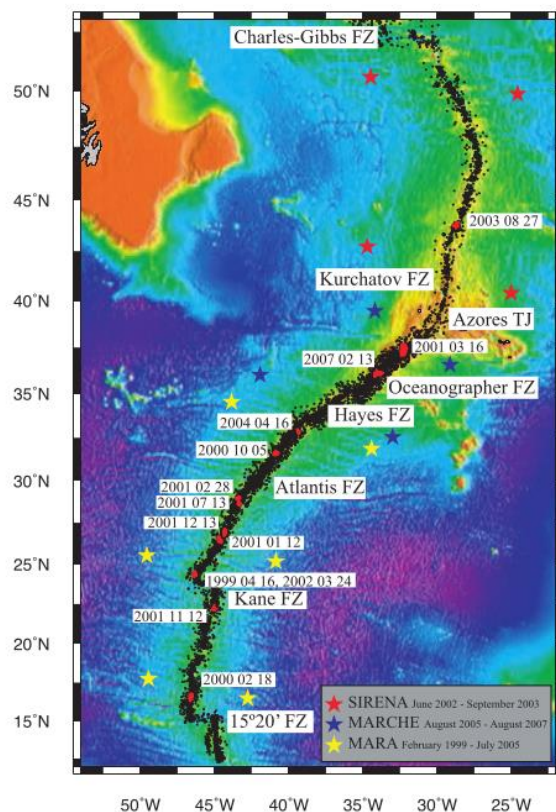


Figura 7 – Área ao longo do Atlântico Norte que já foi coberta por várias redes de hidrofones implantadas desde o ano de 1999 (Imagem retirada de Simão et al. 2010).

1.4. Área de Estudo

1.4.1. Sistema Transformante de São Paulo

Um significativo evento ocorreu no Atlântico Equatorial ao longo do Sistema Transformante de São Paulo (STSP), na qual iniciou-se a cerca de 46 milhões de anos a partir de uma mudança no movimento das placas tectônicas Sul-Americana e Nubia, com o início da separação dos dois lados adjacentes da área atualmente ativa do sistema transformante (Hekinian et al. 2001; Maia et al. 2016; Maia, 2019). O sistema é caracterizado pela presença de diversas falhas transformantes que se estendem ao longo de centenas de quilômetros até os eixos das Cordilheiras Meso-Atlânticas nas duas extremidades. O STSP está situado na zona de borda entre as placas tectônicas Sul-americana e África, a cerca de 1000 km ao NE do Brasil.

Ele é um multissegmentado sistema, formado por um conjunto de quatro transformantes com três segmentos de acreção intra-transformantes (Norte, Central e Sul), nas quais se estende por um comprimento total de 630 km entre os dois eixos adjacentes das zonas de espalhamento (Schilling et al. 1994). Elas possuem uma cinemática dextral com direção de E-W (Sichel, 2008). Atualmente, a taxa de espalhamento anual do STSP é de aproximadamente 32 mm/ano (DeMets et al. 2010; Maia et al, 2016).

Os efeitos causados pela mudança ocorrida no passado sobre o movimento litosférico das duas placas pode ser identificado até hoje através da transpressão que causou o soerguimento que ocorre na Serra do Atobá, um imenso corpo de rochoso com pequenas ilhas rochosas no nível do mar, e que está localizado sobre a região Norte do STSP, correspondendo ao segmento de maior extensão. (Maia et al. 2016).

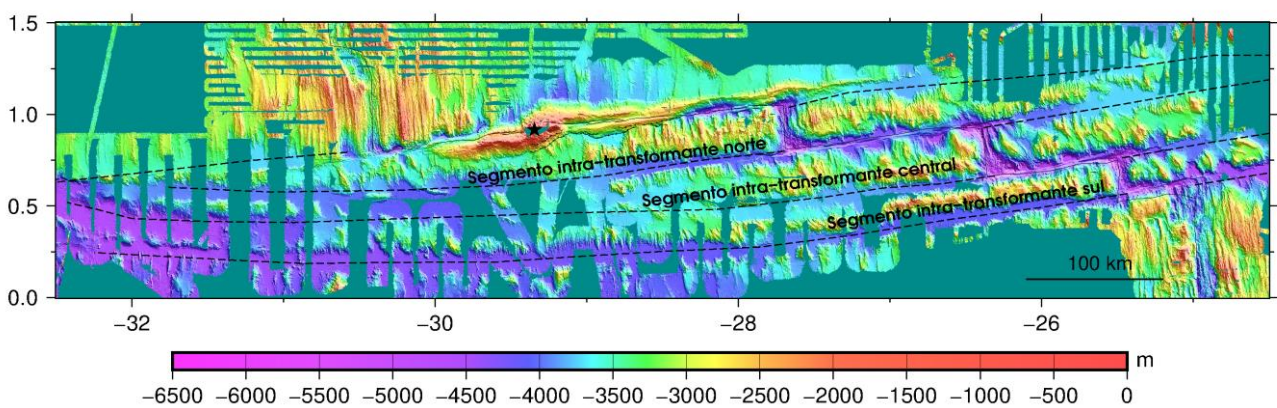


Figura 8 – Mapa batimétrico mostrando a falhas transformantes e segmentos intra-transformantes que formam o Sistema Transformante de São Paulo. A cordilheiras que formam as falhas transformantes ativas e zonas de espalhamento são demonstradas pelas linhas pretas. As linhas pontilhadas são os segmento intra-transformante. O Arquipélago de São Pedro e São Paulo é representado pela estrela preta, na qual está situado acima da Serra do Atobá.

1.4.2 Arquipélago de São Pedro Paulo

Ao longo do segmento norte do STSP, a Serra do Atobá representa uma formação topográfica de step over que se formou a partir de um processo de mudança anti-horária do movimento entre as placas Sul-americana e Núbia, a cerca de 11 milhões de anos. Esse complexo evento induziu a extensão e, em seguida, a propagação do segmento da dorsal situado ao norte do sistema transformante e a formação de uma transpressão na parte oeste da transformante (Maia et al. 2016). A formação estende-se por cerca de 200 km de comprimento por 30 km largura, tendo uma altura de aproximadamente 3500 m desde o fundo do mar até o cume no nível da água onde se localizam as ilhas do Arquipélago de São Pedro e São Paulo (Maia et al. 2016). O ponto mais alto da ilha, onde se situa o farol, está a cerca de 16 m acima do nível do mar na ilha de Belmonte.

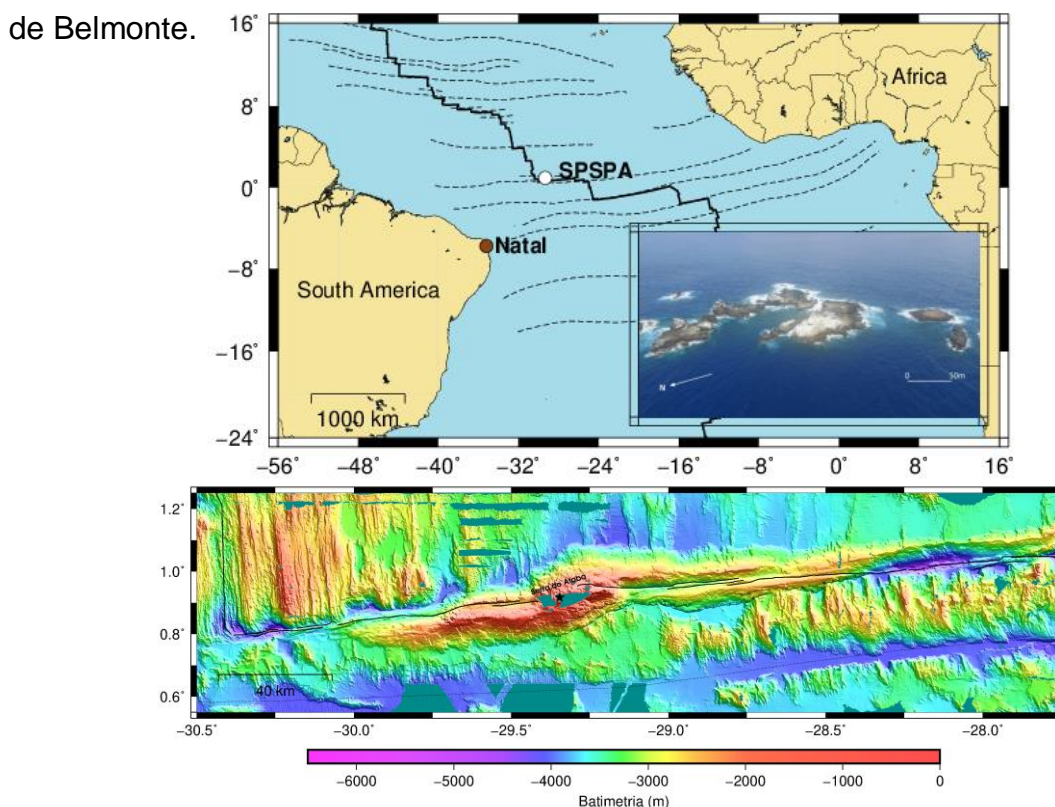


Figura 9 – O mapa de cima apresenta a localização do ASPSP ao longo do Atlântico Equatorial. O mapa de baixo apresenta batimetria de alta qualidade mostrando zona transpressiva da Serra do Atobá no STSP, localizado sobre a falha transformante norte (Maia et al. 2016).

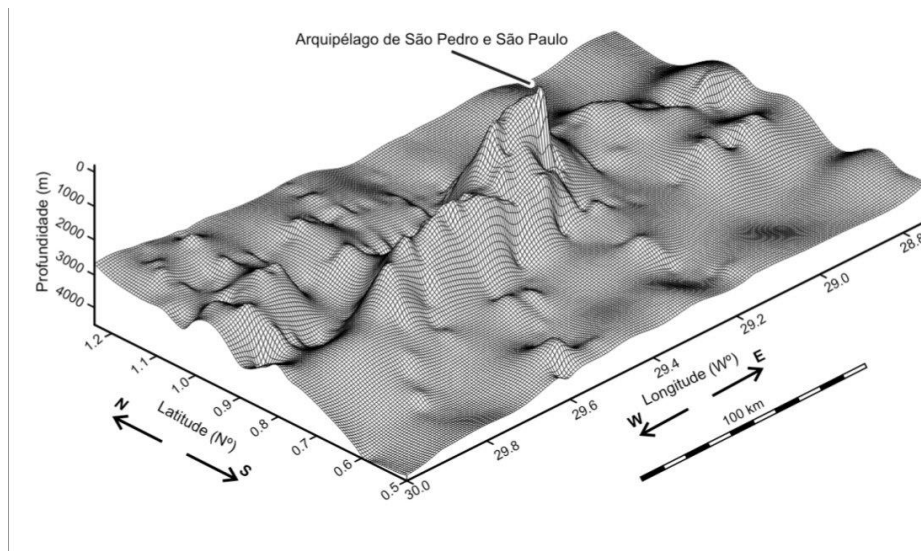


Figura 10 – Imagem da morfologia da Serra do Atobá (Retirado de Motoki et al. 2009).

O Arquipélago de São Pedro e São Paulo é um conjunto de pequenas ilhotas rochosas com uma área total de aproximadamente 17.000 km². As ilhas são compostas principalmente de peridotito altamente deformado e alcaline ultramáfico, com variável grau de serpentização ao longo das rochas (Melson et al. 1967; Hékinian et al. 2000; Campos et al. 2003; Maia et al. 2016). Essas rochas são classificadas em dois grupos com base em sua textura e composição mineral: 1 - peridotito monolíticos fortemente deformados no flanco norte e 2 - peridotito não deformados e fortemente serpentizados no flanco sul (Sichel et al. 2012). Essas peculiaridades nas rochas expostas sobre a ilha já vêm sendo observada desde muitos anos quando Charles Darwin desembarcou em 1832, e reconheceu que não se tratava de rochas vulcânicas, postulando que a origem teve um mecanismo diferente de outras ilhas do Atlântico (Darwin, 1891). Os flancos sul e norte da Serra do Atobá são marcados por uma série de falhas de cavalgamento que foram claramente visíveis em dados de batimetria e sísmica (Maia et al. 2016).

O soerguimento do arquipélago, que é diretamente aflorado do manto da Terra, possui uma taxa que varia entre 1,5 mm e 3,3 mm por ano (Campos et al. 2010; Angulo et al. 2013). O ASPSP foi também caracterizado como uma ilha com evolução cíclica e diferentes estágios de soerguimento (Palmiotto et al. 2013; Palmiotto et al. 2017).



Figura 11 – Imagem aérea mostrando as ilhotas e rochas que compõem todo o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (Retirado de Angulo et al. 2013).

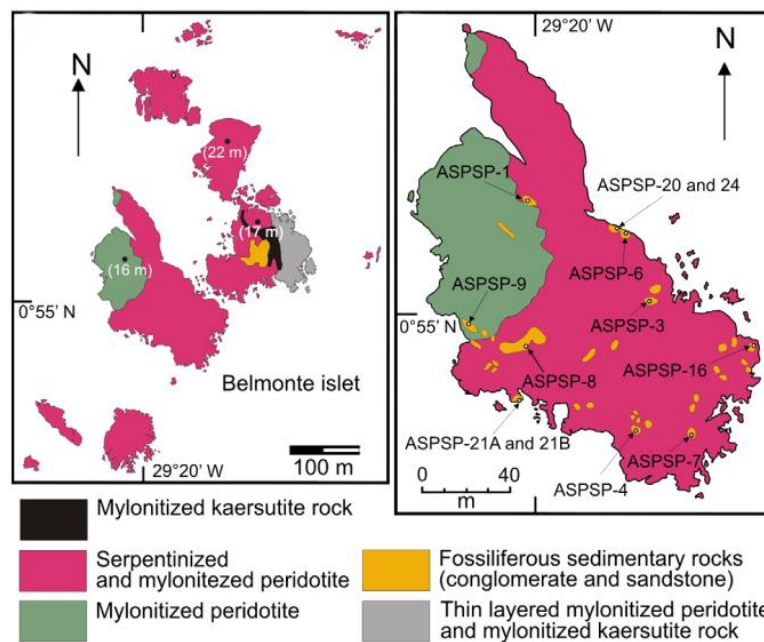


Figura 12– Mapeamento da composição geológica do ASPSP (Retirado de Campos et al. 2010).

1.5. Objetivo

Este trabalho estuda a sismicidade que ocorreu no ano de 2013 sobre o Sistema Transformante de São Paulo, no Atlântico Equatorial. O principal objetivo é analisar os tremores e compreender como eles se distribuem ao longo do sistema transformante de São Paulo e sobre a formação do Atobá, onde se localiza o Arquipélago de São Pedro e São Paulo. Assim, obteremos um catálogo completo da localização hipocentral dos respectivos eventos. Em seguida, esses eventos são comparados a outros tipos de dados geofísicos (zona de baixa densidade) da região para compreender como a geodinâmica se comporta ao longo do sistema transformante e a formação do Atobá.

2. Fundamentação Teórica

2.1. Determinação dos hipocentros

Uma das primeiras soluções matemáticas para determinação hipocentral foi apresentada por L. Geiger em 1912 (Geiger, 1912), onde em seguida foi incrementado com o programa computacional HYPO71 (Lee e Lahr, 1972).

Diversos outros programas computacionais para localização hipocentral foram criados, cada um usando diferentes critérios que tentam diminuir os erros das soluções dos resultados encontrados. Um deles foi o HYPOINVERSE (Klein, 1978), que possibilitou o uso de diferentes modelos de velocidade para diferentes regiões. Já o programa HYPOCENTER (Lienert et al. 1986), apresentou uma nova técnica de localização hipocentral, combinando o HYPO71 e HYPOINVERSE.

2.1.1. Método de Geiger

O método de Geiger é um problema de otimização não-linear. A partir de uma solução inicial com coordenadas e tempo de origem (x_0, y_0, z_0, t_0) , e também a posição da i -ésima estação sismográfica (x_i, y_i, z_i) , a localização hipocentral de um evento pode ser obtido através de sucessivas aproximações que são calculadas na tentativa de minimizar a diferença entre o tempo observado e o tempo calculado (Sophia, 1989). Esse é o método de Geiger, na qual é usado por diversos softwares de localização na sismologia.

Usando as coordenadas iniciais e o modelo de velocidade aplicado na análise, a hora de chegada t_i do evento na estação será dado por:

$$t_i = t_i(x_0, y_0, z_0, t_0, x_i, y_i, z_i) \quad (2.1)$$

E o resíduo obtido por uma i -ésima estação sismográfica será calculado por:

$$r_i = T_i - t_i \quad (2.2)$$

Relocando o hipocentro inicial por quantidades Δ_X , Δ_Y , Δ_Z e Δ_T para tentar reduzir o resíduo, o novo valor de resíduo será dado por:

$$r'_i = T_i - t'_i(x_0 + \Delta_X, y_0 + \Delta_Y, z_0 + \Delta_Z, t_0 + \Delta_T, x_i, y_i, z_i) \quad (2.3)$$

Caso os resíduos sejam muito pequenos, podemos considerar apenas os termos da primeira ordem aplicando a equação (1) na expansão da série de Taylor:

$$t'_i = t_i + \frac{\partial t_i}{\partial x_0} \Delta x + \frac{\partial t_i}{\partial y_0} \Delta y + \frac{\partial t_i}{\partial z_0} \Delta z + \frac{\partial t_i}{\partial t_0} \Delta t \quad (2.4)$$

Mas no nosso caso que temos um modelo de semi-espço, t_i é calculado por:

$$t_i = t_0 + \frac{d_0}{v} \quad (2.5)$$

onde t_0 é o tempo de origem do epicentro preliminar, v a velocidade da onda sísmica, e d_0 é a distância hipocentral preliminar da i -ésima estação, onde:

$$d_0 = \sqrt{(x_0 - x_i)^2 + (y_0 - y_i)^2 + (z_0 - z_i)^2} \quad (2.6)$$

Substituindo d_0 na equação 2.4, ficará:

$$t'_i = t_i + \frac{x_0 - x_i}{d_0 v} \Delta x + \frac{y_0 - y_i}{d_0 v} \Delta y + \frac{z_0 - z_i}{d_0 v} \Delta z + \Delta t \quad (2.7)$$

E assim, substituímos t'_i na equação 2.3, na qual o novo resultado ficará:

$$r'_i = r_i - \left(\frac{x_0 - x_i}{d_0 v} \Delta x + \frac{y_0 - y_i}{d_0 v} \Delta y + \frac{z_0 - z_i}{d_0 v} \Delta z + \Delta t \right) \quad (2.8)$$

De modo que em modelo matricial, a equação será escrita como:

$$r'_i = r_i - A \cdot Y \quad (2.9)$$

Onde Y é dado pela equação:

$$Y = (A^T A)^{-1} A^T (r_i - r'_i) \quad (2.10)$$

E a matriz A é:

$$A = \begin{pmatrix} \frac{x_0 - x_1}{d_0 v} & \frac{y_0 - y_1}{d_0 v} & \frac{z_0 - z_1}{d_0 v} & 1 \\ \frac{x_0 - x_2}{d_0 v} & \frac{y_0 - y_2}{d_0 v} & \frac{z_0 - z_2}{d_0 v} & 1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \frac{x_0 - x_n}{d_0 v} & \frac{y_0 - y_n}{d_0 v} & \frac{z_0 - z_n}{d_0 v} & 1 \end{pmatrix} \quad (2.11)$$

Logo, a nova formula de Y será dada por:

$$Y = \begin{pmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \\ \Delta t \end{pmatrix} \quad (2.12)$$

Desta forma, N estações terão N equações, de modo que as incógnitas são as correções Δx , Δy , Δz e Δt . Algumas deficiências são (Sophia, 1989):

- O método define uma mesma qualidade nos dados de todas estações, de modo que na verdade cada uma possui uma razão sinal/ruído diferente.

- A matriz A pode ser mal condicionada em casos de hipocentro fora da rede, fazendo com que a inversão falhe.

- O método define o modelo de velocidade como um modelo perfeito, de modo que a única mudança é de origem estatística devido aos processos matemáticos.

Esses problemas foram resolvidos quando o método foi incrementado pelo HYPO71.

2.1.2. HYPOCENTER

O software HYPOCENTER foi lançado inicialmente por Barry Liennert em 1986 (Lienert et al. 1986), e em seguida foi adicionado ao pacote SEISAN (Havskov e Ottemoller, 1999) no ano de 1995 (Lienert e Havskov, 1995). O software usa uma nova técnica de amortecimento adaptativo, combinando recursos dos algoritmos criados pelos programas HYPO71 e HYPOINVERSE.

O software funciona da seguinte forma: O tempo de origem inicial é definido como, o tempo médio da chegada menos o tempo médio do percurso. A partir daí, as equações de mínimos quadrados para coordenadas hipocentros (equação 2.10), são então resolvidas iterativamente, adicionando um fator de

amortecimento variável, θ^2 , aos seus termos diagonais antes da inversão. E assim, a nova equação dos mínimos quadrados fica:

$$Y = (A^T A + \theta^2 I)^{-1} A^T (r_i - r'_i) \quad (2.13)$$

Onde I é uma matriz identidade.

Se a soma residual dos quadrados aumentar, à iteração retorna a versão anterior, e aumenta o θ^2 , em então é realizado uma nota tentativa. O procedimento sempre tenta buscar resíduos menores ou iguais aos resíduos calculados pelos algoritmos do HYP071 ou HYPOINVERSE. A figura 12 mostra uma representação do algoritmo do HYPOCENTER.

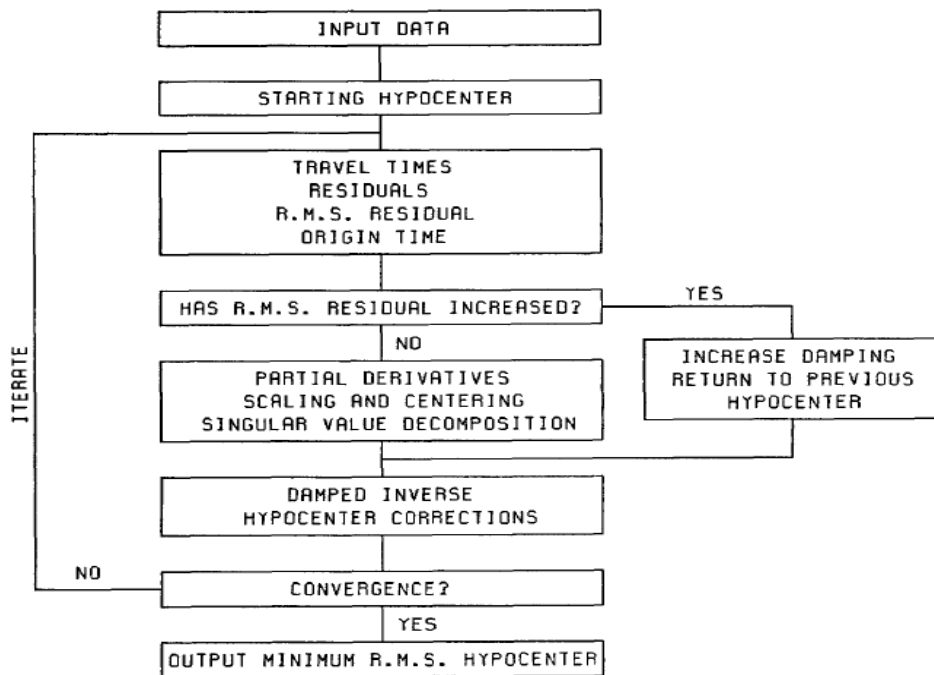


Figura 13– Fluxograma representando um esquema do algoritmo do HYPOCENTER (Retirado de Lienert et al. 1986).

Outra interatividade do HYPOCENTER em conjunto do pacote SEISAN, é a possibilidade de adicionar valores para correção em relação à atrasos que podem ocorrer no tempo de percurso da onda P. Isso é feito a partir da equação:

$$t_{Pg} + \Delta t_P \quad (2.14)$$

Onde t_{Pg} é o tempo de percurso da onda P_g e Δt_P o valor da correção do tempo.

2.1.3. Single Station Location (SSL)

Apesar da localização de um terremoto ser mais comumente realizada usando uma rede com diversas estações sismográficas, também existem métodos capazes de realizar a localização do epicentro e hipocentro usando uma única estação banda larga com três componentes (Roberts et al. 1989; Böse et al. 2017; de Melo e do Nascimento, 2018).

A primeira etapa é o cálculo das coordenadas epicentrais, na qual podem ser realizadas usando o pacote SEISAN (Havskov e Ottemoller, 1999). A partir das amplitudes na primeira fase da onda Pg dos dois componentes horizontais, o programa consegue calcular a direção do epicentro em relação a estação sismográfica, usando a equação (Havskov e Ottemoller, 2010):

$$\varphi = \tan^{-1} \left(\frac{A_E}{A_N} \right) \quad (2.15)$$

Onde A_E é a amplitude pico à pico no componente Leste-Oeste e A_N no Norte-Sul.

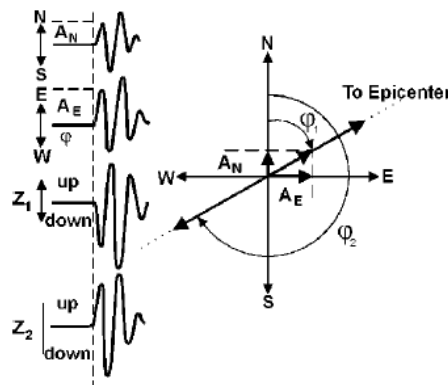


Figura 14 – Esquema representativo do processo para cálculo da direção do epicentro (Retirado de Havskov e Ottemoller, 2010).

Caso o evento seja superficial e o analista queira obter apenas as coordenadas epicentrais, a distância epicentral pode ser calculada usando a equação:

$$D = (t_s - t_p) \cdot \left(\frac{V_p V_s}{V_p - V_s} \right) \quad (2.16)$$

Onde t_p e t_s são os tempos de chegada das ondas P e S, como também V_p e V_s as velocidades das duas ondas na superfície.

Na segunda etapa, na qual é o cálculo da profundidade do evento, o processo se inicia com o cálculo da amplitude radial (A_R) usando a equação $A_R = \sqrt{A_E^2 + A_N^2}$, onde usando em conjunto a amplitude da primeira fase no componente vertical (A_Z), o ângulo aparente da incidência da onda para definição da profundidade será calculado por:

$$i_{app} = \tan^{-1} \frac{A_R}{A_Z} \quad (2.17)$$

Mas, devido à distorção da amplitude que ocorre devido as reflexões na superfície livre, a partir da razão de Poisson abaixo da estação o verdadeiro ângulo de incidência (i_{app}) será dado identificado usando a equação:

$$i_{true} = \sin^{-1} \left(\left(\frac{V_P}{V_S} \right) \cdot \sin(0.5i_{app}) \right) \quad (2.18)$$

Onde V_p e V_s são as velocidades das ondas sísmicas abaixo do sensor. Em seguida, assumindo um campo de velocidade sísmica homogêneo e isotrópico abaixo da estação, a profundidade poderá ser estimada usando a equação:

$$Profundidade = \sin i_{true} \cdot \left((t_s - t_p) \cdot \left(\frac{V_P V_S}{V_S - V_P} \right) \right) \quad (2.19)$$

Esse método tem sido bem aplicado por diversos trabalhos de localização hipocentral na crosta (D'Alessandro et al. 2013; Harris et al. 2013; Liu et al. 2018).

2.2. Magnitude

A magnitude de um terremoto é analisada rotineiramente por um grupo de pesquisa quando ocorre um evento a partir dos diversos softwares que existem para processar os dados das estações. A magnitude é uma importante característica devido ao seu potencial de quantificar a força liberada na falha geológica ao longo da ocorrência de um terremoto. Além disso, ela pode ser usada para estimar o potencial do perigo gerado após o evento (ex.: a geração de um Tsunami), como também prever o nível de movimento do solo e de perigo sísmico (Havskov e Ottemoller, 2010).

Existem diversos tipos de escalas que podem ser usadas para determinar a magnitude de um evento, de modo que a escolha da equação a qual será usada do cálculo dependerá de alguns fatores, tais como a distância entre a estação de registro dos dados e o epicentro (Local, regional ou distante), a geologia da região, o número de fontes de dados disponível, e o tipo de fase do sismograma que será usado na medição (Havskov e Ottemöller, 2010).

2.2.1. Magnitude Local (ML)

Magnitude Local foi a primeira escala equilibrada na sismologia, na qual foi definida em 1935 por Charles Richter no Sul da Califórnia/EUA (Richter, 1935). A equação é definida por

$$ML = \log(A) + Q_d(\Delta) \quad (2.20)$$

onde A é a amplitude da maior pico da onda S registrada em um dos componentes horizontais de aparelhos sismográficos analógicos Wood-Anderson de curta duração e ganho de 2800, e $Q_d(\Delta)$ é a constante de correção em função da distância entre a estação e a fonte do tremor (Δ) (Havskov e Ottemöller, 2010; Bormann e Dewey, 2014). A variação do valor da constante

Q_d para diferentes distâncias pode ser identificada na Tabela (01) (Havskov e Ottemöller, 2010).

Δ	Q_d	Δ	Q_d	Δ	Q_d	Δ	Q_d
0	1.4	90	3.0	260	3.8	440	4.6
10	1.5	100	3.0	280	3.9	460	4.6
20	1.7	120	3.1	300	4.0	480	4.7
30	2.1	140	3.2	320	4.1	500	4.7
40	2.4	160	3.3	340	4.2	520	4.8
50	2.6	180	3.4	360	4.3	540	4.8
60	2.8	200	3.5	380	4.4	560	4.9
70	2.8	220	3.6	400	4.5	580	4.9
80	2.9	240	3.7	420	4.5	600	4.9

Tabela 01 – Variação dos valores da constante Q_d de acordo com o aumento da distância do evento (Retirado de Havskov e Ottemöller, 2010).

A partir do surgimento de novos equipamentos digitais de banda larga, a equação de ML teve que ser reequilibrada usando os aparelhos mais recentes. Hutton e Boore (1987) fizeram uma correção na inicial escala de Richter e forneceram uma modificada escala de ML,

$$ML = \log(A) + 1.11 \log(R) + 0.00189R - 2.09 \quad (2.21)$$

onde A é a amplitude em nm medido do maior traço na onda S em um dos componentes horizontais, filtrado para resposta instrumental de um sismógrafo Wood-Anderson. R é a distância hipocentral do tremor para eventos de no máximo 1000 km. Diferentemente da primeira escala elaborada por Richter (equação 2.20), a ML da equação 2.21 é usada com Wood-Anderson de ganho 2080 ao invés do inicial equipamento de 2800 (Uhrhammer e Collins, 1990). Independentemente do número de estação, a ML atual pode ser usada mesmo que seja uma única (Bormann e Dewey, 2014). Em caso de estação banda larga com duas componentes horizontais, a escolha da fase para medição de A vai de acordo com o que tiver maior amplitude (Bormann e Dewey, 2014).

2.2.2. Magnitude do Momento (M_w)

A magnitude de momento foi desenvolvida por Kanamori (1977) e Hanks e Kanamori (1977), e é calculada pela equação:

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_o - 6.07 \quad (2.22)$$

onde é medida usando o valor do momento M_o dado em N.m. O momento é diretamente dependente da área da ruptura que ocorre ao longo do tremor, e por conta disso a escala de magnitude M_w não se satura (Havskov e Ottemöller, 2010). O valor do M_o é calculado por:

$$M_o = \mu DA \quad (2.23)$$

sendo μ é o módulo do cisalhamento, D o comprimento que se deslizou ao longo da falha, e A à área da ruptura. Devido à nem sempre ser possível obter diretamente o D e A logo após a ocorrência dos eventos, outro método para obter o M_o é através do espectro de baixa frequência (Keilis-Borok, 1959). Dado por:

$$M_o = 4\pi\rho V^3 R \frac{\Omega_0}{R_{\theta\theta}} \quad (2.24)$$

na qual ρ é a média da densidade crustal na área, V é a velocidade da onda sísmica usada na análise do espectro (Onda P ou S), R é a distância hipocentral e $R_{\theta\theta}$ é a média do padrão de radiação da onda usada para análise espectral. Ω_0 é o nível do espectro e pode ser encontrado usando modelos de espectro de deslocamento (Ω_f):

$$\Omega_f = \frac{(\Omega_0 e^{-\frac{\pi f t}{Q}})}{\left[1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^{2n}\right]^{\frac{1}{2}}} \quad (2.25)$$

onde f é a frequência, f_c a frequência de corte, n é a mais alta frequência da queda espectral, Q é o fator de atenuação da onda (Q_P ou Q_S , referente as ondas

P e S), e γ uma constante com valor de 1 proposto por Brune (1970). Como opção para análise, o cálculo de M_w usando o espectro pode ser feito com o pacote SEISAN (Havskov e Ottemoller, 1999).

2.2.3. Escala de magnitude para Transformante de São Paulo

Em outubro de 2005, a Commission on Seismic Observation and Interpretation of the International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI) adotou os novos padrões de escala para medição de magnitude com tremores locais, regionais e telessísmicos (IASPEI, 2005). Dentre eles, a equação (2.21) foi adotada como o novo padrão de ML para eventos locais, e pode ser usada em regiões com propriedades de atenuação semelhantes a Califórnia (Bormann e Dewey, 2014).

De Melo e do Nascimento (2018) têm investigado o uso da escala padrão ML para medição dos eventos ocorridos ao longo do Sistema Transformante de São Paulo. Eles têm observado que apesar das diferentes características entre a crosta Califórnia e na região do STSP, a escala pode ser usada para medição de eventos com epicentros localizados até 100 km de distância da estação sismográfica instalada no Arquipélago de São Pedro e São Paulo. Isso se deve ao termo referente à atenuação na equação de ML ($0.00189R$), onde devido ao valor muito baixo, para distância R de até 100 km o resultado da multiplicação terá uma discrepância de no máximo ± 0.18 no valor da magnitude. Isso significa que essa mudança de tipo de crosta não irá afetar no cálculo da ML com eventos locais na região do ASPSP, usando a equação de Hutton e Boore (1987).

2.3. Registro hidroacústico

Ao longo do fundo oceânico a cerca de 1000 m de profundidade abaixo do nível da água, as condições de pressão e temperatura na estrutura submarina permite a existência de uma zona chamada SOFAR (Sound Fixing and Ranging), que permite a propagação de ondas hidroacústicas (ondas T) a longas distâncias (Okal, 2008). Essas ondas são geradas a partir de diversos tipos de fontes, sendo alguns exemplos os Icebergs, a comunicação das baleias e navio de aquisição. Além deles, os tremores que ocorrem no fundo do mar também geram as ondas T. A figura 15 mostra um esquema de como são gerados os diferentes tipos de ondas hidroacústicas, nas quais são registradas pelos hidrofones.

Outro tipo de onda registrado nos hidrofones são as ondas P geradas a partir dos tremores no fundo do mar. Esse registro é possível devido à propagação da onda P que penetra nos cabos de sustentação, e chega até os hidrofones. Quando isso ocorre, a velocidades das ondas P são alteradas para aproximadamente 1.5 km/s (Okal, 1998). Por conta disso, ocorre um atraso no tempo de chegada comparado a outros equipamentos instalados sobre terra sólida (Ex.: OBS ou Sismógrafo), nas quais deve ser calculado a partir da distância entre o hidrofone e o fundo marinho.

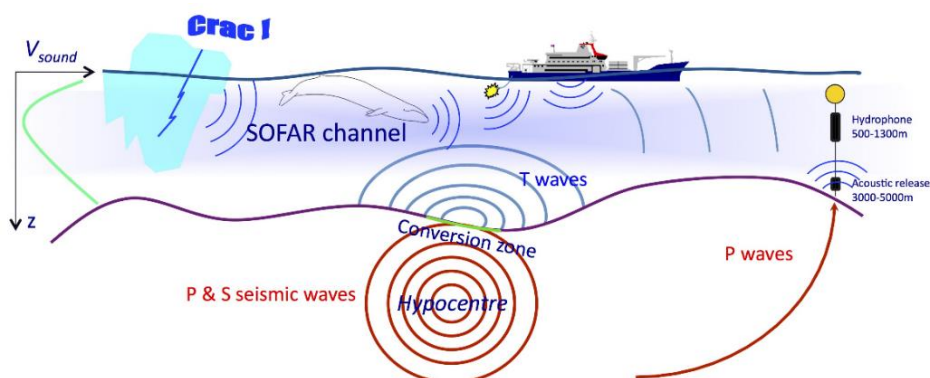


Figura 15 – Esquema representativo do processo de geração das ondas hidroacústicas (Fornecida por Julie Perrot).

3. Dados e processamento

3.1. Aquisição

3.1.1. Estação sismográfica

Desde o ano de 2011, o Arquipélago de São Pedro e São Paulo possui uma estação sismográfica permanente instalada na ilha de Belmonte. Ela foi adquirida através de uma parceria entre a Marinha do Brasil e o Laboratório de Sismologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, e suas manutenções são feitas periodicamente. A estação é composta por um sismógrafo de modelo RefTek 151-120A, com resposta de 60 segundos à 25 Hz. A taxa de amostragem é de até 100 Hz. Ela possui dois sensores, sendo um sismômetro de três canais, sendo um na direção vertical (HHZ) e outros dois horizontais E-W e N-S (HHE e HHN). O segundo sensor é um acelerômetro, também de três canais (HNZ, HNE e HNN). Nesse trabalho foi usado apenas dados do sismômetro.

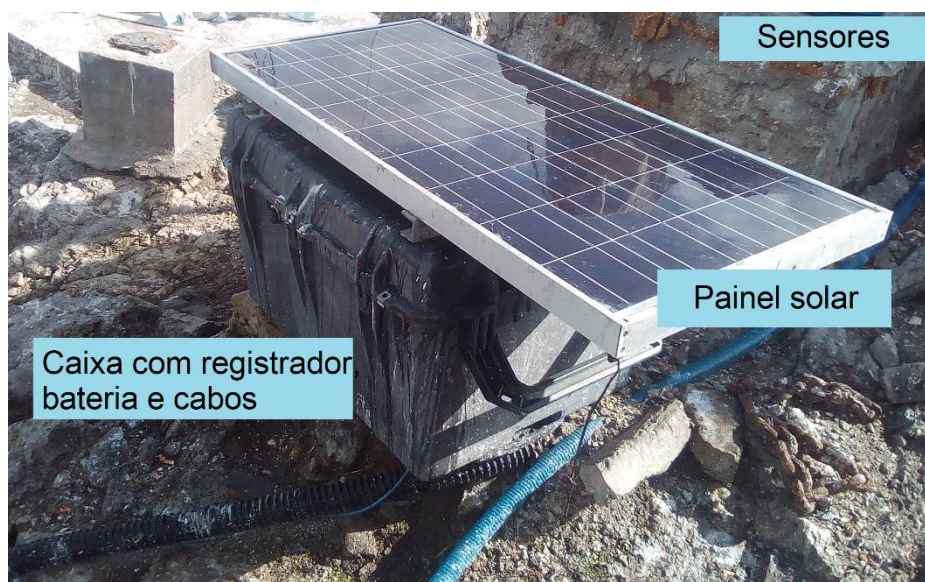


Figura 16 – Imagem mostrando a estação sismográfica do ASPSP (Autoria própria).

3.1.2. Projeto COLMEIA

Durante o ano de 2013, através de uma parceria entre a França e o Brasil foi realizado o cruzeiro COLMEIA, no Atlântico Equatorial, para estudar as Cordilheiras Meso-Atlânticas ao longo da área do Sistema Transformante de São Paulo. Além disso, outro importante objetivo científico do cruzeiro foi estudar em detalhes a evolução temporal da complexa borda de placas sobre a transformante de São Paulo, e a origem do Arquipélago de São Pedro e São Paulo (Maia et al, 2013).

Durante o transcurso do cruzeiro, foram adquiridos diferentes tipos de dados sobre o sistema transformante, onde dentre eles estavam batimetria multibeam, gravidade, magnético, sísmica. Juntamente, cinco hidrofones (H1, H2, H3, H4 e H5) com frequência de resposta até 240 Hz foram instalados para registros hidroacústicos. Entretanto, dois dos equipamentos apresentaram problemas após a implantação e assim apenas três funcionaram (H2, H4 e H5).

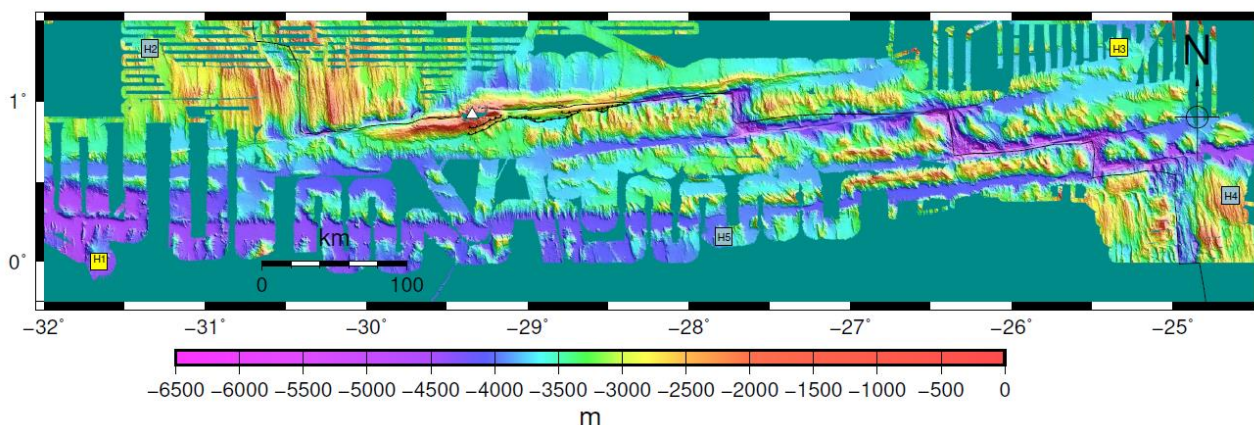


Figura 17 – Mapa batimétrico obtido ao longo do cruzeiro COLMEIA mostrando os pontos onde foram implantados os hidrofones (Maia et al, 2015).

3.1.3. Dados

Os dados pertencentes ao sismógrafo instalado na ilha de Belmonte e os registros hidroacústicos dos três hidrofones foram inspecionados para identificar o período disponível. Devido ao problema no equipamento, o funcionamento da estação ASPSP foi paralisado 3 vezes no ano de 2013: primeiro de 18 de fevereiro a 1 de abril, em seguida de 29 de maio a 8 de junho, e finalmente partir do dia 3 de julho. Os hidrofones iniciaram a aquisição de dados com diferentes datas: o hidfone H2 operou de 2 de fevereiro a 22 de agosto de 2013, enquanto H4 de 20 de fevereiro a 13 de setembro do mesmo ano. Já o H5 operou continuamente de 24 de fevereiro a 25 de dezembro de 2013. Assim, nós utilizamos no trabalho dados dos hidrofones e da estação ASPSP no período de 16 de fevereiro a 1 de julho. O gráfico da figura 18 mostra os dados disponíveis em 2013 nos equipamentos.

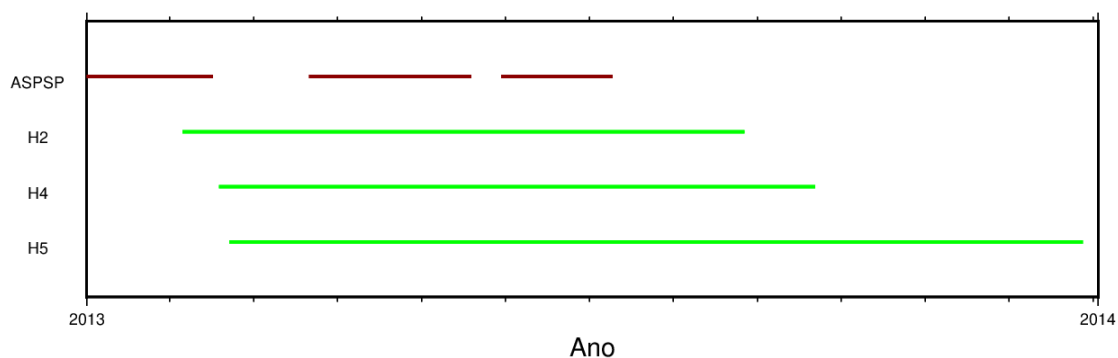


Figura 18 – Gráfico mostrando o período de dados disponíveis ao longo do ano de 2013 na estação ASPSP e nos três hidrofones.

Em seguida, os dados da estação sismográfica foram convertidos do formato de origem da marca RefTek para o formato .SAC, para ser usado na análise. Paralelamente, os dados hidroacústicos foram convertidos do formato de origem .ASCII para .SAC.

3.2. Processamento e elaboração do catálogo

Inicialmente, uma análise foi realizada para identificar o número total de eventos registrados pela estação do ASPSP, e em seguida quantos desses eventos apresentavam onda P nos hidrofones.

Usando os dados já convertidos para o formato do pacote SEISAN, as formas de onda foram inspecionadas visualmente para identificação de terremotos e separação de fases. Na estação ASPSP, aplicamos um filtro band-pass com frequência de 4-15 Hz. Já para os hidrofones, devido à maior faixa de frequência do equipamento o filtro também foi com uma banda maior, sendo de 8 a 25 Hz.

Usando os registros na estação ASPSP, foram identificados um total de 62 eventos com magnitudes variando entre 1.6 e 5.3 M. Dentre este conjunto, uma quantidade total de 19 registros de onda P foram identificados no hidrofone H5, sendo que desses, 15 também foram observados nos hidrofones H4 e H2. Essa diferença é devido ao equipamento H5 está localizado mais próximo da área epicentral. Esse baixo número de onda P detectado pelos hidrofones é devido à maior parte dos tremores serem com magnitudes entre 2.0 e 3.0 ML, indicando que as ondas P se atenuam antes de atingirem os hidrofones. A figura 19 mostra a distribuição do número de tremores ao longo dos equipamentos, de acordo com a magnitude deles.

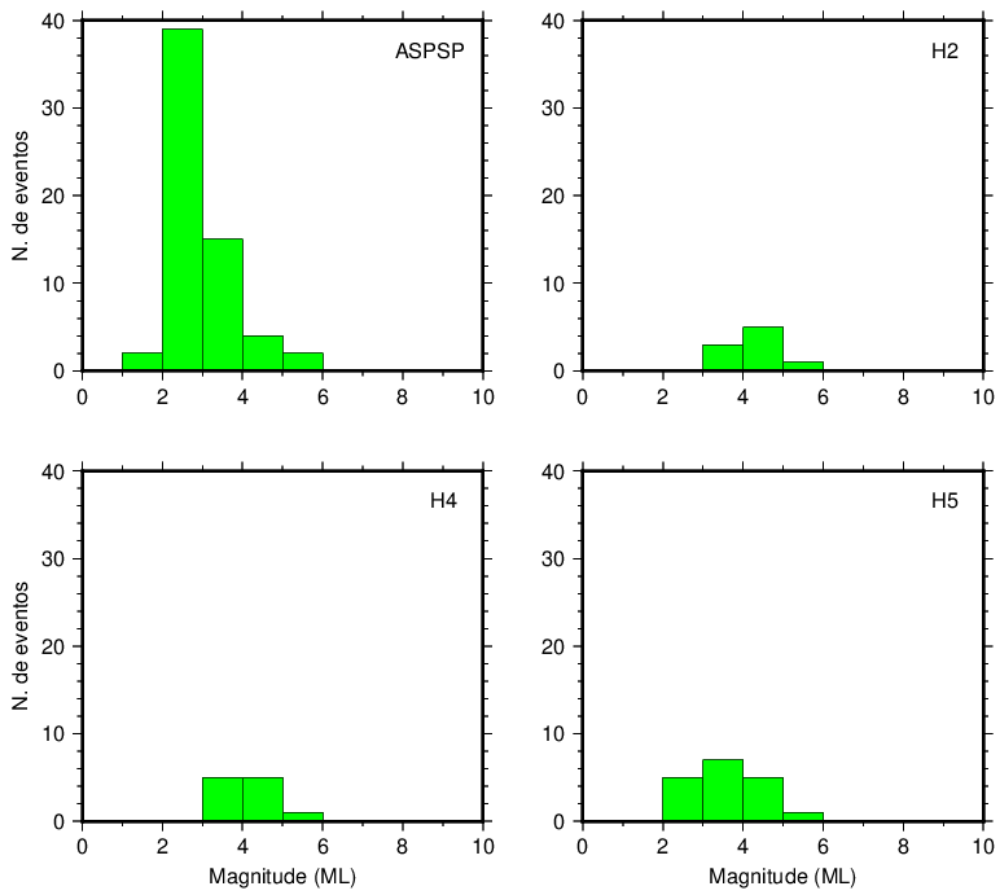


Figura 19 – Distribuição dos eventos registrados em ASPSP, H2, H4 e H5 a partir do número de eventos e suas magnitudes.

Já as figuras 20, 21 e 22 apresentam exemplos de sismograma analisados somente com a estação ASPSP, e nas figuras 23, 24 e 25 usando os três hidrofones em conjunto.

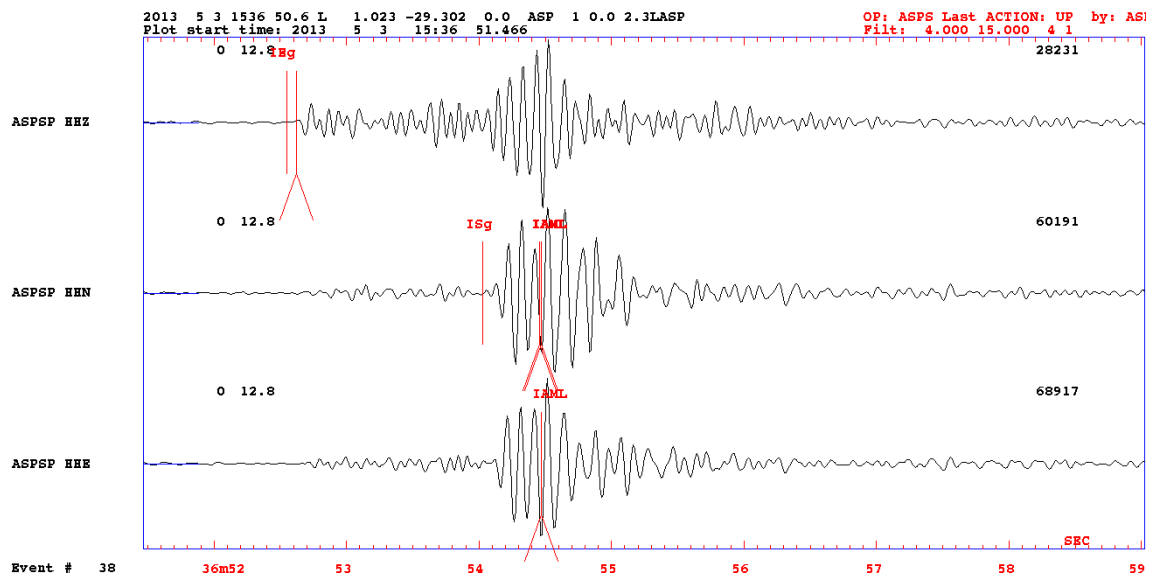


Figura 20 – Tremor ocorrido em 02 de maio de 2013 registrado na estação ASPSP, e com magnitude de 2.3 ML.

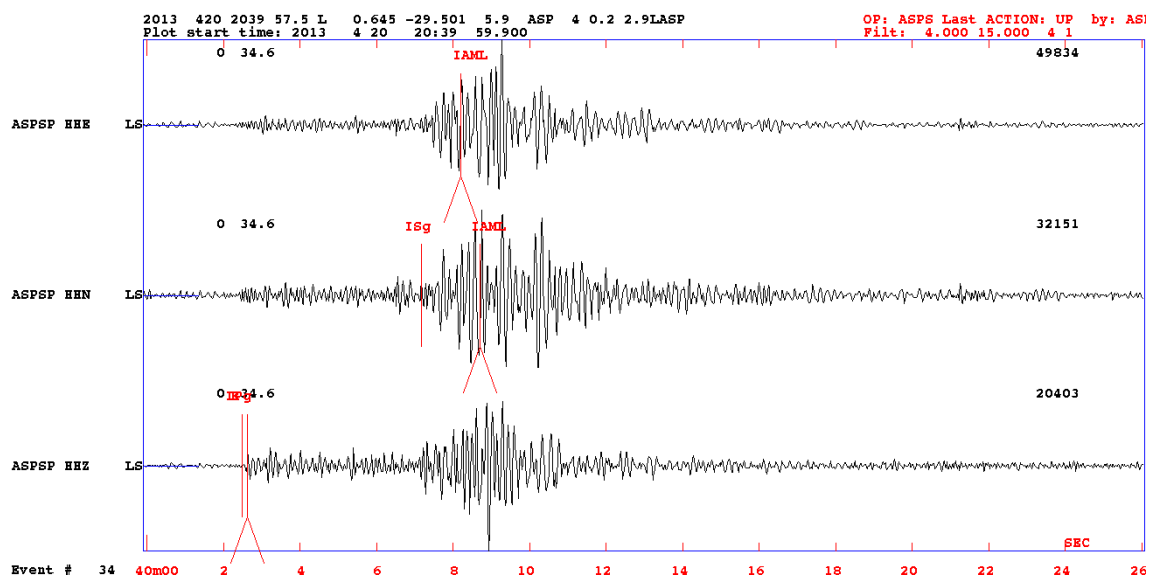


Figura 21 – Tremor ocorrido em 20 de abril de 2013 registrado na estação ASPSP, e com magnitude de 2.9 ML.

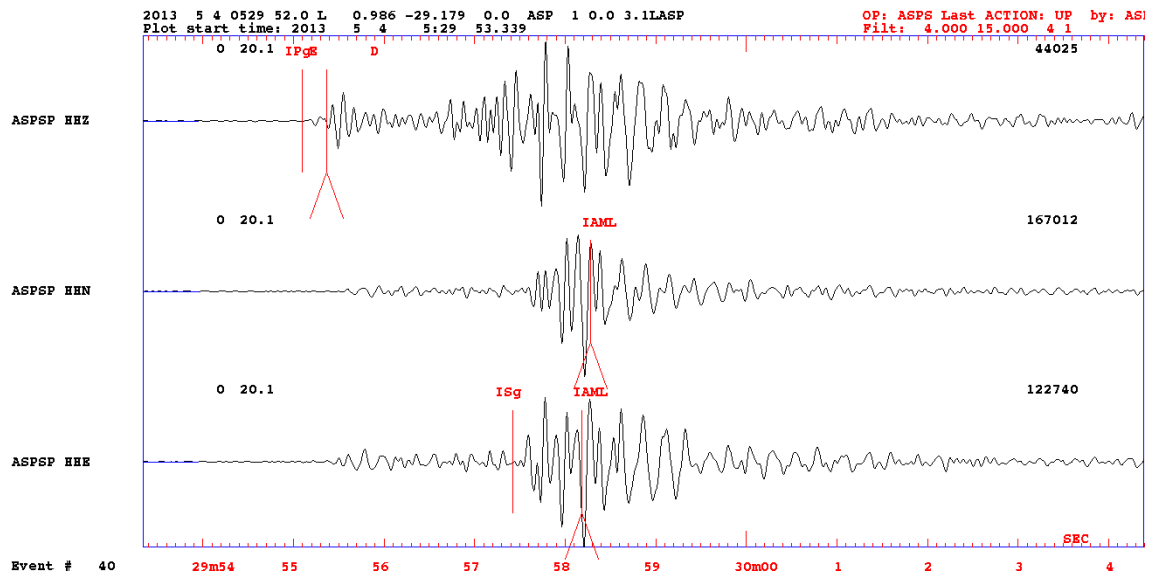


Figura 22 – Tremor ocorrido em 04 de maio de 2013 registrado na estação ASPSP, e com magnitude de 3.1 ML.

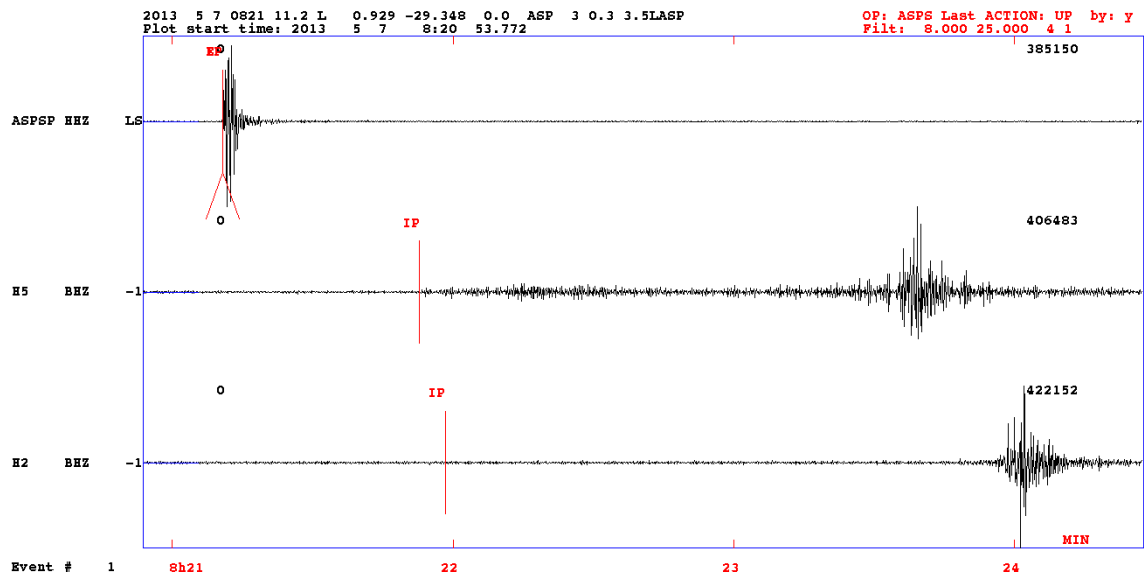


Figura 23 – Tremor ocorrido em 07 de maio de 2013 registrado na estação ASPSP, e com magnitude de 3.5 ML.

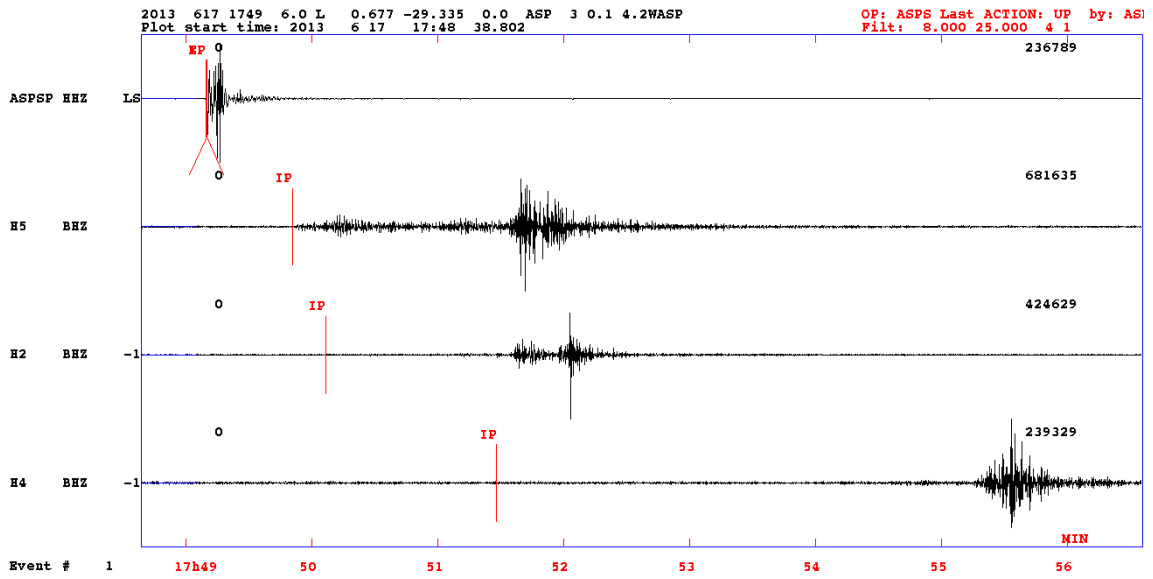


Figura 24 – Tremor ocorrido em 17 de junho de 2013 registrado na estação ASPSP, e com magnitude de 4.2 ML.

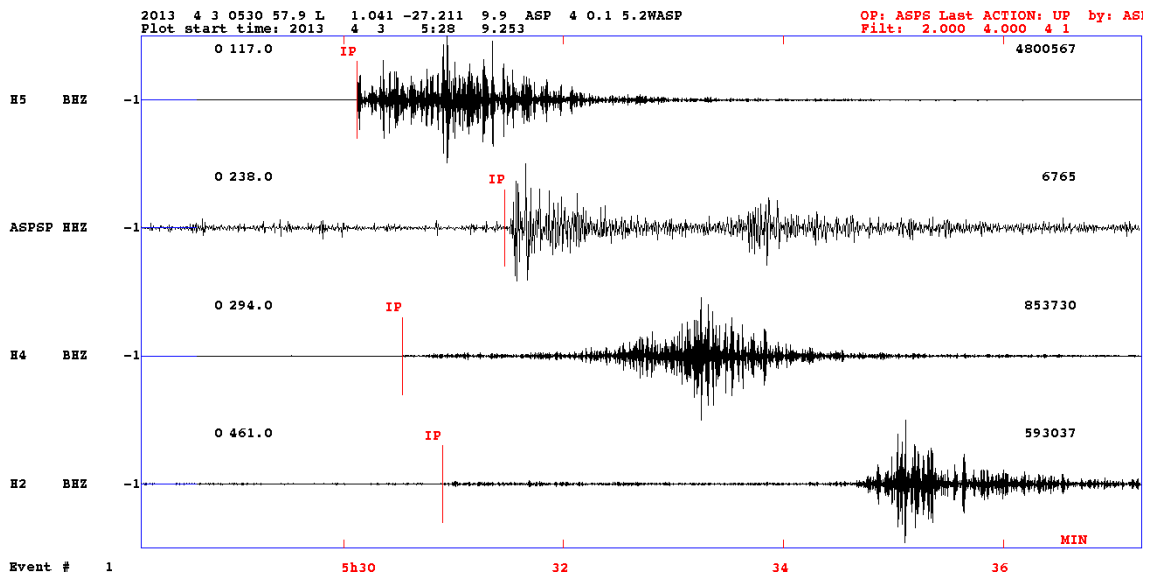


Figura 25 – Tremor ocorrido em 03 de abril de 2013 registrado na estação ASPSP, e com magnitude de 5.2 Mw.

3.3. Correção do tempo de percurso

Devido à lenta propagação das ondas P sobre os cabos de fixação dos hidrofones, causado pela mudança de velocidade como explicado no item 2.2, foi necessário corrigir os valores do tempo de atraso para serem configurados no HYPOCENTER. Devido à variação do relevo no fundo do mar, os hidrofones apresentam diferentes valores de distância entre o aparelho e o fixador. Assim, para calcular o tempo de atraso inicialmente foi verificado a distância de cada hidrofone até o fundo (Figura 26), sendo de 2260 m para o H2, 1860 para o H4 e de 3060 m no H5. A partir disso, usando a velocidade de propagação no ambiente líquido (1.5 km/s) foi calculado os valores do tempo de atraso, nas quais são de 1.05 segundos para o hidrofone H2, 0.85 para H4 e para o H5 o atraso é de 1.46.

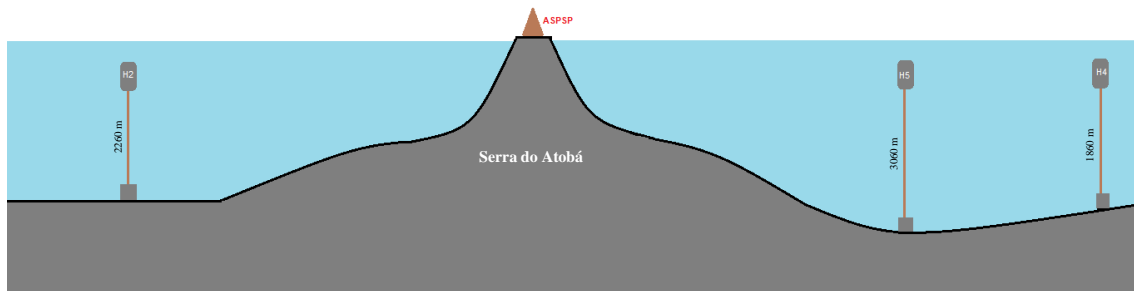


Figura 26 – Esquema representativo da localização dos hidrofones dentro do mar e a variação do relevo. Juntamente, é mostrado a localização da estação ASPSP acima do Atobá.

4. Artigo Submetido

O manuscrito “*New insights on seismicity of the St. Paul Transform System, Equatorial Atlantic: deep brittle-ductile transition, water percolation and reactivation of weakness zone*” foi submetido no dia 01/08/2019 ao Periódico *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH: Solid Earth*, de webqualis A1.

1 **New insights on seismicity of the St. Paul Transform System, Equatorial Atlantic:**
2 **deep brittle-ductile transition, water percolation and reactivation of weakness zone**

3

4 **G. W. S. de Melo¹, A. F. do Nascimento¹, M. Maia², J. Perrot², A. Sukhovich² and**
5 **T. F. da C. Campos³**

6

7 ¹Programa de Pós-Graduação em Geofísica e Geodinâmica, Universidade Federal do Rio Grande do
8 Norte, Brazil.

9 ²Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Bretagne Occidentale, France.

10 ³Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Brazil.

11

12 Corresponding author: Guilherme de Melo (gwsmelo@ufrn.edu.br)

13 **Key Points:**

- 14 • Minor-moderate earthquakes illuminate a brittle-ductile transition around 18 km beneath the St.
15 Paul Transform System seafloor
- 16 • Water percolation penetrate the faults into the mantle and cause an extensive serpentinization
17 until 18 km beneath St. Paul Transform System
- 18 • Seismicity of oceanic transpressive transform fault can contribute to the reactivation of neighbour
19 fracture zones

20

21

22 Abstract

23 The Equatorial Atlantic are formed by several slow-slipping ridges and transform faults also associated
24 with inactive fracture zones. Among these, the St. Paul Transform System (SPTS) is a complex multi-
25 fault with four faults and three intra-transform segments with a long-offset of 630 km. In the northern
26 transform, the 200 km long and 30 km wide Atoba Ridge is a major topographic feature that reaches the
27 sea level at the St. Peter and St. Paul Archipelago (SPSPA). We have determined the hypocentral location
28 of 62 minor-moderate earthquakes of SPTS. The earthquakes occurred in 2013 and were recorded by a
29 seismometer installed in SPSPA and three hydrophones deployed during the COLMEIA cruise. A
30 seismogenic zone with a deep brittle-ductile transition was identified in SPTS, with hypocenters reaching
31 18 km beneath the seafloor. We observed that this lithospheric structure presents relation with the offset
32 age and controls the maximum hypocentral depths of oceanic transform faults. Besides, the earthquakes
33 indicated the existence of a broad serpentinization depth reaching 18 km beneath the Atobá Ridge. We
34 interpreted this as an effect of deep water percolation into the mantle in the SPTS, which cause a fluid-
35 mantle rocks interaction and allowed the growth of faults into the mantle. Some hypocenters were located
36 in the central fracture zone (CFZ) segment of SPTS and their depths reached 8.8 km beneath the seafloor.
37 We interpreted this seismicity as reactivation of a weakness zone existent in CFZ, which occurred due to
38 the transpressive load-induced stress from the Atobá Ridge.

39

40

41 **1. Introduction**

42 Characterization of the seismicity in oceanic transform faults is critical to understand some
43 physical properties along these structures and to help to constraint geodynamical models for the area. For
44 example, the maximum hypocentral depth can be used to understand the relation of the thermal structure
45 with seismogenic zone, and as a proxy for the serpentinization limitation depth in oceanic faults of slow
46 and ultraslow-spreading rates (Searle, 2013). In some cases, earthquakes can also reactivate weakness
47 zones in oceanic fracture zones. The brittle-ductile transition of oceanic transform faults can be identified
48 by the isotherm of 600°C (Bergman & Solomon, 1988; Abercrombie & Ekström, 2001; Boettcher and
49 Jordan., 2004; Roland et al., 2010). Therefore, it is expected that earthquake depths in these areas increase
50 with lithospheric age (Wiens & Stein., 1983; Stein & Stein, 1992; Abercrombie & Ekström, 2001).
51 Different authors have reported several values of the maximum depth ranging from 6 until 35 km as the
52 serpentinization limit beneath slow and ultraslow-spreading ridges and transform faults of North Atlantic
53 (Escartin et al., 1997; Roland et al., 2010; Schlindwein & Schmid, 2016; Schmid & Schlindwein, 2016).
54 Other authors have presented examples in which weakness zone of oceanic fracture zone were reactivated
55 in the Pacific Ocean (Das, 1992; Robinson, 2011; Krabbenhoft et al., 2018) and in the Indian Ocean
56 (Abercrombie et al., 2003; Bohnenstiehl et al., 2004). However, there are few studies reporting estimates
57 of hypocentral depth for the Equatorial Atlantic transform faults (Abercrombie & Ekström, 2001; Wolfe
58 et al, 1993).

59 At the Equatorial Atlantic, the Saint Paul Transform System--SPTS (**Figure 1**) is a system formed
60 by set of transform faults with three short intra-transform segments. In SPTS northern transform, the
61 Atobá Ridge zone is a large push-up ridge formed due to transpressive stresses along transform fault step
62 overs and restraining bends (Maia et al., 2016). Maia et al. (2016) also suggested a limit of the
63 serpentinization process with depth of 25 km below the SPSPA. This zone is seismically active, but there
64 are few studies dedicated to the seismicity in the SPTS (Francis et al., 1978; Wolfe et al., 1993; de Melo
65 & do Nascimento, 2018). Therefore, the present study is the first one to report, using earthquake data,
66 estimates of the brittle-ductile transition depth, limit depth of serpentinization, and also show reactivation
67 on weakness zones in the SPTS.

68 In this paper, we report results from the seismicity occurred in 2013 year about the SPTS. We use
69 data of the ASPSP broadband seismometer station installed in SPSPA island since 2011, jointly a
70 hydrophone array deployed by the COLMEIA experiment in 2013 (Maia et al., 2013). We examine a
71 total 62 earthquakes occurred in 2013, with magnitude ranging from 1.9 to 5.3 M. 15 events with $M > 2.9$
72 were recorded both in the ASPSP station and the hydrophone array. We detected a seismogenic zone
73 with a deep brittle-ductile transition beneath the St. Paul Transform System of 16-18 km. We also

74 identified a broad serpentinization limit area beneath the Atobá Ridge. Finally, we report seismicity in a
75 weakness zone from central fracture zone of SPTS which could be reactivated due to the seismicity of
76 stress-induced load of the Atobá Ridge.

77

78 **2. Geology Settings**

79 The equatorial Mid-Atlantic Ridge (MAR) is marked by a series of very large axial offsets due to
80 some of the longest oceanic transform faults. Among these, the Saint Paul Transform System (SPTS)
81 (**Figure 1a, b**) is a complex system of transform faults and fracture zones, offsetting three short intra-
82 transform segments, referred as North, Central and South (Maia et al., 2016). The dextral transform faults
83 strike is 0.9°N , roughly parallel to the spreading direction (Hékinian et al., 2000) and the accumulated
84 offset between the two MAR adjacent segments is 630 km (Schilling et al., 1995). The equatorial MAR
85 current full spreading rate is 32 mm/year, and the associated transform faults are, therefore, slow-slipping
86 faults (DeMets et al., 2010; Maia et al., 2016).

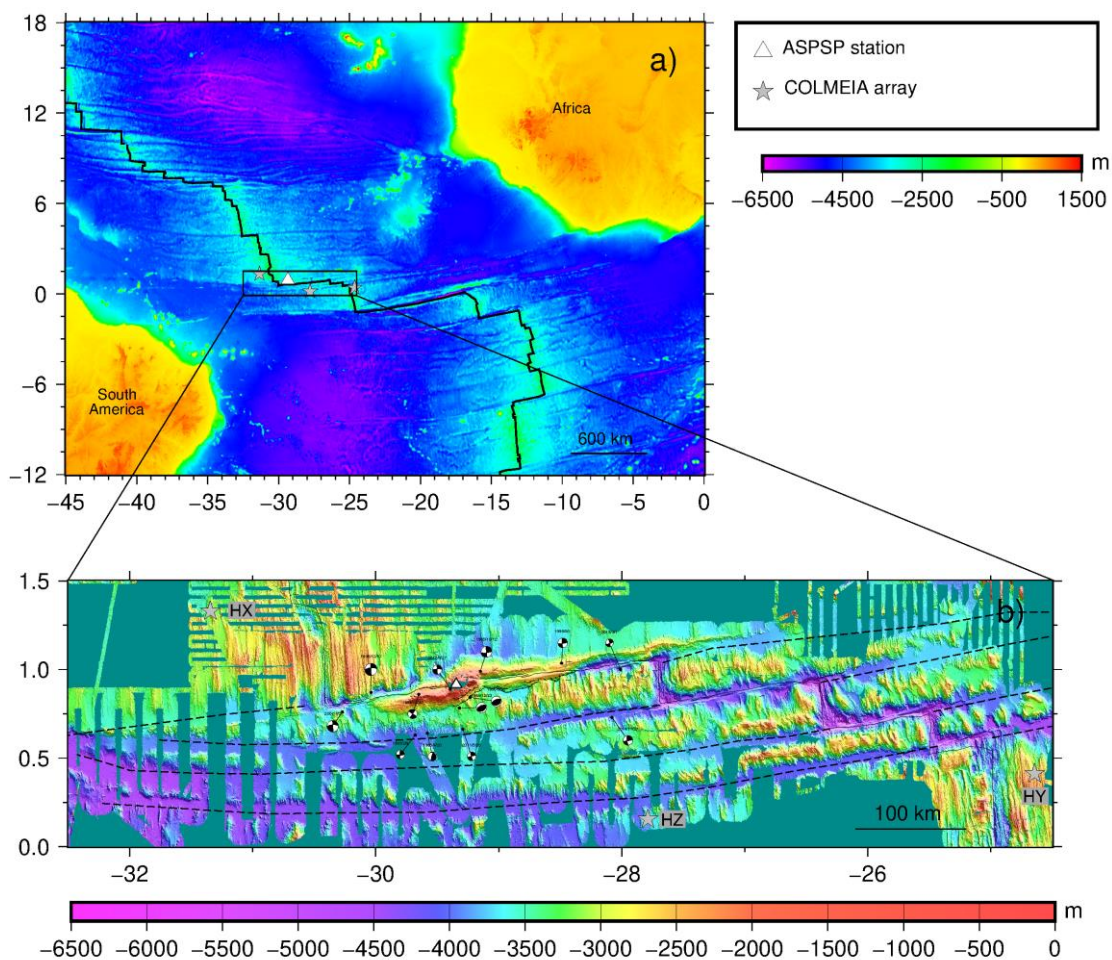
87 Along the northern transform of the St. Paul system, the 200 km long, 30 km wide Atoba Ridge
88 is a major topographic feature, reaching the sea level at the St. Peter and St. Paul archipelago (SPSPA,
89 $0^{\circ}55' \text{ N}$ and $29^{\circ} 38' \text{ W}$). This large push-up ridge formed due to transpressive stresses along several
90 transform fault step overs and restraining bends (Maia et al., 2016). Its bulk is formed by highly
91 deformed, peridotite mylonite, with variable serpentinization degree (Hékinian et al., 2000; Campos et
92 al., 2003; Maia et al., 2016). The southern and northern flanks of the Atoba Ridge are marked by a series
93 of large thrust faults visible in the bathymetry and clearly imaged through seismic and correspond to an
94 exceptionally thick $2800 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ layer, interpreted as serpentinized mantle (Maia et al., 2016). This layer
95 reaches a thickness of $\sim 18 \text{ km}$ south of the SPSPA and can correspond to the 650°C isotherm depth,
96 which suggest that sea water can use the thrust faults as a pathway into the mantle (Maia et al., 2016).
97 Conversely, the core of the ridge, close to the location of the SPSPA, is formed by a narrow plug of
98 denser mantle rock, uplifted through the transpressive stresses (Maia et al., 2016) and crop out on the
99 Belmonte islet as peridotite mylonite with average density of $3.31 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ (Campos et al, 2010). The SPSPA
100 is formed by a set of islets (6) and rocks (4), composed by peridotite mylonite and alkaline ultramafic
101 mantle rocks, which show different serpentinization degree (Melson et al., 1967, Campos et al, 2010).
102 The SPSPA have an average uplift rate of approximately 1.5 mm/year over the last 7,000 years (Campos
103 et al., 2010). SPSPA was also characterized as an island with a cyclical evolution and different stages of
104 uplift (Palmiotto et al., 2013; Palmiotto et al., 2017).

105

106

107 2.1. Seismotectonics of the northern St. Paul Transform System

108 Several fault planes motion analyzed by Global Centroid Moment Tensor (GCMT) are shown in
 109 **Figure 1b**, demonstrating the complexity of different fault motions that occur in the Atobá Ridge and
 110 other region of the St. Paul Transform System. Previous studies reported mechanisms uncommon for
 111 transform fault areas along Atobá Ridge (e.g. Wolfe et al., 1993). Wolfe et al. (1993) pointed out that a
 112 likely cause for these anomalous events are associated to complex fault geometry or structural aspects
 113 that appear to impact fault slip, with a magnitude range until 5.9 mb. They also point out potential
 114 additional contributors to the occurrence of anomalous earthquakes encompass recent changes in plate
 115 motion, differential lithospheric cooling, and the development of a zone of weakness along the fault zone.
 116 Engeln et al. (1986) have found that the depth extent of faulting predicted by estimating fault area from
 117 seismic moments extend approximately to the predicted 600°C isotherm.



136

137 **Figure 1.** a) Map showing the region that the St. Paul Transform System (SPTS) in the Equatorial
 138 Atlantic. Grey stars indicate the hydrophones of the COLMEIA project (Maia et al., 2013) used in this
 139 work. White triangle show the ASPSP seismographic station location in the Saint Peter and Saint Paul

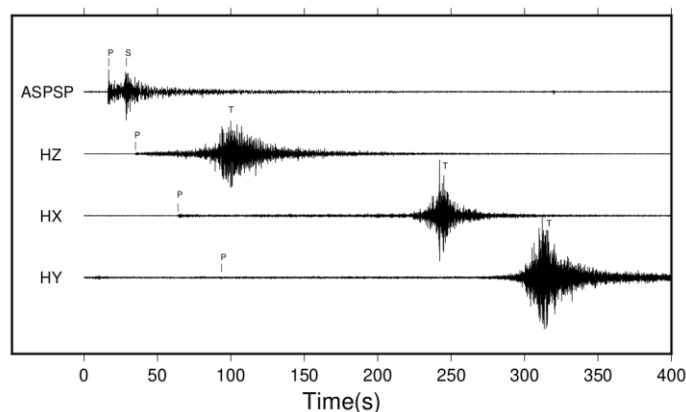
140 Archipelago (SPSPA). b) Multibeam bathymetry of the multi-segmented SPTS (Maia et al., 2016),
 141 showing the hydrophone positions (HX, HY and HZ) and the ASPSP station. The black lines represent
 142 the active transform faults. The dotted lines mean the fracture zones of the SPTS. Several beach balls
 143 with fault plans obtained from the Global Centroid Moment Tensor solutions in the focal sphere (GCMT,
 144 Available at <https://www.globalcmt.org/>) are shown

145

146 3. Data Acquisition and Processing

147 A three-component broad-band has been operating in the Saint Peter and Saint Paul Archipelago
 148 (ASPSP station) since 2011 and recorded data during six months in 2013, overlapping with the period at
 149 which the COLMEIA cruise (Maia et al., 2013) was under way. In the COLMEIA project, five
 150 autonomous underwater hydrophones (AUH) were installed, but only three of them recorded useful data
 151 (HX, HY and HZ, **Figure 1b**). ASPSP station stopped interrupted from the February 18 until April 1
 152 2013, and from May 29 until June 8 due to technical problems and the hydrophones started data
 153 acquisition in February 24 to August 22. The HX hydrophone operated from the February 2 to August
 154 22 2013, whilst HY from February 20 to September 13 of the same year. HZ operated continuously from
 155 February 24 until December 25 2013. We used hydrophone data for the period from February 16 to July
 156 1 when data from the ASPSP station is also available.

157 The waveform data was visually inspected for earthquake identification and phase picking. From
 158 the ASPSP station, we applied a bandpass filter with corner frequencies of 2 and 12 Hz. The **Figure 2**
 159 shows examples of the filtered data. The high resolution multibeam bathymetry used in this work was
 160 obtained in 2013 from the COLMEIA cruise (Maia et al., 2013).



169 **Figure 2.** Seismogram of an earthquake which occurred on 15th June 2013 at 20h38 (UTC), with a
 170 magnitude of 4.3 M. The vertical component from the ASPSP broadband station and the hydroacoustic
 171 signals at HX, HY and HZ are shown. The P and S waves arrivals are marked in the seismogram of the
 172 ASPSP station. P wave arrivals in the hydrophones are also shown.

173 4.Methodology

174 4.1. HYPOCENTER LOCATION

175 Since there are considerable data gaps for the ASPSP station, we used two different hypocenter
 176 location procedures to maximize the number of located earthquakes in the area: 1) the Single-Station
 177 Location (SSL) method using the SPSPA station only, and 2) a joint location using the ASPSP station
 178 (P and S waves) and the Hydrophone Array Location (HAL) method, using P waves recorded at the
 179 COLMEIA array.

180

181 4.1.1. Single-Station Location (SSL)

182 Epicentral location using three-component single station through epicentral distance and back-
 183 azimuth has been used in several works (Roberts et al., 1989; Böse et al., 2017; de Melo & do
 184 Nascimento, 2018). The epicentral location can be estimated using the polarization of Pg phase of the
 185 horizontal components with SEISAN package (Havskov & Ottemoller., 1999) and the hypocentral depths
 186 can be also estimated with single station records using the angle of incidence of the Pg wave in three-
 187 component sensor. The latitude and longitude error was obtained by SEISAN using the method of Lienert
 188 & Havskov (1995). Our approach is described in classical publications (Lay & Wallace., 1995; Havskov
 189 et al., 2012; Bath., 2013). Havskov & Ottemoller (2010) describes that using the amplitude ratio between
 190 the radial ($A_R = \sqrt{A_E^2 + A_N^2}$) and the vertical component (A_V) one can estimate the apparent incident
 191 angle (i_{app}), with $i_{app} = \tan^{-1} \frac{A_R}{A_Z}$. The free-surface amplitude distortion can be corrected using the
 192 Poisson's ration beneath the seismic station. Hence, true incidence angle (i_{true}) can be estimated by:

$$193 \quad i_{true} = \sin^{-1} \left(\left(\frac{V_P}{V_S} \right) \cdot \sin(0.5i_{app}) \right) \quad \text{eq.1}$$

194 where V_P and V_S the velocity of the P and S wave beneath the sensor. Several works have used this
 195 method to hypocenter location in oceanic crust (D'Alessandro et al., 2013; Harris et al., 2013; Liu et al.,
 196 2018;). The manual amplitude analysis was computed using the SAC (Seismic Analysis Code) software
 197 (Helffrich et al., 2013).

198 From the incidence angle, assuming a homogeneous isotropic velocity field under the seismic station,

199 the depth can be also estimated from $Depth = \sin i_{true} \cdot \left((T_S - T_P) \cdot \left(\frac{V_P V_S}{V_S - V_P} \right) \right)$. The Pg-wave velocities

200 used in the analysis were deduced by Francis et al (1977) under the transform fault of the Saint Paul

201 Transform System, with 6.5 km/s for the P-wave, and S- wave velocity given by $V_S = \frac{V_P}{\sqrt{3}}$ (Christensen.,

202 2004). After the first depth calculation using the incidence angle, we corrected its values due to the

203 distance of 3,500 m (Maia et al., 2016) from the location of the ASPSP station (on the pinnacle of the
204 islets) to the seafloor.

205

206 4.1.2. Hydrophone Array Location (HAL)

207 We also located the earthquakes through of the P-wave recorded in the hydroacoustic data, using
208 also data from the SSL method. The HAL was performed using the HYPOCENTER software (Lienert et
209 al., 1986; Lienert & Havskov., 1995) in the SEISAN package. We choose this software due its simplicity
210 to apply the travel time correction for the P-wave.

211 When integrating the ASPSP station and hydrophone datasets, we have to consider that in the
212 case of the ASPSP station, the source-to-receiver path comprises of geological medium only. On the
213 other hand, the hydrophones record waves that travel through the geological medium and the cable
214 connecting the hydrophone to the seafloor, where a solid-to-acoustic change occurs. So, to correctly
215 estimate the travel time in the geological medium in the hydrophones, we must correct the measured
216 travel time taking into account the wave propagation in the cable. First, the epicenter coordinates, focal
217 depths and origin times of all events obtained from the analysis of the ASPSP station data using the SSL
218 method were used to calculate the travel times from the events to the hydrophone to assign a first-order
219 picking of the P-wave (**Figure 2**) recorded on the hydrophones: the calculations for the predicted travel-
220 time are from ak135 velocity model (Kennett et al., 1995). Secondly, the hydrophone continuous data
221 records were visually examined to pick the time at which the P wave generated acoustic signals were
222 actually observed.

223 We assume that the time difference between the predicted and observed P-wave time in the
224 hydrophone are majorly due to the fact that the hydrophone is not on the top of the seafloor. The P-wave
225 which is recorded in the hydrophone travels via the cable connecting the hydrophone located in the
226 SOFAR channel to its mooring on the seafloor. So, we correct this effect assuming 1.5 km/s as the
227 propagation velocity along the cable. Cable lengths are 2,260 m for hydrophone HX, 1,860 m for
228 hydrophone HY and 3,060 m for hydrophone HZ. The time correction for each hydrophone,
229 corresponding to the propagation time in the water is of 1.05, 0.85 and 1.46 sec, respectively. We also
230 modify these corrections now due to the fact the ASPSP station is not on the seafloor but on the summit
231 of the SPSPA, using the value of 6.5 km/s (Francis et al., 1977) as the P-wave propagation velocity from
232 the seafloor until the ASPSP sensor. As each hydrophone is at a different depth, each record has its
233 particular time delay which has to be applied. Hydrophone moorings for HX, HY and HZ are at depths
234 of 2,960, 2,560 and 3,760 m, respectively. Therefore, we had to remove 0.46, 0.39, and 0.58 s from the
235 initial correction. **Table 1** shows the final correction times we used in our locations. After picking the P

236 wave on the hydrophones, the earthquake location was processed with the back-azimuth of the ASPSP
 237 station, P and S waves arrival times at ASPSP, and the corrected P-wave arrivals from the hydrophone
 238 array using the HYPOCENTER software.

Hydrophone	Delay time
HX	+1.05
HY	+0.85
HZ	+1.46

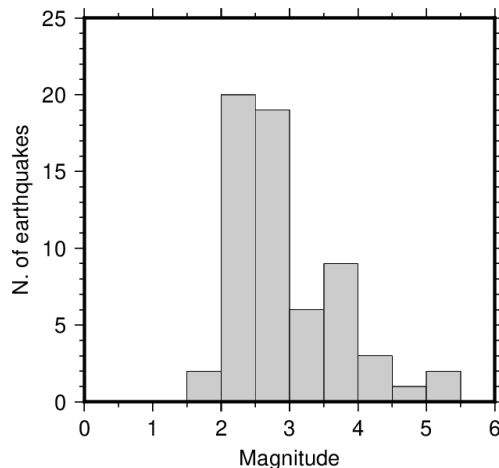
244 **Table 1.** Values of traveltime corrections applied to P-wave recorded by hydrophones.

245

246 5. Results of the earthquake location and seismological catalog.

247 In 2013, hypocenters were determined for 62 earthquakes using the SSL method near St. Peter
 248 and St. Paul Archipelago with magnitude ranging between 1.9 and 5.3 (**Figure 3**). Among these
 249 earthquakes, 15 events with $M > 2.9$ recorded simultaneously at the ASPSP station and the hydrophone
 250 array. The magnitude (M) was calculated using the ML or M_w scales following de Melo & do
 251 Nascimento (2018). Four of these events were reported also by Global Seismographic Networks
 252 (International Seismology Center, ISC; National Earthquake Information Center, NEIC; and/or the
 253 Incorporated Research Institutions for Seismology, IRIS). Micro-earthquakes with magnitudes between
 254 -0.8 and 1.7 ML were also detected, but were not used in this work.

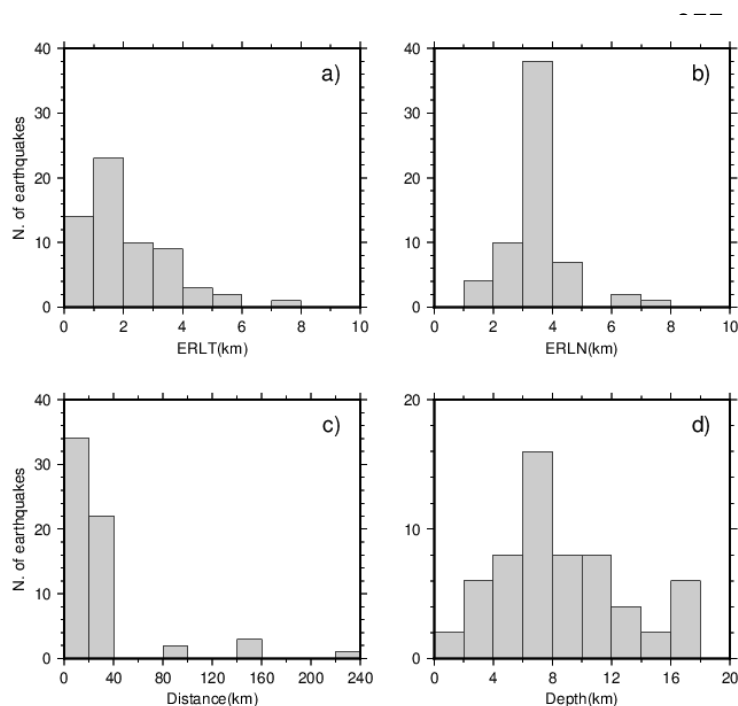
255 Here, we show the results of the hypocenter location obtained with each method described in
 256 Section 4.0. We also present the error for the latitude, the longitude and the depth and the computed
 257 RMS.



266 **Figure 3.** Histogram showing distribution of event local magnitudes. More than half have of magnitudes
 267 are between 2.0 and 3.0 ML, so only 15 events had clear P-wave arrival records above the noise in
 268 hydrophones.

269 5.1. Location using the SSL method

270 Horizontal and depth uncertainties are presented in **Figure 4**. 42% of the epicenters showed a
 271 latitude uncertainty (ERLT) of ± 1.5 km and 50% of events have ERLT ranging from 1.5 until 4.5 km
 272 (**Figure 4a**). Only 8% of the events have an error for the longitude of ± 1.5 km (**Figure 4b**). The
 273 remaining 92% exhibited errors ranging from ± 1.5 until 4.5 km. This huge difference is due to the spatial
 274 distribution of the earthquakes along the transform system essentially oriented East/West, with small
 275 spread in longitude. The NEIC catalogue uncertainties suggest that horizontal location error ± 10 have
 276 uncertainties of 10 km. So our results present a considerable uncertainty reduction.



290 **Figure 4.** a) Latitude uncertainty distribution obtained results from hypocenter location using the SSL
 291 method. b) Same as (a) for longitude uncertainties – ERLN. c) Histograms of the epicentral distances. d)
 292 Same as (a) and (b) for depth uncertainties ERDP.

293

294 The results showed epicenters located between 7.5 and 193 km distance, and 79% of these occur in
 295 groups and around the island at distances shorter than 35 km from the ASPSP station (**Figure 4c**). The
 296 remaining events are located at larger epicentral distances . Four of these events occur between 120.4
 297 and 128.1 km slant distance from ASPSP station and in the same day. We did not include in this slant
 298 distance range one event situated at 193 km from ASPSP station, as the Pn phase is recorded beyond this
 299 limit and is not used for the SSL method. This event was also recorded by Global Seismographic
 300 Networks.

301 The depth range we estimated is between 1.2 and 16.8 km (**Figure 4d**). 80% of these events are
302 shallower than 12 km. We decided to compare the manual depth estimation that we initially obtained
303 with the depth estimation using the method from Roberts et al. (1989) which is implemented in the
304 SEISAN package. This method has the advantage of quantifying the uncertainties in the incidence angle
305 (and hence depth) and azimuth measured from the three-components. The confidence level in the
306 measured azimuth and apparent velocity – from which we obtain the incidence angle (Havskov &
307 Ottomoller, 2010) – are estimated from the cross-correlation values among the three components
308 (Roberts et al. 1989).

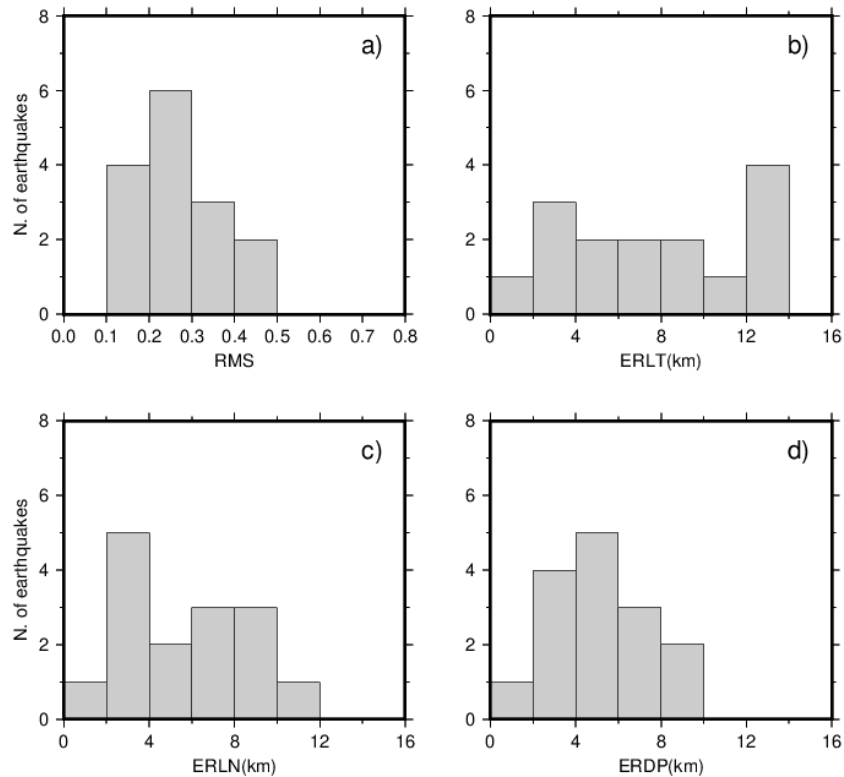
309 The differences between the visually inspected wave arrivals and those from the cross-correlation
310 method range from 0.1 to 1.0 km. Calculation of an RMS is not possible, as we only used one station.
311 The four earthquakes with an epicentral distance over 120.4 km showed higher depths ranging from 24.4
312 until 36.8 km, and they were not used for comparison.

313

314 5.2. Location with hydrophone array

315 Assuming the 1-D velocity structure, we also located the 15 events with magnitude above 2.9
316 using the velocity model derived for the St. Paul Transform by Francis et al (1977). No events presented
317 hypocentral error greater than the limits outside the network. **Figure 5** shows a summary of the vertical
318 and horizontal errors obtained along the HYPOCENTER inversion. The residual values obtained are
319 between 0.10 and 0.49 sec (**Figure 5a**). ERLT ranges from 2.5 until 13.9 km (**Figure 5b**), at which eight
320 events with ERLT maximum of 6.8 km and more seven events from 9.1 km until 13.9 km. For the ERLN
321 values range from ± 1.3 until 9.4 km (**Figure 5c**), with ten of them from ± 1.3 until 4.7 km and another
322 five with a minimum ± 7.7 and maximum of 9.4 km. The ERDP has ten events with errors from ± 1.3
323 until 4.7 km, and five events with largest depth error of ± 9.4 km (**Figure 5d**). Those values show that,
324 with exception of ERLT the hypocenter locations obtained using the hydrophone array present results
325 with values below the uncertainties limit suggest by NEIC. The latitude error with values above 10 km
326 and the ERDP above 4 km for nine events possibly is caused by the spatial distribution of the hydrophone
327 array which is wider in longitude than in latitude. So, the location inversion is able to constrain the
328 longitude better than the latitude. Possibly, a greater hydrophone number could decrease the ERLT.

329 From the hydrophone array location, the depths obtained present values from 5.3 to 11 km below
330 the seafloor. We observed during the analysis that only the three strongest magnitudes (20:02:33 of
331 04/01/2013 with 5.0 Mw, 05:30:58 of 04/03/2013 with 5.3 Mw and 20:37:46 of 06/20/2013 with 4.3
332 Mw) had depth estimated without the use of the back-azimuth from ASPSP station.



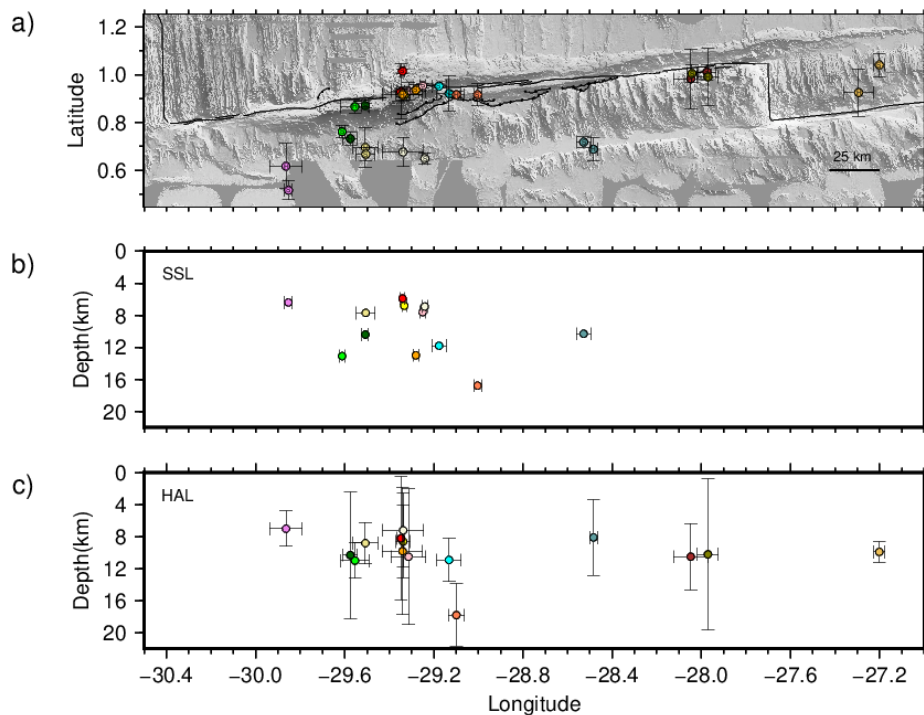
348 **Figure 5.** Error obtained from the hypocenter location of the 15 events using also the P-wave record of
 349 hydrophones (HAL). a) RMS, b) ERLT, c) ERLN and d) ERDP.

350

351 5.3. Earthquake catalog of the SPSPA area from January to July 2013

352 The 15 earthquakes located using the HAL method were compared with the location performed
 353 by SSL method. Our results show that the epicenters locations in both methods (SSL and HAL) agree
 354 with the bathymetric ridge and transform faults and overlap the location if we take into account its
 355 uncertainties. Ten epicenters located using the HAL process present a difference on epicentral location
 356 from 0.6 until 10.0 km from the epicenters obtained by SSL method. Another five earthquakes show a
 357 difference greater than 10 km, which is however within the uncertainties from the SSL and HAL
 358 epicenters.

359 Comparing the hypocenter depths of HAL with the results obtained using the SSL method, we
 360 checked that for 12 events the difference ranges between 0.1 and 3.2 km with an average of ± 1.6 km
 361 (**Figure 6**). The other three earthquakes were not included because the depths obtained with SSL method
 362 yielded high differences (above 10 km). Possibly, this is caused by the slant distance greater than 120.4
 363 km, in which the first phase recorded in the sensor travel just below the Mohorovičić (Moho)
 364 discontinuity at greater velocity. In this case, the incidence angle method not is valid and the result will
 365 present high depth values.



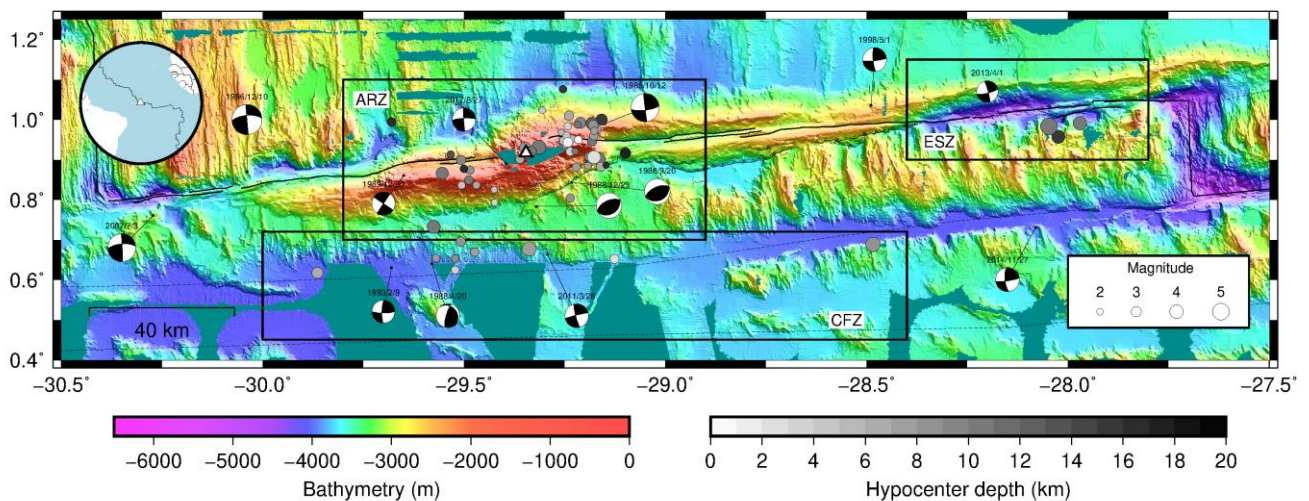
380 **Figure 6.** a) Map display in circles the epicentral location of the 15 earthquakes with magnitudes > 2.9
 381 calculated using both the SSL (S) and HAL method (H). A Different color is assigned to each event. The
 382 ERLT and ERLN are show as error bars. b) Cross section present the hypocentral depths obtained with
 383 SSL along the horizontal longitude distribution, showing the error bars. c) Hypocenters located using
 384 HAL method are showed in this cross section. The events with depth error higher than the longitude error
 385 had also ERLT higher than ERLN in map of a). Possibly, this was caused by geometry of the data
 386 acquisition, as two hydrophones do not worked due to technical problems during the experiment.

387

388 From the values of the RMS, the small errors obtained for the HAL location process, and the
 389 small difference in depth when compared with the SSL location process, we can assume that the SSL
 390 method gives consistent and meaningful results. Then, the final catalogue for the SPTS is composed of
 391 the 47 events with low magnitude located using the ASPSP station only and the 15 additional events
 392 were relocated with the HAL location method, thus providing depth errors. (**Table S1**).

393 6. Seismicity and seismotectonics of the northern St. Paul transform fault and the 394 Atoba Ridge

395 The analysis of the 2013 events shows that the epicenters are grouped in three
396 different areas of the northern SPTS. **Figure 7** shows that 50 events are located along the
397 Atobá Ridge Zone (ARZ), 3 at the East Shear Zone (ESZ), and 9 events in the portion of
398 the Central Fracture Zone (CFZ) south of the Atoba Ridge. No minor-moderate
399 earthquakes with magnitudes above 3.0 M were observed in the portion of the transform
400 faults that crosses the Atoba Ridge, between longitudes 30.5° and 29.7°W, and also from
401 29° to 28.4° W.

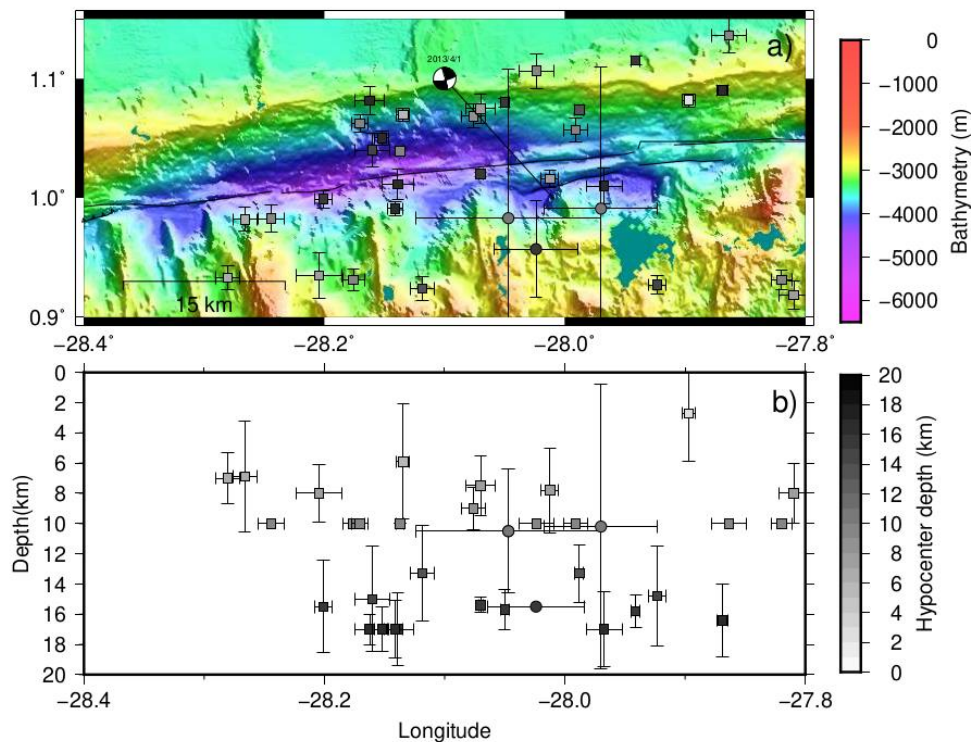


402 **Figure 7.** Multibeam bathymetry of north transform fault and the central fracture zone of
403 Saint Paul Transform System obtained for Maia et al (2016). The small circles present
404 the epicentral location and depths of earthquakes along the ESZ, ARZ and CFS areas and
405 the white triangle the ASPSP station. The size and color of circles are proportional to the
406 magnitude and depths, respectively (see magnitude legend and gray scale). The active
407 transform and thrust faults of the SPTS are shows as black lines. The dotted lines
408 represent the fracture zones. Fault plans obtained from the GCMT solutions are presented.
409

410 6.1. The East Shear Zone

411 The ESZ section (**Figure 8**) is a deep basin crossed by the principal transform
412 displacement zone (PTDZ), which is here more linear and less segmented than to the West
413 (Maia et al., 2016). The transform valley morphology is similar to other oceanic slow-
414 slipping transform faults, such as Oceanographer (Rabain et al., 2001) and Chain
415 (Harmon et al., 2018). In this short segment, only three earthquakes were recorded. The
416 events had a magnitude range between 3.9 and 5.0 M, and depths of 10.2 until 15.5 km.

417 The three events occurred in sequence on April 01. The mainshock was recorded by
 418 Global Seismographic Networks with a magnitude 5.0 Mw, and it was classified as a
 419 strike-slip motion by GCMT. Earthquakes with this magnitude range is common in the
 420 ESZ section of St. Paul Transform System. Historical catalogue of the Global
 421 Seismographic Networks show us events with magnitude range until 6.0 Mw have
 422 occurred in this shear zone, since 1986. In **Figure 8**, we show 31 events from the ISC
 423 catalogue from 1970 until 2019. For this period the magnitude ranges from 4.0 until 5.4
 424 mb, and depths range from 2.7 until 17 km bellow seafloor.



425 **Figure 8.** Earthquakes distribution along the East Shear Zone. a) Bathymetric map. The
 426 black lines shows the active transform faults and part of thrust faults. Circles are
 427 earthquakes in 2013 year (this study), and square exhibit the hypocentral locations
 428 obtained in ISC catalogue between 1970-2019. Circles and square indicates events depth
 429 in grey color. GCMT solution of earthquake occurred on 1st April 2013 at 20h02 (UTC)
 430 is shown. b) Cross section along the transform valley for all events and depths located in
 431 ESZ. The color of circles correspond to depth in the gray scale and is the same used in a).
 432 Error bars show the depth and longitude uncertainties determined by the HYPOCENTER
 433 software. The depth error bars is showed for events calculated by the SSL method.

434

435

436 Using Ocean-Bottom Seismometer data, Cessaro & Hussong (1986) obtained
437 mean hypocentral depth of 9.5 km and maximum depth observed of 14 km in the
438 Oceanographer transform, while the depth range reported by Global Seismographic
439 Networks are between 9 and 19.6 km. From broadband seismograms, at the Chain
440 transform fault, Abercrombie & Ekström (2001) have reported hypocenters depths
441 ranging from 3 to 11 km with an average depth of 9 km.

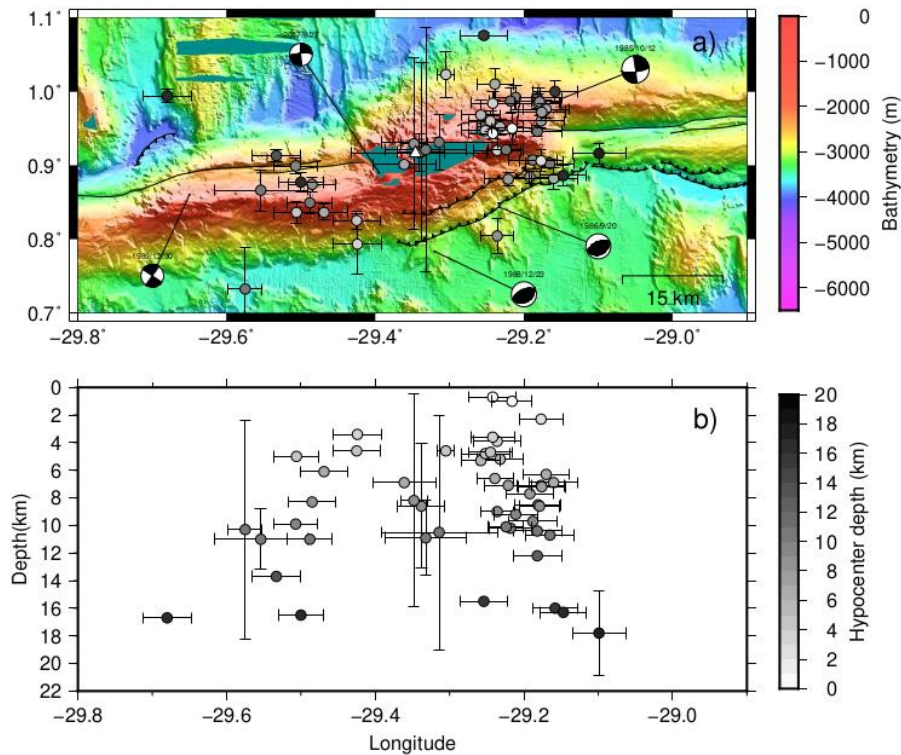
442 The hypocentral depth distribution observed for the 2013 period in the eastern
443 portion of the St. Paul Transform System is in agreement with the hypocentral depth
444 distribution determined in other oceanic slow-slipping transform faults (Cessaro and
445 Hussong, 1986; Abercrombie and Ekström, 2001). These patterns are expected and are
446 due to the stress field regime originated from the relative plate motions in the oceanic
447 transform boundaries, where the earthquake focal mechanisms exhibit strike-slip faulting
448 along the transform direction (Sykes., 1967; Bohnenstiehl & Dziak., 2009; Searle., 2013).

449

450 6.2. The Atobá Ridge Zone

451 50 earthquakes were located in the Atobá Ridge Zone between longitudes 29.6°
452 and 29.1° W (shown in **Figure 9**). Forty two earthquakes are located near the SPSPA and
453 this high number is probably due to the high transpressive stress zone and the probable
454 presence of a large number of faults that concentrate the deformation near the core of the
455 push-up ridge, as shown in clay models (e.g. Maclay & Bonora, 2001). Two strike slip
456 mechanisms from the Global Centroid Moment Tensor (GCMT) in 1985 and 2017 locate
457 in this very active area and suggest that the largest quakes are associated to the strike-slip
458 faults. However, several small thrusts and normal faults probably exist in the core of the
459 push-up ridge and these faults are likely to produce a multitude of small magnitude events.
460 Two compressive earthquakes from the GCMT (1986 and 1988) locate on the thrust faults
461 mapped along the south flank of the ridge (Maia et al., 2016). Our results identify a total
462 of eight events on these thrust faults.

463



4/8

479 **Figure 9.** Earthquakes distribution along the Atobá Ridge Zone a) Bathymetric map
 480 showing the earthquakes location as grey circles and ASPSP station (white triangle). The
 481 transform and thrust faults are represent in black lines. Four GCMT solutions display fault
 482 plan of large previous earthquakes associated both in the strike-slip and thrust faults. b)
 483 Vertical distribution of earthquakes in cross section. The color of circles indicate
 484 hypocenter depths of Figure 9a. The depths and longitude confidence limit is show in
 485 error bars.

486

487 The magnitude of the events in Atobá ranges from 1.9 until 4.3 M. Quakes located
 488 on the thrust faults exhibit a smaller range, 2.0 M to 2.9 M. The hypocenters of ARZ
 489 cluster between 0.2 and 17.8 km below the seafloor. Within this cluster, the eighth events
 490 located near the thrust faults have a depth ranging from 1.7 until 8.1 km t. Hypocenters
 491 located beneath the Atoba Ridge Zone and reported by the Global Seismographic
 492 Networks since 1986 year have a depth range of 10-19 km with a mean value of 9 km.
 493 The magnitudes are between 3.3 Mb and 6.6 Mw. All events of located in the thrust faults
 494 exhibited depths of 10 km and with magnitude from 3.8 Mb until 5.8 Mw. This means
 495 that all the events we report are within the ranges already informed by the global
 496 seismographic networks.

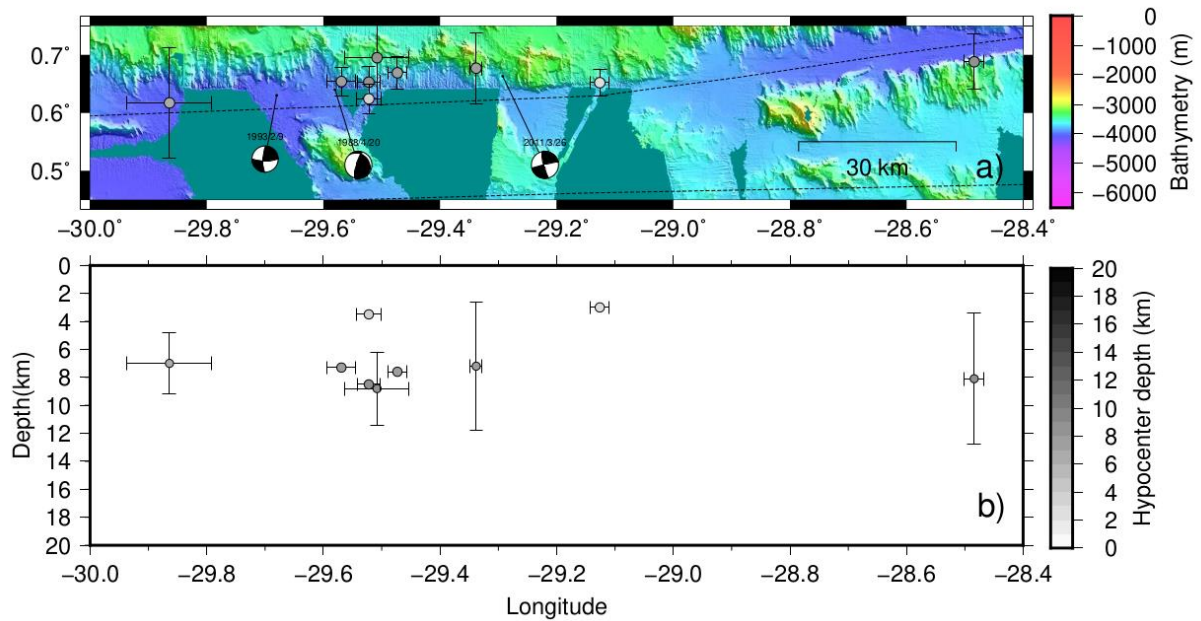
497 Restraining stepovers along two strike-slip segment faults can induce
498 transpression and the uplift of push up ridges (Westaway., 1995; Nabavi et al., 2017). To
499 the best of our knowledge, the Atobá Ridge Zone is the largest example of a push up
500 ridge in the oceanic lithosphere and the only case studied so far. We thus compare the
501 ARZ with continental examples such as the Dead Sea and the San Andreas Fault zones
502 (Westaway., 1995; Kearey et al., 2014). In the Dead Sea, with crustal thickness of 32 km,
503 the epicentral distribution of the seismicity exhibit clusters within of the transpression
504 fault zone with 4-22 km depth (Hofstetter et al., 2008; Mohsen et al., 2005). In the San
505 Andreas Fault zone, the San Francisco stepover region present depths between 4.9 and
506 15.5 km with mean of 10 km (Zoback et al., 1999). Although, these examples are in a
507 continental crust, they show similar depth ranges with the earthquake occurring in the
508 ARZ.

509

510 6.3. The Central Fracture Zone

511 A total of nine earthquakes were located at CFZ between longitudes 29.1° and
512 28.4° W. The events had magnitude values ranging between 2.2 and 4.3 M, with depths
513 from 4.5 until 10.1 km. Only hypocenters located with 10 km below the seafloor of CFZ
514 are shown in the Global Seismographic Networks catalogue, with a magnitude range of
515 3.8-5.0 mb.

516 GCMT solutions (Figure 10) show dextral strike-slip movements similar to the
517 transform fault at North. The displacement is the opposite of what could be expected for
518 the reactivation of a fracture zone of the St. Paul system (Engel et al., 1986). A reverse
519 faulting is also provided by the GCMT solution (Figure 10). We propose that the local
520 stress created at the step-overs along the northern fault reactivate the ancient strike-slip
521 fault 20km south as well as a normal fault, inherited from the spreading at the central
522 intra-transform segment.



523

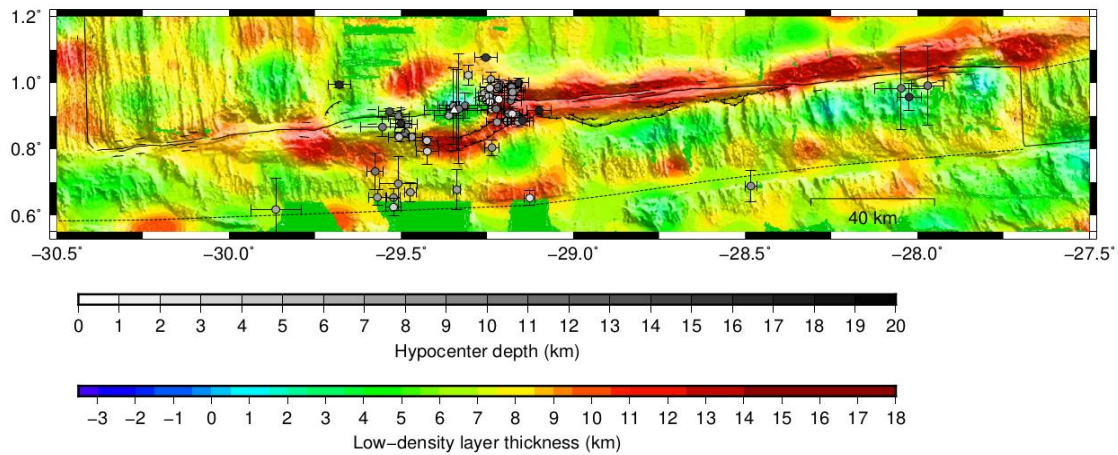
524 **Figure 10.** Earthquakes distribution along the Central Fracture Zone a) Maps exhibit the
 525 epicentral location as grey circles and the latitude and longitude error bars. The lines in
 526 black color represent the active transform and thrust faults. The fracture zones is
 527 represented as dotted lines. Moment tensor solution of three events (GCMT) are seen in
 528 beach ball. b) Hypocenter distribution in this cross section. The hypocenter depth is the
 529 same circles of Figure 10a. The depths and longitude confidence limit is show as error
 530 bars.

531

532 7. Discussion

533 7.1. The low-density layer along St. Paul Transform System

534 Area of active oceanic transform faults can undergo water percolation thus
 535 inducing rock alteration penetrating the faults into the mantle (Bonatti., 1976; Francis.,
 536 1981; Detrick et al., 1993; Roland et al., 2010). In the case of mantle rocks,
 537 serpentinization consistently reduces the bulk density and influence the strength and
 538 tectonism of the slow-spreading oceanic lithosphere down to depths of 6 km (Escartin et
 539 al., 1997; Escartin et al., 2001). Other authors suggested that in ocean lithosphere the
 540 water can enter into the oceanic upper mantle, both in the transform faults with depths
 541 extending greater than 10 km (Roland et al., 2010) and in the ultraslow-spreading ridges
 542 axis reaching from 31 until 35 km depth below the seafloor (Schlindwein & Schmid.,
 543 2016; Schmid & Schlindwein., 2016).



544

545 **Figure 11.** Thickness map of low-density layer derived by Maia et al (2016) and
 546 earthquakes distribution. The thickness is color mapped according to the scale presented.
 547 The transform fault as also the thrust faults is seem in black line. The dotted line is the
 548 fracture zone. The epicenters are showed in circles, their colors represent the depths. The
 549 color bars of the thickness start in the -3.5 km to take into account the water layer.

550

551 In **Figure 11**, we present the low-density layer of the northeast and central fracture
 552 zone of the St. Paul Transform System, with the epicentral location and depths of the
 553 earthquakes. This low-density layer could be interpreted as magmatic crust, but in the
 554 present context, all samples collected along the active North fault and the Atoba ridge
 555 were mantle rocks, frequently serpentized. The nature of the rocks thus suggests that,
 556 in the present case, the low densities are more likely to represent serpentized mantle
 557 than crust, as crustal rocks were not sampled along the North transform (Maia et al.,
 558 2016). The depth of this low-density layer is thus taken as an independent proxy to the
 559 maximum depth of serpentization and compared to the depths of the earthquakes
 560 obtained in the present study.

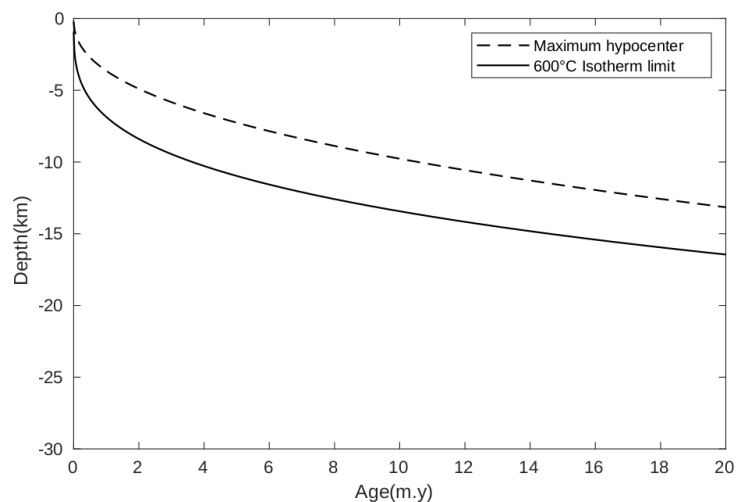
561

562 7.2. The transform fault at the East Shear Zone, a near normal transform context.

563 Slow and ultraslow spreading ridges have relatively large lithospheric thickness
 564 variations across large offset transform faults as well as thick lithosphere bounding them.
 565 The hypocenter depths of a seismogenic zone is a way to measure the brittle-plastic
 566 transition, and it is limited by the $\sim 600^{\circ}\text{C}$ isotherm in transform fault context (Bergman
 567 and Solomon, 1988; Wolfe et al., 1993; Abercrombie & Ekström., 2001; Boettcher &
 568 Jordan., 2004; Boettcher & McGuire., 2009).

569 Shorter transform faults of the Mid-Atlantic Ridge should exhibit a smaller
 570 lithosphere thickness of the this brittle-plastic transition, compared with larger faults,
 571 which in turn should present greater thickness of this transition zone (Wiens & Stein.,
 572 1983; Stein & Stein., 1992; Searle., 2013). The seafloor ages contrasts of several MAR
 573 transform faults have been quantified by several authors using magnetic anomaly
 574 modeling (Bergman & Solomon., 1988; Wolfe et al., 1993; Smith et al., 2008; Harmon et
 575 al., 2018). In **Table 2** we present data on length, age, maximum observed hypocentral
 576 depth and the 600°C isotherm limit depth of Oceanographer, Hayes, Kane, Fifteen-
 577 Twenty, Marathon, Chain transform faults and East Shear Zone of St. Paul Transform
 578 System in the MAR (including the ESZ). We compare the offset age with the maximum
 579 observed hypocentral depth and the 600°C isotherm limit depth.

580 In **Figure 12**, we compare the 600°C isotherm depth (in a plot of offset age against
 581 depth) reported by Boettcher & Jordan (2004), and the curve of the maximum observed
 582 hypocentral depth of transform faults. Both plots use data from **Table 2**. **Figure 12**
 583 reveals that the maximum hypocentral depth is less than the predicted 600°C isothermal,
 584 implying that the age should be a controlling factor for the maximum observed
 585 hypocentral depths in these seismogenic zones. This dependence could be explained if
 586 we consider the thermal lithosphere structure changes which occur when the isothermal
 587 limit depth (600°C) increases as the fault grows (Wiens & Stein., 1983; Boettcher &
 588 Jordan., 2004; Searle., 2003). Our results on the East Shear Zone, with hypocentral depths
 589 of 10.2 until 15.5 km (4/1/2013) – including an event at 22.6 km depth in 2009/7/18
 590 (GCMT) corroborate the view of a deep brittle-ductile limitation in the St. Paul Transform
 591 System (15-18 km). Additionally, catalogue data from ISC for the ESZ from 1970 until
 592 2019 show maximum depths of 17 km which is within the range we suggest (**Figure 8**).



602 **Figure 12.** Oceanic lithosphere depth as a function of lithosphere age. The dashed line
 603 corresponds to maximum hypocenter depths of oceanic transform faults reported by
 604 previous authors (see text). The continuous black line represents the 600°C isotherm
 605 (Boettcher and Jordan, 2004).

606

Transform	Latitude(°)	Longitude(°)	Length(km)	Age Offset(m.y)	Hypocenter _{max} (km)	600°C Isotherm(km)	References
Oceanographer	35.150	-35.560	105	10	9	11.5	Cessaro and Hussong [1986], Bergman and Solomon [1988]
Hayes	33.630	-38.530	75	6	8	12.2	Bergman and Solomon [1988]
Kane	23.760	-45.680	150	11	8	11.4	Bergman and Solomon [1988]
Fifteen-Twenty	15.310	-45.940	180	13	12	13.5	Cleveland et al [2018]
Marathon	12.650	-44.660	80	5	8.5	12	Smith et al [2008], Cleveland et al [2018]
St.Paul(North Segment)	0.950	-29.000	310	14	15.5	20.1	Maia et al [2016], Hypocenter depth of this study
Chain	-1.240	-14.645	300	20	11	15.1	Abercrombie and Ekstrom [2001], Harmon et al [2018]

607 **Table 2.** Oceanic transform faults. The 600° isotherm limits are of Boettcher and Jordan
 608 (2004). The other information is based on the references given in the last column.

609

610 In **Figure 11**, the thickness of the low density layer near 28°W longitude and 1°N
 611 latitude reaches 17 km and, considering the depths uncertainties, two events occurred in
 612 4/1/2013 are located within this layer. Another earthquake of the same date at 15.5 km
 613 depth occurred in an area where this low-density layer that has thickness between 5 and
 614 9 km. This thick layer, interpreted as serpentinized mantle, suggests that hydration occurs
 615 at significant depths in the transform fault, in agreement with several observations (e.g.
 616 Detrick et al., 1995). The occurrence of earthquakes beneath the low density layer can
 617 be explained if the geometry of seismogenic zone can suffer changes due a frictional
 618 weakening caused by hydration. This mechanism would result in a development of the
 619 isothermal limit (Roland, 2010) towards greater depths. Boettcher et al. (2007) have
 620 observed in olivine friction experiments that the weakening to strengthening rocks
 621 transition in 600°C isotherm limit is positively correlated with hypocentral depths. Thus,
 622 in the light of our data, we suggest the existence of a thicker seismogenic lithosphere in
 623 the ESZ (15-18 km) still within of 600°C isotherm limit.

624

625 7.3. The Atoba Ridge Zone, a transpressive zone with highly deformed and altered mantle

626 The 50 earthquakes that have been detected under the Atobá Ridge have different
 627 hypocenter depths along different parts of the ridge. In the East Atoba area (near 29.25°W)
 628 there were 34 hypocenters with depth ranging from 0.2 until 17.8 km, with an average of
 629 10.5 km. Ten events were located in the West Atoba area (near 29.5°W), with hypocentral

630 depth average of 9.8 km and ranging from 3.6 km until 16.7 km. In the central region of
631 Atobá Ridge (near 29.35°W and 0.9°N), six earthquakes were recorded with hypocentral
632 depths between 6.9 and 10.9 km with an average of 8 km.

633 **Figure 9** shows that the events located near the center of Atobá Ridge have
634 shallower depths than those located in the SW and NE of the stepover area. Thrust faults
635 in transpressional zones of restraining stepovers tend to be deeper on the edges of the
636 push-ups than in their centers (McClay & Bonora, 2001). Our hypocenters for the Atobá
637 Ridge agree with the model results.

638 Similarly, the seismicity occurring along the San Francisco stepover region is
639 clustered both to the SE and NW along the strike, though an aseismic zone occurs within
640 the crust in the center of the segment (Zoback et al., 1999). Although the San Francisco
641 stepover is not located in oceanic crust, the similarities with the Atobá Ridge Zone in
642 terms of hypocentral distribution are remarkable. .

643 In **Figure 11**, the thickness of the low density layer in the East Atoba (near
644 29°25'W) is highly variable, reaching 17 km. In the West Atoba, the low density layer is
645 thin in the centre (4.5 km) and thickens towards the flanks of the ridge reaching 14 km in
646 some parts. In the core of Atoba ridge, close to the St. Peter and St. Paul Archipelago,
647 thickness varies from nearly 0 km in the center to 4 km at its border.

648 The good correlation between the thickness of a low-density layer and the depths
649 of the earthquakes at the Atoba Ridge Zone suggests the many events may be linked with
650 water percolation down the thrust faults that border the push up ridge. This occasion a
651 fluid interaction with the mantelic rocks and after the faults develops into the mantle.
652 Maia et al (2016) showed that the density pattern correlates with a deepening of the 500-
653 600°C isotherms and that the thick low density layer probably corresponds to
654 serpentized mantle, coherent with the large amount of serpentized peridotite
655 mylonites dredged and sampled on both the Atoba ridge and the islets (Melson et al.,
656 1967; Hékinian et al., 2000; Campos et al., 2003, Maia et al., 2016). So, our results with
657 deepest earthquakes reaching depths of 18 km can be linked with the extensive
658 serpentization beneath the Atobá Ridge, potentially to 25 km.

659

660 7.4. Weakness zone reactivated at Central Fracture Zone

661 We now discuss the reactivation of a fracture zone using our data. Firstly, we use
662 nine earthquakes located at Central Fracture Zone area from -29.85° until -29.15° W

663 longitude (**Fig.10**). The hypocenter depths ranging from 3.0 to 8.8 km, with an average
664 of 6.8 km. The magnitude range from 2.2 to 4.3 M. Eight of these epicenters are situated
665 in an approximately 90 km long segment corresponding to a lithosphere with age ranging
666 between 9 and 12 million years for the northern plate (North intra-transform segment)
667 and 13 to 16 million years for the southern one (Central intra-transform segment) (Maia
668 et al., 2016). The ninth event is located near -28.5° W, within a lithosphere aging between
669 5 and 6 million year (northern plate formed at the North intra-transform segment) and
670 from 11 to 12 million years for the Central intra-transform segment.

671 The source mechanisms of the three events available on GCMT indicate a
672 complex stress field along this portion of the central fracture zone. Two solutions
673 (2/9/1993 and 3/26/2011) show a strike-slip motion, which remains probably the
674 dominant mechanism here due to the reactivation of the old transform fault. The
675 remaining events exhibits an oblique transpressive mechanism (4/20/1988) in the center,
676 suggesting that a reverse fault may be forming at the pre-existing inactive normal faults.
677 This support our hypothesis that stresses linked with the Atoba Ridge together with the
678 lithospheric weakness zone existing at this fracture zone are responsible for the
679 reactivation of this portion of an, otherwise, inactive feature.

680 Several works have reported that fracture zones can be reactivated and yield
681 strong intraplate earthquakes (Das., 1992; Bohnenstiehl et al., 2004; Robinson., 2011), or
682 volcanic activity (Okal & Stewart., 1983; Lowrie et al., 1986). Moreover, other authors
683 suggest that changes in regional stress field due to transpression can reactivates
684 preexisting faults in the oceanic lithosphere (Bergman & Solomon., 1980), and the
685 earthquake occurrence rate must be higher for lithosphere of 5-35 m.y age (Wiens &
686 Stein., 1983). We suggest that the events located on the CFZ are associated with possible
687 zone of weakness reactivated due to the regional the transpressive stresses uplifting the
688 Atoba Ridge. These stresses, still active, as shown by the presence of small push up ridges
689 near the western portion of the northern St. Paul transform (Maia et al., 2016). The
690 present-day uplift measured on the islands (Campos et al., 2010) contribute to reactivate
691 these weakness zones. An additional contribution may come from the flexural stresses
692 linked to the large Atoba Ridge. The large topographic load may induce lithospheric
693 flexure, in a similar way as a volcanic edifice. Most of this load is located on the South
694 American lithosphere and thus the stresses may affect the portion of the CFZ located
695 nearby.

696 8. Conclusions

697 From the analysis of seismicity in much of 2013 year along the Saint Paul Transform
698 System, we concluded:

699

700 1. Minor-moderate magnitude seismic events at the St. Paul Transform System occur
701 regularly with hypocenters reaching 17.8 km below the seafloor, and do not follow
702 mainshock-aftershock sequence. We identify the existence of a thicker lithosphere in
703 SPTS with a 600°C isotherm limit situated in 15-18 km depth.

704

705 2. A small number of moderate magnitude events are located at East Shear Zone of SPTS
706 and with deep hypocenters. This area is formed by transform valley morphology and
707 earthquake depth limits that agree with other oceanic slow-slipping transform faults. The
708 scarce seismicity observed is possibly caused by existence of an aseismic or micro-
709 earthquakes zone undetected by our data sources.

710

711 3. Most earthquakes are located in the Atobá Ridge morphology and with greater depths,
712 indicating a great effect of transpressive stress and thrust faults that concentrate the
713 deformation near the core of the push-up ridge. These faults variation has been shown
714 also by GCMT focal mechanisms. The low density layer data that corresponds to
715 serpentized mantle rocks, and shown correlation with the hypocenter depth around
716 Atobá Ridge. Thus, part of this seismicity should be caused for water percolation into
717 mantle through the faults that border the push up ridge, indicating an extensive
718 serpentization beneath the Atobá Ridge reaching depths of 18 km.

719

720 4. Other part of the events were located at Central Fracture Zone area. Source mechanisms
721 available on GCMT presented a complex stress field with both strike-slip and oblique
722 transpressive faults. We suggest that this seismicity is caused by a reactivated zone of
723 weakness, so that the regional transpressive stresses uplifting the Atoba Ridge contributed
724 to the reactivation of fracture zone. Other possible cause is due to the most west part of
725 the ARZ morphology is located on the South-American tectonic plate, in which the
726 movement of the active transform fault along the west part of the Atoba Ridge affects
727 also the fracture zone due to the high lithospheric load.

728

729 **Acknowledgments**

730 GWSM thanks PETROBRAS for a MSc via the PHR-229 Capacity Building Programme.
731 GWSM also grateful LabexMER ANR-10-LABX-19-01 and PPG 110/2018 by the
732 financial support to his internship at the France. AFdN thank CNPq for his PQ grant (Proc.
733 306813/2017-3). The authors thank also the Brazilian Navy for the material and logistical
734 support. We also thank Javier Escartín, Neil Mitchell and Rachel Abercrombie for the
735 rich discussions and suggestions during the preparation of the manuscript. The Generic
736 Mapping Tools software (Wessel et al., 2013) was used to plot the maps, graphics and
737 tables. The Global Centroid Moment Tensor database was also used
738 (<http://www.globalcmt.org>, last accessed July 2019). Bathymetry data of Figure 1 was
739 made using the global relief data ETOPO1 is available at
740 <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>. Figure 11 was plotted using
741 MATLAB.

742

743 **References**

- 744 Abercrombie, R. E., & Ekström, G. (2001). Earthquake slip on oceanic transform
745 faults. *Nature*, 410(6824), 74. <https://doi.org/10.1038/35065064>
- 746
- 747 Abercrombie, R. E., Antolik, M., & Ekström, G. (2003). The June 2000 Mw 7.9 earthquakes south
748 of Sumatra: deformation in the India–Australia plate. *Journal of Geophysical Research: Solid*
749 *Earth*, 108(B1), ESE-6. <https://doi.org/10.1029/2001JB000674>
- 750
- 751 Bath, M. (2013). *Introduction to seismology* (Vol. 27). Birkhäuser. [https://doi.org/10.1007/978-](https://doi.org/10.1007/978-3-0348-5283-8)
752 [3-0348-5283-8](https://doi.org/10.1007/978-3-0348-5283-8)
- 753
- 754 Bergman, E. A., & Solomon, S. C. (1980). Oceanic intraplate earthquakes: Implications for local
755 and regional intraplate stress. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B10), 5389-
756 5410. <https://doi.org/10.1029/JB085iB10p05389>
- 757
- 758 Bergman, E. A., & Solomon, S. C. (1988). Transform fault earthquakes in the North Atlantic:
759 Source mechanisms and depth of faulting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B8),
760 9027-9057. <https://doi.org/10.1029/JB093iB08p09027>
- 761

- 762 Boettcher, M. S., & Jordan, T. H. (2004). Earthquake scaling relations for mid-ocean ridge
763 transform faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B12).
764 <https://doi.org/10.1029/2004JB003110>
765
- 766 Boettcher, M. S., Hirth, G., & Evans, B. (2007). Olivine friction at the base of oceanic
767 seismogenic zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B1).
768 <https://doi.org/10.1029/2006JB004301>
769
- 770 Boettcher, M. S., & McGuire, J. J. (2009). Scaling relations for seismic cycles on mid-ocean ridge
771 transform faults. *Geophysical Research Letters*, 36(21). <https://doi.org/10.1029/2009GL040115>
772
- 773 Bohnenstiehl, D. R., Tolstoy, M., & Chapp, E. (2004). Breaking into the plate: A 7.6 Mw fracture-
774 zone earthquake adjacent to the Central Indian Ridge. *Geophysical Research Letters*, 31(2).
775 <https://doi.org/10.1029/2003GL018981>
776
- 777 Bohnenstiehl, D. R., & Dziak, R. P. (2009). Mid-ocean ridge seismicity, in *Encyclopedia of Ocean*
778 *Sciences*, edited by J. Cochran, H. Bokuniewicz and P. Yager, Academic Press, London.
779 https://doi.org/10.1007/0-387-30752-4_128
780
- 781 Bonatti, E. (1976). Serpentinite protrusions in the oceanic crust. *Earth and Planetary Science*
782 *Letters*, 32(2), 107-113. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(76\)90048-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90048-0)
783
- 784 Campos, T.F.C., Virgens Neto, J., Amorim, V., Hartmann, L., Petta, P. (2003). Modificações
785 Metassomáticas Das Rochas Milonitizadas Do Complexo Ultramáfico Do Arquipélago de São
786 Pedro e São Paulo, Atlântico Equatorial. *Geochimica Brasiliense*. 17, 81–90.
787
- 788 Campos, T.F.C., Bezerra, F.H.R., Srivastava, N.K., Vieira, M.M., & Vita-Finzi, C. (2010).
789 Holocene tectonic uplift of the St Peter and St Paul Rocks (Equatorial Atlantic) consistent with
790 emplacement by extrusion. *Mar. Geol.* 271, 177–186.
791 <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.02.013>
792
- 793 Cessaro, R. K., & Hussong, D. M. (1986). Transform seismicity at the intersection of the
794 oceanographer fracture zone and the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research: Solid*
795 *Earth*, 91(B5), 4839-4853.
796 <https://doi.org/10.1029/JB091iB05p04839>
797

- 798 Cleveland, K. M., Ammon, C. J., & Kintner, J. (2018). Relocation of Light and Moderate-
799 Magnitude (M4–6) Seismicity Along the Central Mid-Atlantic. *Geochemistry, Geophysics,*
800 *Geosystems*, 19(8), 2843-2856. <https://doi.org/10.1029/2018GC007573>
801
- 802 Christensen, N. I. (2004). Serpentinites, peridotites, and seismology. *International Geology*
803 *Review*, 46(9), 795-816. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.9.795>
804
- 805 D'Alessandro, A., Mangano, G., D'Anna, G., & Luzio, D. (2013). Waveforms clustering and
806 single-station location of microearthquake multiplets recorded in the northern Sicilian offshore
807 region. *Geophysical Journal International*, 194(3), 1789-1809.
808 <https://doi.org/10.1093/gji/ggt192>
809
- 810 Das, S. (1992). Reactivation of an oceanic fracture by the Macquarie Ridge earthquake of
811 1989. *Nature*, 357(6374), 150. <https://doi.org/10.1038/357150a0>
812
- 813 de Melo, G. W., & do Nascimento, A. F. (2018). Earthquake Magnitude Relationships for the
814 Saint Peter and Saint Paul Archipelago, Equatorial Atlantic. *Pure and Applied*
815 *Geophysics*, 175(3), 741-756. <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1732-6>
816
- 817 DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate
818 motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1-80. [https://doi.org/10.1111/j.1365-](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x)
819 [246X.2009.04491.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x)
820
- 821 Detrick, R. S., White, R. S., & Purdy, G. M. (1993). Crustal structure of North Atlantic fracture
822 zones. *Reviews of Geophysics*, 31(4), 439-458. <https://doi.org/10.1029/93RG01952>
823
- 824 Engeln, J. F., Wiens, D. A., & Stein, S. (1986). Mechanisms and depths of Atlantic transform
825 earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B1), 548-577.
826 <https://doi.org/10.1029/JB091iB01p00548>
827
- 828 Escartin, J., Hirth, G., & Evans, B. (1997). Effects of serpentinization on the lithospheric strength
829 and the style of normal faulting at slow-spreading ridges. *Earth and Planetary Science*
830 *Letters*, 151(3-4), 181-189. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)81847-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)81847-X)
831

- 832 Escartin, J., Hirth, G., & Evans, B. (2001). Strength of slightly serpentinized peridotites:
833 Implications for the tectonics of oceanic lithosphere. *Geology*, 29(11), 1023-1026.
834 [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<1023:SOSSPI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<1023:SOSSPI>2.0.CO;2)
835
- 836 Francis, T. J. G., Porter, I. T., & Lilwall, R. C. (1978). Microearthquakes near the eastern end of
837 St Paul's Fracture Zone. *Geophysical Journal International*, 53(2), 201-217.
838 <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1978.tb03738.x>
839
- 840 Francis, T. J. G. (1981). Serpentinization faults and their role in the tectonics of slow spreading
841 ridges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B12), 11616-11622.
842 <https://doi.org/10.1029/JB086iB12p11616>
843
- 844 Harmon, N., Rychert, C., Agius, M., Tharimena, S., Le Bas, T., Kendall, J. M., & Constable, S.
845 (2018). Marine geophysical investigation of the chain fracture zone in the Equatorial Atlantic
846 from the PI-LAB experiment. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(12), 11-016.
847 <https://doi.org/10.1029/2018JB015982>
848
- 849 Harris, D., Matias, L., Thomas, L., Harwood, J., & Geissler, W. H. (2013). Applying distance
850 sampling to fin whale calls recorded by single seismic instruments in the northeast Atlantic. *The*
851 *Journal of the Acoustical Society of America*, 134(5), 3522-3535.
852 <https://doi.org/10.1121/1.4821207>
853
- 854 Havskov, J., & Ottemöller, L. (2010). *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*.
855 Springer. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-8697-6>
856
- 857 Helffrich, G., Wookey, J., & Bastow, I. (2013). *The seismic analysis code: A primer and user's*
858 *guide*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139547260>
859
- 860 Hekinian, R., Juteau, T., Gracia, E., Sichler, B., Sichel, S., Udintsev, G., ... & Ligi, M. (2000).
861 Submersible observations of equatorial atlantic mantle: the St. Paul Fracture Zone region. *Marine*
862 *Geophysical Researches*, 21(6), 529-560. <https://doi.org/10.1023/A:1004819701870>
863
- 864 Hofstetter, R., Klinger, Y., Amrat, A. Q., Rivera, L., & Dorbath, L. (2007). Stress tensor and focal
865 mechanisms along the Dead Sea fault and related structural elements based on seismological
866 data. *Tectonophysics*, 429(3-4), 165-181. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.03.010>
867

- 868 Kearey, P., Klepeis, K. A., & Vine, F. J. (2014). *Tectônica global*. Bookman Editora.
869 <https://doi.org/10.1007/s00024-009-0539-5>
870
- 871 Kennett, B. L., Engdahl, E. R., & Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth
872 from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1), 108-124.
873 <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>
874
- 875 Krabbenhoef, A., von Huene, R., Miller, J. J., Lange, D., & Vera, F. (2018). Strike-slip
876 23 January 2018 MW 7.9 Gulf of Alaska rare intraplate earthquake: Complex rupture of
877 a fracture zone system. *Scientific reports*, 8(1), 13706. [https://doi.org/10.1038/s41598-](https://doi.org/10.1038/s41598-018-32071-4)
878 [018-32071-4](https://doi.org/10.1038/s41598-018-32071-4)
879
- 880 Lay, T., & Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology*. Elsevier.
881 <https://doi.org/10.1785/gssrl.66.6.92>
882
- 883 Lienert, B. R., Berg, E., & Frazer, L. N. (1986). HYPOCENTER: An earthquake location method
884 using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bulletin of the Seismological Society*
885 *of America*, 76(3), 771-783.
886
- 887 Lienert, B. R., & Havskov, J. (1995). A computer program for locating earthquakes both locally
888 and globally. *Seismological Research Letters*, 66(5), 26-36. <https://doi.org/10.1785/gssrl.66.5.26>
889
- 890 Ligi, M., Bonatti, E., Gasperini, L., & Poliakov, A. N. (2002). Oceanic broad multifault
891 transform plate boundaries. *Geology*, 30(1), 11-14. [https://doi.org/10.1130/0091-](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0011:OBMTPB>2.0.CO;2)
892 [7613\(2002\)030<0011:OBMTPB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0011:OBMTPB>2.0.CO;2)
893
- 894 Liu, Y., Tao, C., Liu, C., Qiu, L., Schlindwein, V., Zhang, H., ... & Wang, H. (2018). Seismic
895 activity recorded by a single OBS/H near the active Longqi hydrothermal vent at the ultraslow
896 spreading Southwest Indian Ridge (49° 39' E). *Marine Georesources & Geotechnology*, 1-11.
897 <https://doi.org/10.1080/1064119X.2017.1420114>
898
- 899 Lowrie, A., Smoot, C., & Batiza, R. (1986). Are oceanic fracture zones locked and strong or
900 weak?: New evidence for volcanic activity and weakness. *Geology*, 14(3), 242-245.
901 [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<242:AOFZLA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<242:AOFZLA>2.0.CO;2)
902
- 903 Maia, M (2013) COLMEIA cruise, RV L'Atalante, <https://doi.org/10.17600/13010010>

904

905 Maia, M., Sichel, S., Briais, A., Brunelli, D., Ligi, M., Ferreira, N., ... & Motoki, A. (2016).
906 Extreme mantle uplift and exhumation along a transpressive transform fault. *Nature*
907 *Geoscience*, 9(8), 619. <https://doi.org/10.1038/ngeo2759>

908

909 McClay, K., & Bonora, M. (2001). Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault
910 systems. *AAPG bulletin*, 85(2), 233-260. [https://doi.org/10.1306/8626C7AD-173B-11D7-
911 8645000102C1865D](https://doi.org/10.1306/8626C7AD-173B-11D7-8645000102C1865D)

912

913 Melson, W. G., Jarosewich, E., Bowen, V. T., & Thompson, G. (1967). St. Peter and St. Paul
914 Rocks: a high-temperature, mantle-derived intrusion. *Science*, 155(3769), 1532-1535.
915 <https://doi.org/10.1126/science.155.3769.1532>

916

917 Mohsen, A., Hofstetter, R., Bock, G., Kind, R., Weber, M., Wylegalla, K., ... & DESERT Group.
918 (2005). A receiver function study across the Dead Sea Transform. *Geophysical Journal*
919 *International*, 160(3), 948-960. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02534.x>

920

921 Nabavi, S. T., Alavi, S. A., Mohammadi, S., Ghassemi, M. R., & Frehner, M. (2017). Analysis of
922 transpression within contractional fault steps using finite-element method. *Journal of Structural*
923 *Geology*, 96, 1-20. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.01.004>

924

925 Okal, E. A., & Stewart, L. M. (1982). Slow earthquakes along oceanic fracture zones: evidence
926 for asthenospheric flow away from hotspots?. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(1), 75-87.
927 [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90174-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90174-1)

928

929 Palmiotto, C., Corda, L., Ligi, M., Cipriani, A., Dick, H. J., Douville, E., ... & Balestra, B. (2013).
930 Nonvolcanic tectonic islands in ancient and modern oceans. *Geochemistry, Geophysics,*
931 *Geosystems*, 14(10), 4698-4717. <https://doi.org/10.1002/ggge.20279>

932

933 Palmiotto, C., Corda, L., & Bonatti, E. (2017). Oceanic tectonic islands. *Terra Nova*, 29(1), 1-12.
934 <https://doi.org/10.1111/ter.12247>

935

936 Rabain, A., Cannat, M., Escartín, J., Pouliquen, G., Deplus, C., & Rommevaux-Jestin, C. (2001).
937 Focused volcanism and growth of a slow spreading segment (Mid-Atlantic Ridge, 35 N). *Earth*
938 *and Planetary Science Letters*, 185(1-2), 211-224. [https://doi.org/10.1016/S0012-
939 821X\(00\)00371-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00371-X)

940

941 Roberts, R. G., Christoffersson, A., & Cassidy, F. (1989). Real-time event detection, phase
942 identification and source location estimation using single station three-component seismic
943 data. *Geophysical Journal International*, 97(3), 471-480. [https://doi.org/10.1111/j.1365-
944 246X.1989.tb00517.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1989.tb00517.x)

945

946 Robinson, D. P. (2011). A rare great earthquake on an oceanic fossil fracture zone. *Geophysical
947 Journal International*, 186(3), 1121-1134. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05092.x>

948

949 Roland, E., Behn, M. D., & Hirth, G. (2010). Thermal-mechanical behavior of oceanic transform
950 faults: Implications for the spatial distribution of seismicity. *Geochemistry, Geophysics,
951 Geosystems*, 11(7). <https://doi.org/10.1029/2010GC003034>

952

953 Schlindwein, V., & Schmid, F. (2016). Mid-ocean-ridge seismicity reveals extreme types of ocean
954 lithosphere. *Nature*, 535(7611), 276. <https://doi.org/10.1038/nature18277>

955

956 Schmid, F., & Schlindwein, V. (2016). Microearthquake activity, lithospheric structure, and
957 deformation modes at an amagmatic ultraslow spreading Southwest Indian Ridge
958 segment. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(7), 2905-2921.
959 <https://doi.org/10.1002/2016GC006271>

960

961 Searle, R. (2013). *Mid-ocean ridges*. Cambridge University Press.
962 <https://doi.org/10.1017/CBO9781139084260>

963

964 Smith, D. K., Escartín, J., Schouten, H., & Cann, J. R. (2008). Fault rotation and core complex
965 formation: Significant processes in seafloor formation at slow-spreading mid-ocean ridges (Mid-
966 Atlantic Ridge, 13–15 N). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3).
967 <https://doi.org/10.1029/2007GC001699>

968

969 Stein, C. A., & Stein, S. (1992). A model for the global variation in oceanic depth and heat flow
970 with lithospheric age. *Nature*, 359(6391), 123. <https://doi.org/10.1038/359123a0>

971

972 Sykes, L. R. (1967). Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic
973 ridges. *Journal of Geophysical Research*, 72(8), 2131-2153.
974 <https://doi.org/10.1029/JZ072i008p02131>

975

- 976 Wessel, P., Smith, W. H., Scharroo, R., Luis, J., & Wobbe, F. (2013). Generic mapping tools:
977 improved version released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(45), 409-410.
978 <https://doi.org/10.1002/2013EO450001>
979
- 980 Westaway, R. (1995). Deformation around stepovers in strike-slip fault zones. *Journal of*
981 *Structural Geology*, 17(6), 831-846. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)00098-K](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)00098-K)
982
- 983 Wiens, D. A., & Stein, S. (1983). Age dependence of oceanic intraplate seismicity and
984 implications for lithospheric evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B8),
985 6455-6468.
986 <https://doi.org/10.1029/JB088iB08p06455>
987
- 988 Wolfe, C. J., Bergman, E. A., & Solomon, S. C. (1993). Oceanic transform earthquakes with
989 unusual mechanisms or locations: Relation to fault geometry and state of stress in the adjacent
990 lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B9), 16187-
991 16211. <https://doi.org/10.1029/93JB00887>
992
- 993 Zoback, M. L., Jachens, R. C., & Olson, J. A. (1999). Abrupt along-strike change in tectonic style:
994 San Andreas Fault zone, San Francisco Peninsula. *Journal of Geophysical Research: Solid*
995 *Earth*, 104(B5), 10719-10742. <https://doi.org/10.1029/1998JB900059>
996
997
998
999
1000
- 1001
1002
1003
1004
- 1005
- 1006
1007

1008 **Supplementary Table for “New insights on seismicity of the St. Paul**
 1009 **Transform System, Equatorial Atlantic: deep brittle-ductile transition, water**
 1010 **percolation and reactivation of weakness zone”**

Date	Origin time(UTC)	Lat (° N)	Long (° W)	Mag	Depth (km)
Jan. 01, 2013	07:12:47	0.902 ± 0.6 km	29.165 ± 3.6 km	3.7	10.7
Jan. 06, 2013	21:40:53	1.000 ± 1.6 km	29.158 ± 3.3 km	3.3	16.0
Jan. 13, 2013	15:28:58	0.991 ± 1.6 km	29.182 ± 3.6 km	3.6	12.2
Jan. 18, 2013	18:56:39	0.920 ± 0.4 km	29.236 ± 3.6 km	2.6	3.9
Jan. 23, 2013	23:03:25	0.804 ± 2.6 km	29.236 ± 2.4 km	2.5	9.0
Jan. 24, 2013	04:49:46	0.669 ± 3.2 km	29.473 ± 1.8 km	2.6	7.6
Jan. 31, 2013	12:06:10	1.010 ± 2.4 km	29.239 ± 2.7 km	2.8	6.6
Fev. 12, 2013	23:24:16	0.952 ± 1.2 km	29.232 ± 3.5 km	2.3	5.2
Fev. 16, 2013	08:54:48	0.992 ± 1.8 km	29.211 ± 3.2 km	3.3	8.2
Fev. 16, 2013	09:07:06	0.899 ± 1.2 km	29.507 ± 3.3 km	2.8	9.9
Fev. 16, 2013	09:12:47	0.907 ± 0.6 km	29.188 ± 3.6 km	2.9	9.7
Fev. 16, 2013	09:44:53	0.901 ± 0.5 km	29.361 ± 4.7 km	2.5	6.9
Fev. 16, 2013	13:03:24	0.849 ± 1.6 km	29.488 ± 3.3 km	2.6	11.0
Fev. 16, 2013	13:20:36	0.732 ± 6.2 km	29.575 ± 6.2 km	3.9	10.3 ± 7.9 km
Fev. 16, 2013	13:23:54	0.946 ± 0.8 km	29.182 ± 3.6 km	2.8	10.4
Fev. 16, 2013	13:29:10	0.874 ± 1.1 km	29.485 ± 3.5 km	2.5	8.3
Fev. 16, 2013	13:32:52	0.884 ± 0.9 km	29.192 ± 3.6 km	2.2	7.7
Fev. 16, 2013	13:42:29	0.874 ± 1.6 km	29.431 ± 3.3 km	3.9	2.3
Fev. 16, 2013	14:45:33	0.881 ± 1.0 km	29.221 ± 3.5 km	2.5	7.1
Fev. 16, 2013	15:01:48	0.960 ± 1.0 km	29.177 ± 3.5 km	2.6	7.1
Apr. 01, 2013	20:02:33	0.983 ± 13.9 km	28.047 ± 4.5 km	5.0	10.5 ± 4.1 km
Apr. 01, 2013	20:04:23	0.991 ± 13.2 km	27.972 ± 4.5 km	4.1	10.2 ± 9.4 km
Apr. 01, 2013	20:08:05	0.957 ± 2.5 km	28.042 ± 4.2 km	3.9	15.5
Apr. 02, 2013	01:39:23	0.793 ± 4.5 km	29.424 ± 3.6 km	1.6	3.4
Apr. 03, 2013	05:30:58	1.041 ± 5.5 km	27.201 ± 2.7 km	5.3	9.9 ± 1.3 km
Apr. 05, 2013	06:56:03	0.653 ± 3.1 km	29.522 ± 2.2 km	2.2	8.5
Apr. 08, 2013	20:35:13	0.931 ± 4.2 km	29.314 ± 8.7 km	4.1	10.5 ± 8.5 km
Apr. 09, 2013	12:04:50	0.968 ± 2.2 km	29.258 ± 2.9 km	2.0	5.3
Apr. 09, 2013	12:26:35	0.947 ± 0.6 km	29.252 ± 3.6 km	2.5	4.8
Apr. 11, 2013	16:28:31	0.960 ± 1.5 km	29.245 ± 3.3 km	2.3	4.7
Apr. 15, 2013	17:04:01	0.836 ± 1.2 km	29.469 ± 3.5 km	2.2	6.1
Apr. 19, 2013	08:39:35	0.652 ± 2.5 km	29.126 ± 1.8 km	2.7	3.0
Apr. 20, 2013	09:16:17	0.976 ± 1.3 km	29.170 ± 3.4 km	2.4	6.3
Apr. 20, 2013	20:39:58	0.695 ± 9.1 km	29.508 ± 6.1 km	3.5	8.8 ± 2.6 km
Apr. 25, 2013	23:50:44	0.943 ± 0.7 km	29.242 ± 3.5 km	2.9	2.5
Apr. 30, 2013	04:45:37	0.654 ± 2.7 km	29.569 ± 2.7 km	2.3	7.3
Apr. 30, 2013	07:14:38	0.624 ± 2.9 km	29.522 ± 2.4 km	2.4	4.5
May. 03, 2013	15:35:52	1.023 ± 3.4 km	29.305 ± 1.3 km	2.1	4.6
May. 03, 2013	16:17:16	0.984 ± 1.4 km	29.181 ± 3.4 km	2.6	8.5
May. 04, 2013	05:29:52	0.986 ± 2.1 km	29.179 ± 3.0 km	3.0	8.6
May. 05, 2013	09:48:12	0.950 ± 2.4 km	29.216 ± 3.0 km	2.3	1.2
May. 05, 2013	18:39:04	0.825 ± 1.4 km	29.425 ± 3.6 km	1.9	4.6
May. 06, 2013	21:15:46	0.918 ± 13.5 km	29.338 ± 3.5 km	3.6	8.6 ± 4.5 km
May. 07, 2013	08:21:11	0.929 ± 12.9 km	29.348 ± 2.0 km	3.4	8.2 ± 7.7 km
May. 08, 2013	10:19:02	0.882 ± 1.6 km	29.160 ± 3.6 km	2.8	6.9
May. 09, 2013	14:08:45	0.886 ± 1.5 km	29.147 ± 3.4 km	1.9	16.3
May. 13, 2013	16:17:07	0.836 ± 1.7 km	29.506 ± 3.3 km	2.3	5.0
May. 14, 2013	11:04:10	0.866 ± 3.1 km	29.554 ± 7.0 km	3.6	11.0 ± 2.2 km
May. 15, 2013	11:40:29	0.972 ± 1.2 km	29.176 ± 3.5 km	2.2	7.2
May. 15, 2013	22:54:56	1.076 ± 0.5 km	29.254 ± 3.6 km	2.3	15.5
May. 17, 2013	18:36:59	0.987 ± 1.9 km	29.218 ± 3.1 km	2.1	10.2
Jun. 12, 2013	03:54:08	0.917 ± 2.8 km	29.341 ± 10.1 km	3.6	9.8 ± 7.9 km
Jun. 15, 2013	02:07:57	0.921 ± 8.4 km	29.332 ± 6.1 km	2.9	10.9 ± 2.8 km
Jun. 15, 2013	20:37:46	0.638 ± 1.9 km	28.484 ± 4.3 km	4.3	8.1 ± 3.5 km
Jun. 17, 2013	17:49:06	0.677 ± 6.8 km	29.338 ± 10.1 km	4.2	7.2 ± 4.6 km
Jun. 18, 2013	17:55:48	0.994 ± 1.0 km	29.680 ± 3.6 km	2.6	16.8
Jun. 25, 2013	18:38:15	0.913 ± 0.9 km	29.533 ± 3.6 km	2.3	13.7
Jun. 28, 2013	13:48:10	0.979 ± 1.8 km	29.251 ± 3.2 km	2.2	3.6
Jun. 30, 2013	01:47:39	0.877 ± 1.4 km	29.500 ± 3.4 km	2.3	16.4
Jun. 30, 2013	12:01:01	0.921 ± 0.4 km	29.224 ± 2.6 km	2.0	10.1
Jul. 01, 2013	12:51:03	0.617 ± 10.5 km	29.864 ± 8.1 km	3.3	7.0 ± 2.2 km
Jul. 01, 2013	14:48:10	0.916 ± 1.6 km	29.099 ± 4.0 km	3.1	17.8 ± 4.1 km

1011 **Supplementary Table 1.** The complete catalogue of 62 earthquakes used in this work.
1012 Error depths was possible only to events recorded both by ASPSP station and
1013 hydrophones. The magnitude values were measured using ML or Mw scales according to
1014 de Melo and do Nascimento (2018).

Referências

- Abercrombie, R. E., & Ekström, G. (2001). Earthquake slip on oceanic transform faults. *Nature*, 410(6824), 74.
- Angulo, R. J., de Souza, M. C., Campos, T. F., Bezerra, F. H., Fernandes, L. A., Giannini, P. C. F., ... & Veiga, F. A. (2013). Evidence for Late Quaternary episodic uplift of the São Pedro and São Paulo Archipelago, Equatorial Atlantic. *Quaternary international*, 317, 102-111.
- Antolik, M., Abercrombie, R. E., Pan, J., & Ekström, G. (2006). Rupture characteristics of the 2003 Mw 7.6 mid-Indian Ocean earthquake: Implications for seismic properties of young oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B4).
- Barclay, A. H., Toomey, D. R., & Solomon, S. C. (2001). Microearthquake characteristics and crustal VP/VS structure at the Mid-Atlantic Ridge, 35° N. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B2), 2017-2034.
- Behn, M. D., Boettcher, M. S., & Hirth, G. (2007). Thermal structure of oceanic transform faults. *Geology*, 35(4), 307-310.
- Bergman, E. A., & Solomon, S. C. (1988). Transform fault earthquakes in the North Atlantic: Source mechanisms and depth of faulting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B8), 9027-9057.
- Bergman, E. A., & Solomon, S. C. (1992). On the strength of oceanic fracture zones and their influence on the intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B11), 15365-15377.
- Boettcher, M. S., & Jordan, T. H. (2004). Earthquake scaling relations for mid-ocean ridge transform faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B12).
- Boettcher, M. S., & McGuire, J. J. (2009). Scaling relations for seismic cycles on mid-ocean ridge transform faults. *Geophysical Research Letters*, 36(21).
- Bohnenstiehl, D. R., Tolstoy, M., Smith, D. K., Fox, C. G., & Dziak, R. P. (2003). Time-clustering behavior of spreading-center seismicity between 15 and 35 N on the Mid-Atlantic Ridge: Observations from hydroacoustic monitoring. *Physics of the earth and planetary interiors*, 138(2), 147-161.

- Bohnenstiehl, D. R., Tolstoy, M., & Chapp, E. (2004). Breaking into the plate: A 7.6 Mw fracture-zone earthquake adjacent to the Central Indian Ridge. *Geophysical Research Letters*, 31(2).
- Bohnenstiehl, D. R., & Dziak, R. P. (2009). Mid-ocean ridge seismicity.
- Bonatti, E. (1976). Serpentinite protrusions in the oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 32(2), 107-113.
- Bonatti, E. (1978). Vertical tectonism in oceanic fracture zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(3), 369-379.
- Bonatti, E., Ligi, M., Gasperini, L., Peyve, A., Raznitsin, Y. U., & Chen, Y. J. (1994). Transform migration and vertical tectonics at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11), 21779-21802.
- Bormann, P., & Dewey, J. W. (2012). The new IASPEI standards for determining magnitudes from digital data and their relation to classical magnitudes.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of geophysical research*, 75(26), 4997-5009.
- Campos, T. F. C., Neto, J. V., Amorim, V. A., Hartmann, L. A., & Petta, R. A. (2003). Modificações metassomáticas das rochas milonitizadas do complexo ultramáfico do Arquipélago de São Pedro e São Paulo, Atlântico Equatorial. *Geochimica Brasiliensis*, 17(2), 81-90.
- Campos, T. F., Bezerra, F. H., Srivastava, N. K., Vieira, M. M., & Vita-Finzi, C. (2010). Holocene tectonic uplift of the St Peter and St Paul Rocks (Equatorial Atlantic) consistent with emplacement by extrusion. *Marine Geology*, 271(1-2), 177-186.
- Cannat, M., Mevel, C., Maia, M., Deplus, C., Durand, C., Gente, P., ... & Reynolds, J. (1995). Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22–24 N). *Geology*, 23(1), 49-52.
- Cessaro, R. K., & Hussong, D. M. (1986). Transform seismicity at the intersection of the oceanographer fracture zone and the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B5), 4839-4853.
- Condie, K. C. (1997). *Plate tectonics & crustal evolution*. Elsevier.

- Cleveland, K. M., Ammon, C. J., & Kintner, J. (2018). Relocation of Light and Moderate-Magnitude (M4–6) Seismicity Along the Central Mid-Atlantic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(8), 2843-2856.
- de Melo, G. W., & do Nascimento, A. F. (2018). Earthquake Magnitude Relationships for the Saint Peter and Saint Paul Archipelago, Equatorial Atlantic. *Pure and Applied Geophysics*, 175(3), 741-756.
- D'Alessandro, A., Mangano, G., D'Anna, G., & Luzio, D. (2013). Waveforms clustering and single-station location of microearthquake multiplets recorded in the northern Sicilian offshore region. *Geophysical Journal International*, 194(3), 1789-1809.
- D'hour, V. (2015). Medium change monitoring using ambient seismic noise and coda wave interferometry: examples from intraplate NE Brazil and the Mid-Atlantic Ridge.
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1-80.
- Detrick, R. S., White, R. S., & Purdy, G. M. (1993). Crustal structure of North Atlantic fracture zones. *Reviews of Geophysics*, 31(4), 439-458.
- Dziak, R. P., Fox, C. G., & Schreiner, A. E. (1995). The June-July 1993 seismo-acoustic event at CoAxial segment, Juan de Fuca Ridge: Evidence for a lateral dike injection. *Geophysical Research Letters*, 22(2), 135-138.
- Dziak, R. P., & Fox, C. G. (1999). The January 1998 earthquake swarm at Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge: Hydroacoustic evidence of seafloor volcanic activity. *Geophysical Research Letters*, 26(23), 3429-3432.
- Dziak, R. P., Smith, D. K., Bohnenstiehl, D. R., Fox, C. G., Desbruyeres, D., Matsumoto, H., ... & Fornari, D. J. (2004). Evidence of a recent magma dike intrusion at the slow spreading Lucky Strike segment, Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B12).
- Engeln, J. F., Wiens, D. A., & Stein, S. (1986). Mechanisms and depths of Atlantic transform earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B1), 548-577.

- Escartin, J., Hirth, G., & Evans, B. (1997). Effects of serpentinization on the lithospheric strength and the style of normal faulting at slow-spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, 151(3-4), 181-189.
- Escartin, J., Hirth, G., & Evans, B. (2001). Strength of slightly serpentinized peridotites: Implications for the tectonics of oceanic lithosphere. *Geology*, 29(11), 1023-1026.
- Escartín, J., Smith, D. K., & Cannat, M. (2003). Parallel bands of seismicity at the Mid-Atlantic Ridge, 12–14° N. *Geophysical Research Letters*, 30(12).
- Francis, T. J. G. (1981). Serpentinization faults and their role in the tectonics of slow spreading ridges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B12), 11616-11622.
- Geiger, L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. *Bull. St. Louis Univ*, 8(1), 56-71.
- Gerya, T. (2012). Origin and models of oceanic transform faults. *Tectonophysics*, 522, 34-54.
- Gerya, T. V. (2016). Origin, evolution, seismicity, and models of oceanic and continental transform boundaries. *Plate Boundaries and Natural Hazards, AGU Geophysical Monograph Series*, 219, 39-76.
- Giusti, M., Perrot, J., Dziak, R. P., Sukhovich, A., & Maia, M. (2018). The August 2010 earthquake swarm at North FAMOUS–FAMOUS segments, Mid-Atlantic Ridge: geophysical evidence of dike intrusion. *Geophysical Journal International*, 215(1), 181-195.
- Goslin, J., Lourenço, N., Dziak, R. P., Bohnenstiehl, D. R., Haxel, J., & Luis, J. (2005). Long-term seismicity of the Reykjanes Ridge (North Atlantic) recorded by a regional hydrophone array. *Geophysical Journal International*, 162(2), 516-524.
- Goslin, J., Perrot, J., Royer, J. Y., Martin, C., Lourenço, N., Luis, J., ... & Fox, C. G. (2012). Spatiotemporal distribution of the seismicity along the Mid-Atlantic Ridge north of the Azores from hydroacoustic data: Insights into seismogenic processes in a ridge–hot spot context. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(2).

- Grevenmeyer, I., Reston, T. J., & Moeller, S. (2013). Microseismicity of the Mid-Atlantic Ridge at 7° S–8° 15' S and at the Logatchev Massif oceanic core complex at 14° 40' N–14° 50' N. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(9), 3532-3554.
- Häge, M., & Joswig, M. (2009). Spatiotemporal distribution of aftershocks of the 2004 December 5 ML= 5.4 Waldkirch (Germany) earthquake. *Geophysical Journal International*, 178(3), 1523-1532.
- Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5), 2348-2350.
- Havskov, J., & Ottemoller, L. (1999). SEISAN earthquake analysis software. *Seismological Research Letters*, 70(5), 532-534.
- Havskov, J. Ottemöller L (2010) Routine data processing in earthquake seismology. *Springer Science+ Business Media BV, DOI*, 10, 978-90.
- Harris, D. B. (1991). A waveform correlation method for identifying quarry explosions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(6), 2395-2418.
- Harris, D., Matias, L., Thomas, L., Harwood, J., & Geissler, W. H. (2013). Applying distance sampling to fin whale calls recorded by single seismic instruments in the northeast Atlantic. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 134(5), 3522-3535.
- Hekinian, R., Juteau, T., Gracia, E., Sichler, B., Sichel, S., Udintsev, G., ... & Ligi, M. (2000). Submersible observations of equatorial atlantic mantle: the St. Paul Fracture Zone region. *Marine Geophysical Researches*, 21(6), 529-560.
- Hekinian, R. (2014). *Sea Floor Exploration: Scientific Adventures Diving into the Abyss*. Springer Science & Business Media.
- Hensen, C., Duarte, J. C., Vannucchi, P., Mazzini, A., Lever, M. A., Terrinha, P., ... & Schmidt, M. (2019). Marine transform faults and fracture zones: a new perspective integrating seismicity, fluid flow and life. *Frontiers in Earth Science*, 7, 39.

- Horning, G., Sohn, R. A., Canales, J. P., & Dunn, R. A. (2018). Local seismicity of the rainbow massif on the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(2), 1615-1630.
- Humphris, S. E., Fornari, D. J., Scheirer, D. S., German, C. R., & Parson, L. M. (2002). Geotectonic setting of hydrothermal activity on the summit of Lucky Strike Seamount (37° 17' N, Mid-Atlantic Ridge). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(8), 1-25.
- Hutton, L. K., & Boore, D. M. (1987). The ML scale in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(6), 2074-2094.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of geophysical research*, 82(20), 2981-2987.
- Keylis-Borok, V. (1959). On estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions. *Annals of Geophysics*, 53(1), 17-20.
- Klein, F. W. (1978). *Hypocenter location program HYPOINVERSE: Part I. Users guide to versions 1, 2, 3, and 4. Part II. Source listings and notes* (No. 78-694). US Geological Survey,.
- Lay, T. (2019). Reactivation of oceanic fracture zones in large intraplate earthquakes?. In *Transform plate boundaries and fracture zones* (pp. 89-104). Elsevier.
- Lee, W. H. K., & Lahr, J. C. (1972). *HYP071: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes* (No. 72-224). US Geological Survey,.
- Lienert, B. R., Berg, E., & Frazer, L. N. (1986). HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(3), 771-783.
- Lienert, B. R., & Havskov, J. (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismological Research Letters*, 66(5), 26-36.
- Ligi, M., Bonatti, E., Gasperini, L., & Poliakov, A. N. (2002). Oceanic broad multifault transform plate boundaries. *Geology*, 30(1), 11-14.
- Liu, Y., Tao, C., Liu, C., Qiu, L., Schlindwein, V., Zhang, H., ... & Wang, H. (2018). Seismic activity recorded by a single OBS/H near the active Longqi hydrothermal

- vent at the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge (49° 39' E). *Marine Georesources & Geotechnology*, 37(2), 201-211.
- Maia, M. (2013). COLMEIA cruise, RV. L'Atalante.
- Maia, M., Birot, D., Brachet, C., Brehme, I., Briais, A., Brunelli, D., ... & Fontes, F. (2015). Preliminary report on the COLMEIA Cruise, Equatorial Atlantic Recife, January 24-Recife, February 28, 2013. *Research Report*, 52-55.
- Maia, M., Sichel, S., Briais, A., Brunelli, D., Ligi, M., Ferreira, N., ... & Motoki, A. (2016). Extreme mantle uplift and exhumation along a transpressive transform fault. *Nature Geoscience*, 9(8), 619.
- Maia, M. (2019). Topographic and morphologic evidences of deformation at oceanic transform faults: far-field and local-field stresses. In *Transform Plate Boundaries and Fracture Zones* (pp. 61-87). Elsevier.
- Melson, W. G., Jarosewich, E., Bowen, V. T., & Thompson, G. (1967). St. Peter and St. Paul Rocks: a high-temperature, mantle-derived intrusion. *Science*, 155(3769), 1532-1535.
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., & Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4).
- Narayanan, N. S., & Laubach, M. (2009). Methods for studying functional interactions among neuronal populations. In *Dynamic Brain Imaging* (pp. 135-165). Humana Press.
- Okal, E. A. (2008). The generation of T waves by earthquakes. *Advances in Geophysics*, 49, 1-65.
- Palmiotto, C., Corda, L., Ligi, M., Cipriani, A., Dick, H. J., Douville, E., ... & Balestra, B. (2013). Nonvolcanic tectonic islands in ancient and modern oceans. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(10), 4698-4717.
- Palmiotto, C., Corda, L., & Bonatti, E. (2017). Oceanic tectonic islands. *Terra Nova*, 29(1), 1-12.

- Palmiotto, C., Sanfilippo, A., Ligi, M., Bonatti, E., Cuffaro, M., Gasperini, L., ... & Moroz, E. (2019). A first study of the Arkhangeleskij and Doldrums transform systems (equatorial Atlantic).
- Parnell-Turner, R., Sohn, R. A., Peirce, C., Reston, T. J., MacLeod, C. J., Searle, R. C., & Simão, N. M. (2017). Oceanic detachment faults generate compression in extension. *Geology*, *45*(10), 923-926.
- Pomerol, C., Lagabrielle, Y., Renard, M., & Guillot, S. (2013). *Princípios de geologia: técnicas, modelos e teorias*. Bookman.
- Richter, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *25*(1), 1-32.
- Roberts, R. G., Christoffersson, A., & Cassidy, F. (1989). Real-time event detection, phase identification and source location estimation using single station three-component seismic data. *Geophysical Journal International*, *97*(3), 471-480.
- Robinson, D. P. (2011). A rare great earthquake on an oceanic fossil fracture zone. *Geophysical Journal International*, *186*(3), 1121-1134.
- Roland, E., Behn, M. D., & Hirth, G. (2010). Thermal-mechanical behavior of oceanic transform faults: Implications for the spatial distribution of seismicity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *11*(7).
- Schilling, J. G., Hanan, B. B., McCully, B., Kingsley, R. H., & Fontignie, D. (1994). Influence of the Sierra Leone mantle plume on the equatorial Mid-Atlantic Ridge: A Nd-Sr-Pb isotopic study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *99*(B6), 12005-12028.
- Schlömer, A., Geissler, W. H., Jokat, W., & Jegen, M. (2017). Seismicity in the vicinity of the Tristan da Cunha hot spot: Particular plate tectonics and mantle plume presence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *122*(12), 10-427.
- Searle, R. C., & Escartin, J. (2004). The rheology and morphology of oceanic lithosphere and mid-ocean ridges. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, *148*, 63-93.
- Searle, R. (2013). *Mid-ocean ridges*. Cambridge University Press.

- Sophia, C. M. (1989). *A reativação sísmica de João Câmara, RN, de janeiro–fevereiro de 1987* (Doctoral dissertation, Dissertação de mestrado. IAG/USP, 90pp).
- Sichel, S. E., Esperança, S., Motoki, A., Maia, M., Horan, M. F., Szatmari, P., ... & Mello, S. L. (2008). Geophysical and geochemical evidence for cold upper mantle beneath the Equatorial Atlantic Ocean. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26(1), 69-86.
- Sichel, S. E., Motoki, A., ANGEL-AMAYA, J., VARGAS, T., MAIA, M., CAMPOS, T., ... & SZATMARI, P. (2012). Origem e evolução das rochas mantélicas da cadeia peridotítica de São Pedro e São Paulo, oceano Atlântico Equatorial. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 20(1-2), 97-128.
- Simao, N., Escartin, J., Goslin, J., Haxel, J., Cannat, M., & Dziak, R. (2010). Regional seismicity of the Mid-Atlantic Ridge: observations from autonomous hydrophone arrays. *Geophysical Journal International*, 183(3), 1559-1578.
- Sykes, L. R. (1967). Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. *Journal of Geophysical Research*, 72(8), 2131-2153.
- Smith, D. K., Tolstoy, M., Fox, C. G., Bohnenstiehl, D. R., Matsumoto, H., & J. Fowler, M. (2002). Hydroacoustic monitoring of seismicity at the slow-spreading Mid-Atlantic Ridge. *Geophysical Research Letters*, 29(11), 13-1.
- Smith, D. K., Escartin, J., Cannat, M., Tolstoy, M., Fox, C. G., Bohnenstiehl, D. R., & Bazin, S. (2003). Spatial and temporal distribution of seismicity along the northern Mid-Atlantic Ridge (15°–35° N). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B3).
- Soule, S. A., Escartín, J., & Fornari, D. J. (2009). A record of eruption and intrusion at a fast spreading ridge axis: Axial summit trough of the East Pacific Rise at 9–10 N. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(10).
- Tilmann, F., Flueh, E., Planert, L., Reston, T., & Weinrebe, W. (2004). Microearthquake seismicity of the Mid-Atlantic Ridge at 5 S: A view of tectonic extension. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B6).
- Toomey, D. R., Solomon, S. C., Purdy, G. M., & Murray, M. H. (1985). Microearthquakes beneath the median valley of the Mid-Atlantic Ridge near 23° N: Hypocenters and

focal mechanisms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B7), 5443-5458.

Toomey, D. R., Solomon, S. C., & Purdy, G. M. (1988). Microearthquakes beneath median valley of Mid-Atlantic Ridge near 23° N: Tomography and tectonics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B8), 9093-9112.

Uhrhammer, R. A., & Collins, E. R. (1990). Synthesis of Wood-Anderson seismograms from broadband digital records. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(3), 702-716.

Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., & Verdel, A. (2010). Tutorial on seismic interferometry: Part 1—Basic principles and applications Tutorial on interferometry: Part 1. *Geophysics*, 75(5), 75A195-75A209

Wolfe, C. J., Bergman, E. A., & Solomon, S. C. (1993). 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*, 98(B9), 16187-16211.

Wolfe, C. J., Purdy, G. M., Toomey, D. R., & Solomon, S. C. (1995). Microearthquake characteristics and crustal velocity structure at 29° N on the Mid-Atlantic Ridge: The architecture of a slow spreading segment. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B12), 24449-24472.

Apêndice A – Tabelas

Algumas tabelas com informações que podem ser úteis foram adicionadas neste apêndice, tais como as informações de localização geográfica dos hidrofones e sismógrafo (Latitude, Longitude e Altitude), os valores de velocidade sísmica da onda P obtidos a partir de Francis et al (1978), e também a lista completa dos eventos localizados somente com a estação ASPSP, e usando os hidrofones em conjunto.

Depth (km)	P-wave (km/s)
0	6.5
5	7.5
12	8.1
80	8.5

Tabela A1 – Modelo de Velocidade da onda P, usado na localização hipocentral dos eventos com dados da estação ASPSP e os três hidrofones (H2, H4 e H5).

Registrador	Lat(°)	Long(°)	Atitude(m)
ASPPS	0.9169	-29.3459	16
H2	1.3297	-31.3445	-700
H4	0.4123	-24.6437	-700
H5	0.1552	-27.7875	-700

Tabela A2 – Informações geográficas dos quatro equipamentos usados na localização hipocentral (1 sismógrafo e 3 hidrofones).

Date	Hour	Lat	Long	Erlat (km)	Erlong (km)	Magnitude
20130102	07:12:47,000	0,902	-29,165	0,600	3,600	3,7
20130106	21:40:53,000	1,000	-29,158	1,600	3,300	3,3
20130113	15:28:58,000	0,991	-29,182	1,600	3,600	3,6
20130118	18:56:39,000	0,920	-29,236	0,400	3,600	2,6
20130123	23:03:25,000	0,804	-29,236	2,600	2,400	2,5
20130124	04:49:46,000	0,669	-29,473	3,200	1,800	2,6
20130131	12:06:10,000	1,010	-29,239	2,400	2,700	2,8
20130212	23:24:16,000	0,952	-29,232	1,200	3,500	2,3
20130216	08:54:48,000	0,992	-29,211	1,800	3,200	3,3
20130216	09:07:06,000	0,899	-29,507	1,200	3,300	2,8
20130216	09:12:47,000	0,907	-29,188	0,600	3,600	2,9
20130216	09:44:53,000	0,901	-29,361	0,500	4,700	2,5
20130216	13:03:24,000	0,849	-29,488	1,600	3,300	2,6
20130216	13:20:41,000	0,890	-29,408	0,900	2,100	3,9
20130216	13:23:54,000	0,946	-29,182	0,800	3,600	2,8
20130216	13:29:10,000	0,874	-29,485	1,100	3,500	2,5
20130216	13:32:52,000	0,884	-29,192	0,900	3,600	2,2
20130216	13:42:29,000	0,906	-29,177	1,600	3,300	3,5
20130216	14:45:33,000	0,881	-29,221	1,000	3,500	2,5
20130216	15:01:48,000	0,960	-29,177	1,000	3,500	2,6
20130401	20:02:18,000	1,011	-27,874	3,6	4,4	5,0
20130401	20:04:23,000	1,005	-28,042	4,2	2,5	4,8
20130401	20:07:57,000	0,937	-28,024	4,5	3,9	3,9
20130402	01:39:23,000	0,793	-29,424	4,5	3,6	2,0
20130403	05:31:21,000	0,827	-27,319	3,3	4,5	5,3
20130405	06:56:03,000	0,653	-29,522	3,1	2,2	2,2
20130408	20:35:13,000	0,954	-29,250	2,5	6,5	4,1
20130409	12:04:50,000	0,968	-29,258	2,2	2,9	2,0
20130409	12:26:35,000	0,947	-29,252	0,6	3,6	2,5
20130411	16:28:31,000	0,960	-29,245	1,5	3,3	2,3
20130415	17:04:01,000	0,836	-29,469	1,2	3,5	2,2
20130419	08:39:35,000	0,652	-29,126	2,5	1,8	2,7
20130420	09:16:17,000	0,976	-29,170	1,3	3,4	2,4
20130420	20:39:57,000	0,667	-29,506	3,0	4,7	2,9
20130425	23:50:44,000	0,943	-29,242	0,7	3,5	2,9
20130430	04:45:37,000	0,654	-29,569	2,7	2,7	2,3
20130430	07:14:38,000	0,624	-29,522	2,9	2,4	2,4
20130503	15:35:52,000	1,023	-29,305	3,4	1,3	2,1
20130503	16:17:16,000	0,984	-29,181	1,4	3,4	2,6
20130504	05:29:52,000	0,986	-29,179	2,1	3,0	3,0
20130505	09:48:12,000	0,950	-29,216	2,4	3,0	2,3
20130505	18:39:04,000	0,825	-29,425	1,4	3,6	2,0

20130505	18:40:58.000	0,799	-29,174	2,1	3	1,9
20130507	08:21:09.000	0,921	-29,348	3,9	6,2	3,5
20130508	10:19:02.000	0,882	-29,160	1,6	3,6	2,8
20130509	14:08:45.000	0,886	-29,147	1,5	3,4	1,9
20130513	16:17:07.000	0,836	-29,506	1,7	3,3	2,3
20130514	11:04:12.000	0,822	-29,698	4,3	7,5	3,6
20130515	11:40:29.000	0,972	-29,176	1,2	3,5	2,2
20130515	22:54:56.000	1,076	-29,254	0,5	3,6	2,3
20130517	18:36:59.000	0,987	-29,218	1,9	3,1	2,1
20130612	03:54:05.000	1,021	-29,207	4,3	4,6	3,6
20130615	02:07:55.000	0,952	-29,177	0,8	3,6	2,9
20130615	20:37:47.000	0,638	-28,484	2,4	3,6	4,3
20130617	17:49:04.000	0,615	-29,313	0,7	1,1	4,2
20130618	17:55:48.000	0,994	-29,680	1,0	3,6	2,6
20130625	18:38:15.000	0,913	-29,533	0,9	3,6	2,3
20130628	13:48:10.000	0,984	-29,24	1,8	3,2	2,2
20130630	01:47:39.000	0,877	-29,500	1,4	3,4	2,3
20130630	12:01:01.000	0,921	-29,224	0,4	2,6	2,0
20130701	12:51:11.000	0,655	-29,98	7,9	3,5	3,3
20130701	14:48:09.000	0,916	-29,004	5,1	2,0	3,1

Tabela A3 – Tabela com informações dos completos 62 eventos localizados no trabalho

Apêndice B – Cross-Correlation

O nível de correlação cruzada (Cross-Correlation) entre um par de sinais pode ser medido usando o método descrito por Harris, D. B. (1991). A teoria define que é possível obter um nível máximo entre um par de sinais em série, para um determinado intervalo de tempo, a partir do cálculo do coeficiente de similaridade:

$$\rho = \max \frac{\langle r_1, r_2 \rangle}{\sqrt{\langle r_1, r_1 \rangle \langle r_2, r_2 \rangle}} \quad (\text{B1})$$

sendo que a relação entre os dois sinais $\langle r_1, r_2 \rangle$ é definida pela equação:

$$\langle r_1, r_2 \rangle = \int_0^T r_1(t)r_2(t)dt \quad (\text{B2})$$

na qual T é o tempo total da janela de forma de onda selecionada para análise.

Este método tem sido bem utilizado em várias áreas científicas que trabalham usando com sinal digital. Como exemplo, Narayanan e Loubach (2009) usou para pesquisar sinais de neurônios, Bohnenstiehl et al (2013) em sinais hidroacústicos, Wapenaar et al (2010) com interferometria sísmica, como também trabalhos de ruído sísmico (D'Hour. V, 2015).

Esse método foi utilizado no presente trabalho para identificar clusters de terremotos com uma mesma fonte sísmica usando similaridade das formas de onda. Foi usado o software SAC para processar a análise, na qual será feita usando a mesma abordagem descrita por Hage e Joswig (2009), na qual utiliza um determinado intervalo de tempo a partir do início da onda P.

Primeiramente, foi-se analisado a correlação cruzada de uma lista completa com 41 terremotos que ocorreram no período do COLMEIA e foram registrados pela estação sismográfica do ASPSP. Para analisar a correlação dos tremores, foram usados diferentes faixas de frequência para identificar o que apresentava um maior grau de correlação entre os eventos. As faixas de frequência usadas com filtro passa-banda foram: 1-5Hz, 1-10Hz, 2-8Hz, 2-10Hz, 2-12Hz, 4-15Hz e 4-20Hz.

Foi observado que um alto valor de correlação de similaridade é mostrado em parte dos terremotos usando um filtro entre 2-12Hz. Nesse caso, foi utilizado faixas de sinal do componente HHZ, com tempo duração total de 1,4 segundos, sendo o registro cortado de 0,4 segundo antes da onda P e 1,0 após. A figura B1 mostra a correlação em todos os 41 eventos:

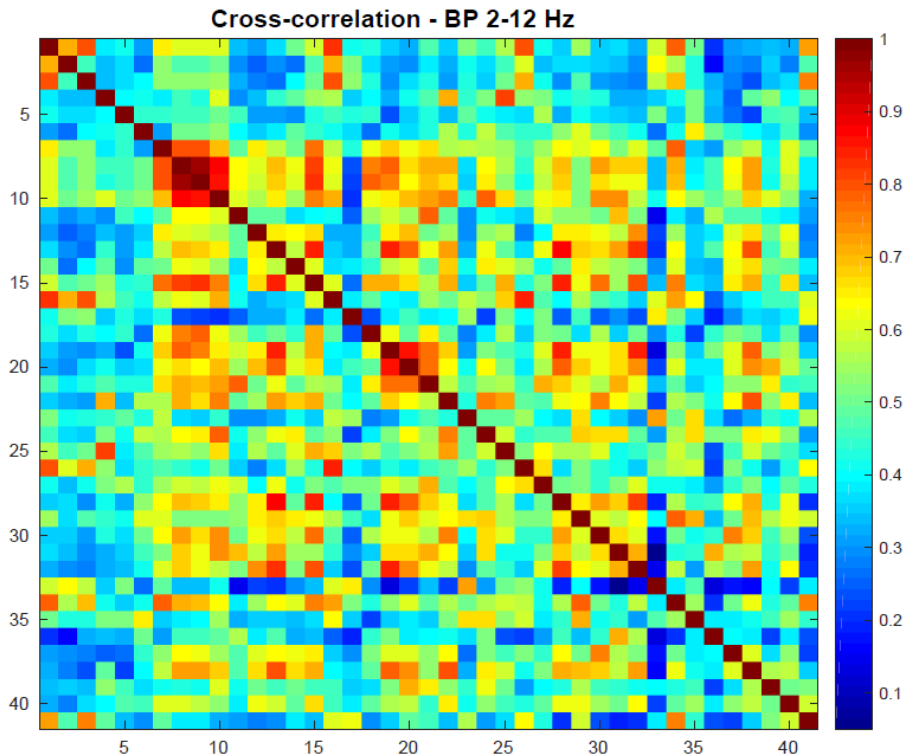


Figura B1 – Correlação cruzada de 41 eventos registrados na estação do ASPSP.

Em seguida, durante a análise foram identificados dois grupos de terremotos com similaridade acima de 80%. Suas localizações são mostradas no mapa da figura B2.

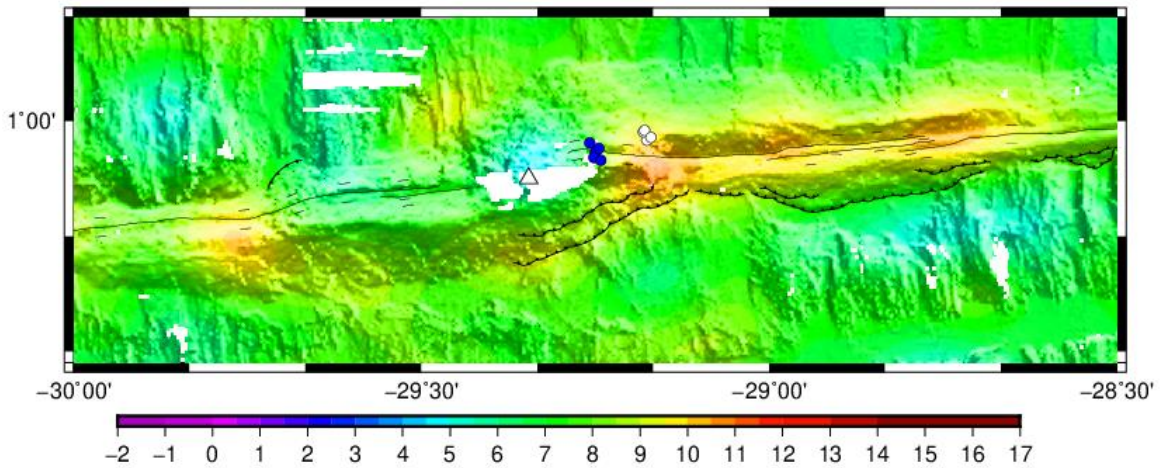


Figure B2 – Figura mostrando a localização dos dois Cluster analisados na correlação cruzada. Os círculos em azul são os eventos do Cluster 01, e os referentes ao Cluster 02 são dados na cor branca.

O sismograma dos terremotos do Cluster 01 é mostrado na figura B3. A figura B4 mostra o sinal deles após ser cortado e aplicado no processo de análise da correlação cruzada.

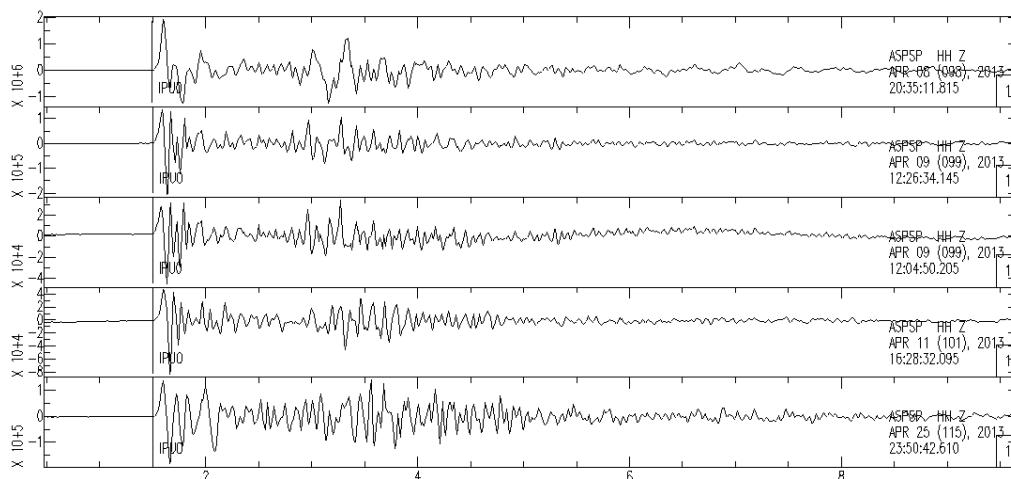


Figure B3 – Sismograma mostrando os eventos do Cluster 01. É possível ver, antes mesmo do processamento de correlação cruzada, que existe uma similaridade entre as formas de onda dos eventos, mesmo tendo ocorrido em diferentes datas.

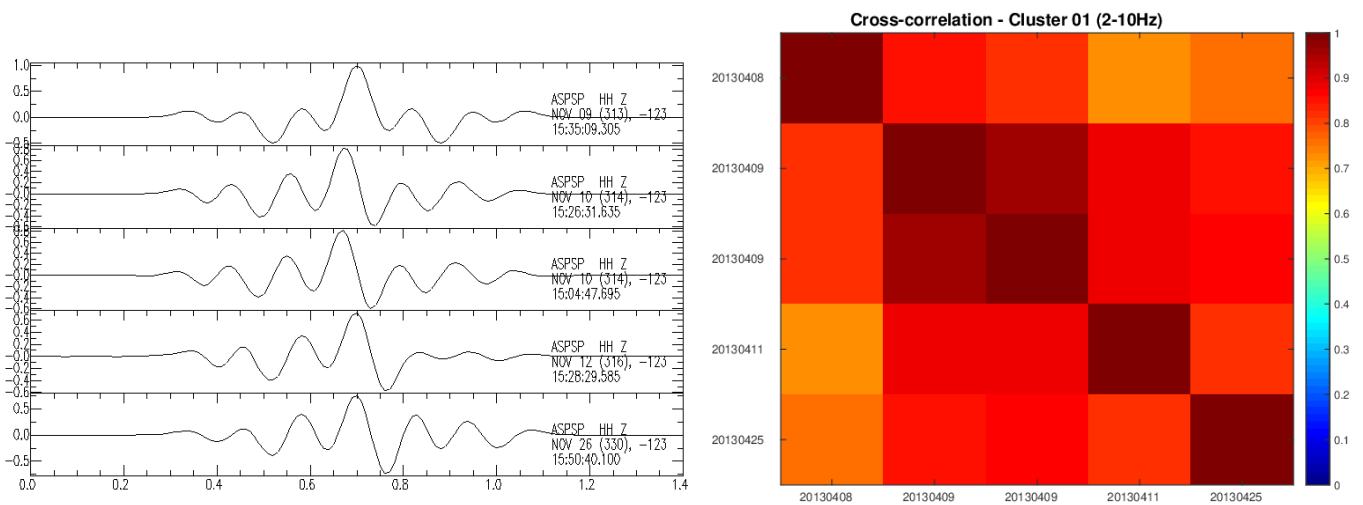


Figure B4 – À esquerda, na figura da forma de onda dado, o eixo y representa a semelhança e o eixo x o intervalo de tempo do sinal usado na análise do Cluster 01. Já na imagem da direita, é possível identificar o nível de similaridade dos terremotos a partir do nível de cor descrito pela barra de cores. A data do terremoto pode ser identificada nos eixos x e y.

As magnitudes dos cinco terremotos referentes ao Cluster 01 tiveram valores variando de 2.2 à 4.1 M. O intervalo de tempo entre eles é pequena, sendo que dois foram em um mesmo dia. Possivelmente, eles ocorreram em uma mesma falha na qual sua atividade permaneceu ao longo de alguns dias. Embora seja uma pequena quantidade de registros no sismômetro, foi identificado nesse mesmo período a existência de outros eventos registrados apenas pelos hidrofone. Outro método pode ser a análise do acelerometro, que registra microtremores até mesmo com magnitudes negativas.

O segundo aglomerado (Cluster 02) é formado por quatro terremotos mais fracos, com magnitudes entre 2.2 e 3.0 ML. O sismograma de todos os eventos é mostrado na figura B5. A figura B6 mostra o sinal deles após a aplicação da correlação cruzada.

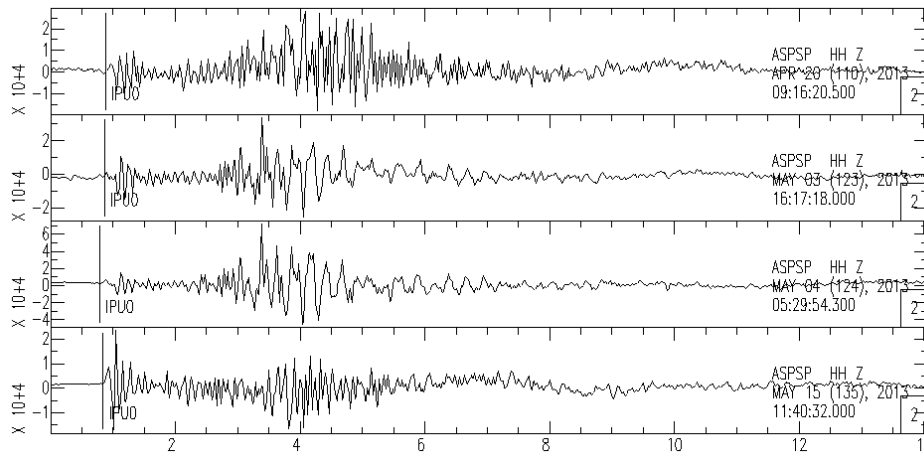


Figure B5 – Sismograma mostrando os eventos do Cluster 02. É possível ver, antes mesmo do processamento de correlação cruzada, que existe uma similaridade entre as formas de onda dos eventos, mesmo tendo ocorrido em diferentes datas.

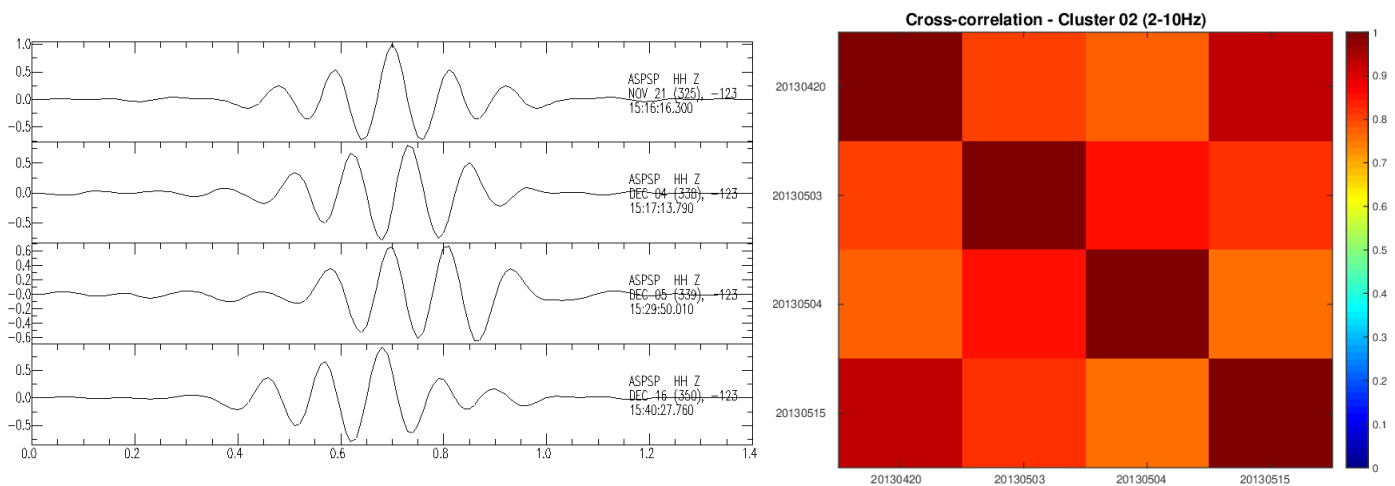


Figure B6 – À esquerda, na figura da forma de onda dado, o eixo y representa a semelhança e o eixo x o intervalo de tempo do sinal usado na análise do Cluster 02. Já na imagem da direita, é possível identificar o nível de similaridade dos terremotos a partir do nível de cor descrito pela barra de cores. A data do terremoto pode ser identificada nos eixos x e y.

Apêndice C – Localização epicentral usando ondas T

Uma localização epicentral inicial foi feita na pesquisa do mestrado, utilizando somente os três hidrofones. Para isso, foi utilizado um software de fonte privada SEASICK (Fox et al. 2001), fornecido a partir de uma colaboração com o NOAA/EUA, que funciona a partir da linguagem de programação IDL (Interactive Data Language).

O software funciona a partir de um método não linear de mínimos quadrados, que estima a localização e tempo de origem a partir da marcação da onda T em pelo menos três hidrofones (Fox et al. 2001). Para isso, o algoritmo tenta minimizar a seguinte equação:

$$\min \sum_{i=1}^N w(a - b)^2 \quad (C1)$$

onde N é o número de hidrofones, w é o peso dado, a é o tempo de chegada no hidrofone e b é o tempo previsto. O tempo de chegada previsto (b) é calculado com base em localização epicentral e tempo de origem inicial indicada pelo analista. Logo b será dado por:

$$b = t + \frac{d}{c} \quad (C2)$$

onde t é tempo de origem inicial, d é a distância entre o hidrofone e epicentro indicado, e c é a velocidade do som no canal SOFAR. Para a distância d é usado um algoritmo geodésico assumindo uma Terra esferoidal (Fox et al. 2001). No caso da velocidade do som (c), é usado um modelo global de velocidade do som nos oceanos (Fox et al. 2001).

Foi feita uma localização epicentral usando como referência os epicentros localizados com a estação ASPSP. Alguns exemplos são dados logo a seguir:

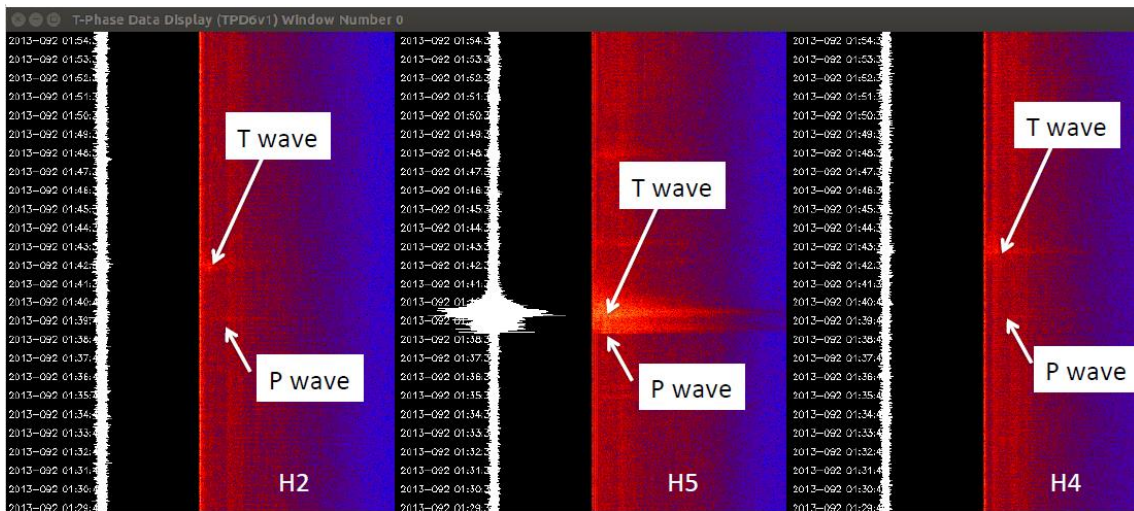


Figura C1 – Evento ocorrido no dia 02 de abril de 2013, ocorrido as 01:39:23 UTC e com magnitude de 3.3 ML.

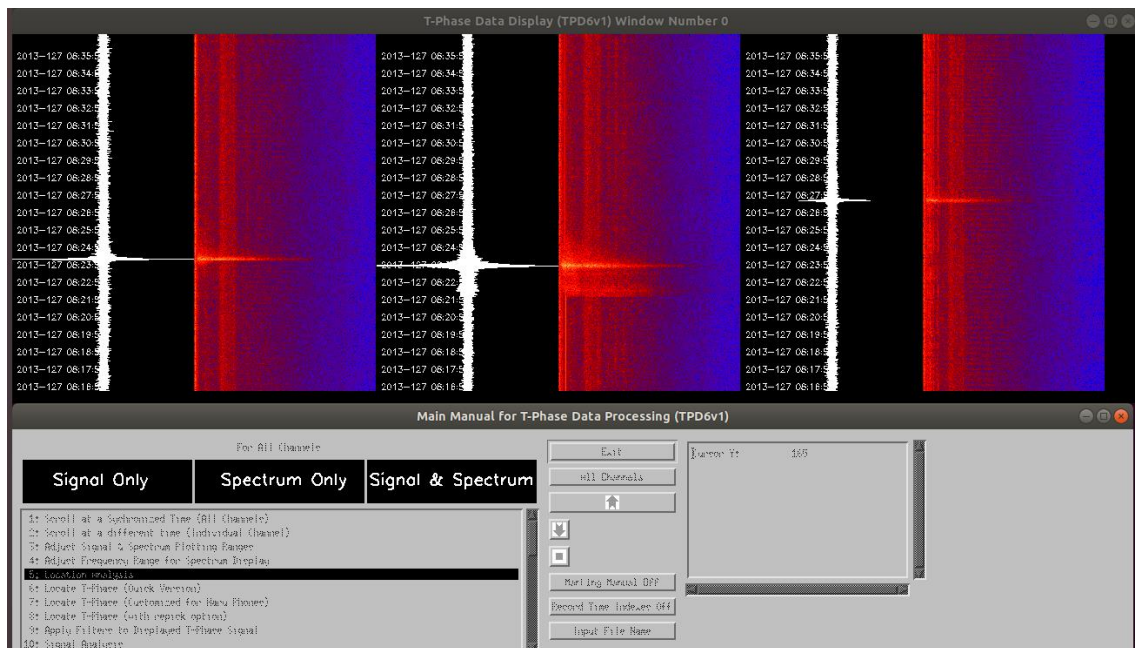


Figura C2 – Evento ocorrido no dia 07 de maio de 2013, ocorrido as 08:21:09 UTC e com magnitude de 3.8 ML.

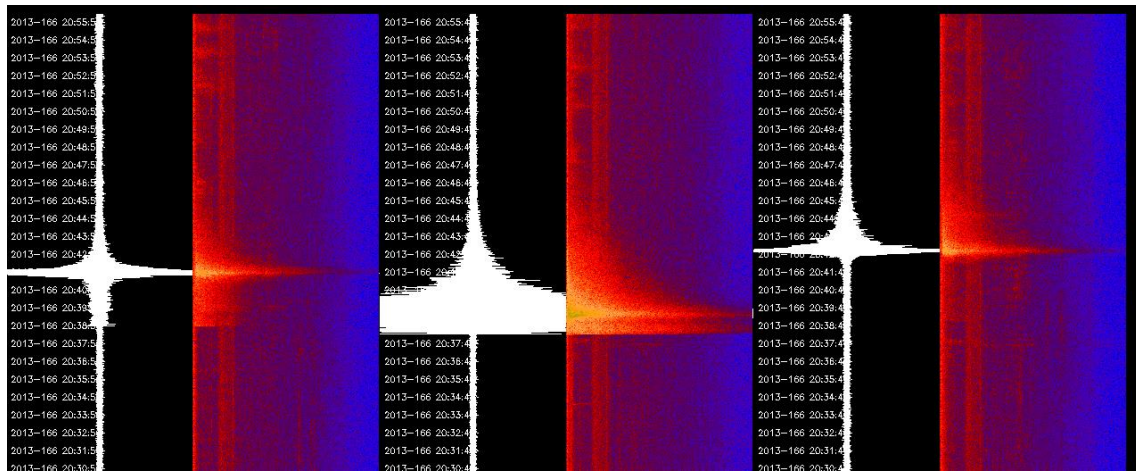


Figura C3 – Evento ocorrido no dia 15 de junho de 2013, ocorrido as 20:37:47 UTC e com magnitude de 4.3 ML.

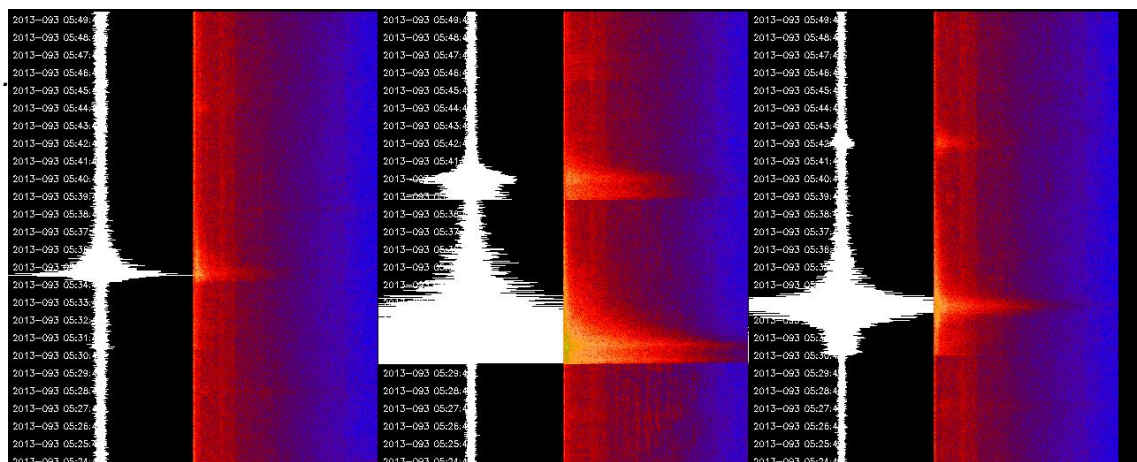


Figura C4 – Evento ocorrido no dia 03 de abril de 2013, ocorrido as 05:31:21 UTC e com magnitude de 5.3 ML.

Date	Hour	Lat(°)	Long (°)	Erlat (°)	Erlong (°)	Err_lat (km)	Err_long (km)	Source Level(dB)
20130401	20:01:27	1,028	-28,124	0,028	0,018	3,111	2,000	236,03
20130401	20:03:17	1,065	-28,113	0,027	0,019	3,000	2,111	235,82
20130401	20:06:50	1,030	-28,278	0,030	0,019	3,333	2,111	223,53
20130402	01:38:27	1,070	-28,278	0,031	0,019	3,444	2,111	218,37
20130403	05:29:49	0,972	-27,267	0,030	0,016	3,333	1,778	236,27
20130405	06:54:55	0,689	-29,357	0,094	0,025	10,444	2,778	207,47
20130408	20:33:56	1,068	-29,301	0,062	0,020	6,889	2,222	233,92
20130409	12:03:34	0,983	-29,292	0,065	0,021	7,222	2,333	200,29
20130409	12:25:19	0,983	-29,292	0,066	0,021	7,333	2,333	218,11
20130411	16:27:14	1,011	-29,283	0,064	0,020	7,111	2,222	199,37
20130415	17:04:12	0,996	-29,331	0,066	0,021	7,333	2,333	201,39
20130419	08:39:55	0,613	-29,789	0,143	0,045	15,889	5,000	210,48
20130420	09:19:21	0,953	-29,405	0,103	0,028	11,444	3,111	198,28
20130420	20:40:05	1,074	-29,581	0,076	0,022	8,444	2,444	205,70
20130425	23:50:52	0,982	-29,287	0,066	0,021	7,333	2,333	212,43
20130430	04:42:43	0,648	-29,677	0,061	0,020	6,778	2,222	201,71
20130430	07:14:09	0,603	-29,490	0,160	0,044	17,778	4,889	204,94
20130503	15:35:20	1,017	-29,235	0,040	0,014	4,444	1,556	201,11
20130503	16:17:27	0,854	-29,353	0,077	0,024	8,555	2,667	203,00
20130504	05:30:44	0,968	-29,329	0,068	0,021	7,555	2,333	204,45
20130505	09:48:36	0,923	-29,366	0,072	0,022	8,000	2,444	198,06
20130505	18:38:19	1,068	-29,555	0,060	0,012	6,667	1,333	203,32
20130506	21:15:57	0,945	-29,258	0,067	0,021	7,444	2,333	219,54
20130507	08:21:22	0,909	-29,318	0,071	0,022	7,889	2,444	224,27
20130508	10:19:12	1,048	-29,178	0,058	0,020	6,444	2,222	225,83
20130509	14:00:33	0,939	-29,028	0,046	0,016	5,111	1,778	205,91
20130514	11:04:24	0,875	-29,841	0,119	0,036	13,222	4,000	211,79
20130515	11:40:45	0,950	-29,272	0,067	0,021	7,444	2,333	203,34
20130515	22:55:10	0,799	29,256	0,078	0,025	8,667	2,778	205,87
20130517	18:37:11	0,902	-29,294	0,071	0,022	7,889	2,444	207,23
20130612	03:54:20	0,989	-29,215	0,062	0,020	6,889	2,222	224,72
20130615	02:08:10	0,896	29,275	0,070	0,022	7,778	2,444	217,52
20130615	20:37:50	0,919	-28,444	0,038	0,021	4,222	2,333	242,72
20130617	17:49:31	0,699	-29,488	0,100	0,030	11,111	3,333	230,43
20130618	17:55:49	0,665	-29,207	0,082	0,026	9,111	2,889	205,13
20130625	18:39:17	0,837	-29,289	0,075	0,024	8,333	2,667	206,06
20130628	13:48:14	1,050	-29,218	0,050	0,016	5,556	1,778	206,02
20130630	01:47:55	0,985	-29,387	0,069	0,021	7,667	2,333	202,07
20130701	12:51:11	0,930	-30,201	0,153	0,046	17,000	5,111	220,01
20130701	14:48:51	0,950	-29,191	0,064	0,021	7,111	2,333	218,16

Tabela C1 – Tabela com a lista de tremores ocorridos no Sistema Transformante de São Paulo, e que foram localizados usando somente os hidrofones.

Existe uma diferença entre o número de eventos registrados com as ondas T e a lista completa da localização feita também com a estação ASPSP. Isso se deve ao período de funcionamento da estação ASPSP, pois ela já estava funcionando na ilha de ASPSP antes de ser iniciado a implantação dos hidrofones.

Foi observado erros de localização epicentral com moderados valores, principalmente no erro de latitude. Isso se deve ao mau posicionamento onde se localizavam os únicos três hidrofones que funcionaram corretamente. Logo, a localização epicentral usando somente onda T não oferece um resultado muito aceitável.

Foi feita uma relação entre envolvendo o Source Level obtido nos registros dos hidrofones e a magnitude local (ML), na qual obtive um grau de correlação de 87%. Figura C5 mostra a relação:

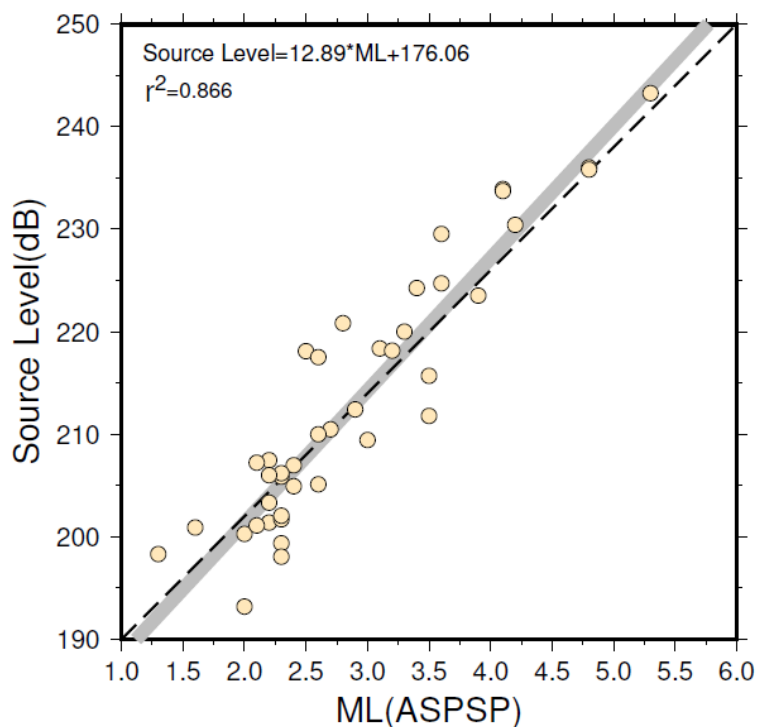


Figura C5 – Relação entre o Source Leve (dB) e Magnitude Local (ML). É possível observar que apesar do registro ser hidroacústico, existe -uma boa correlação com as magnitudes.