



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO  
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**ESTUDO DOS EFEITOS DAS ONDAS SÍSMICAS S NA  
CIDADE DE CAMPINAS/SP**

Lucas Faria de Sousa

**Orientador:** Prof. Dr. Emilson Leite

**Campinas-SP  
Julho de 2015**



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO  
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**ESTUDO DOS EFEITOS DAS ONDAS SÍSMICAS NA CIDADE  
DE CAMPINAS/SP**

Lucas Faria de Sousa

Trabalho de conclusão de curso apresentado em 8 de Julho de 2015 para obtenção do título de Bacharel em Geologia pelo Instituto de Geociências da UNICAMP.

**Banca Examinadora:**

Prof. Dr. Emilson Leite (Orientador)  
Prof. Dr. Celso Dal Ré Carneiro  
Prof. Dr. Bruno Zanardo Honório

*Este trabalho é dedicado A  
meu pai Gilson, minha mãe  
Cida e minhas Irmãs pela  
paciência e o apoio  
incondicional e a Fernanda  
Noboa pela companhia,  
força e amor.*

*“Se não puder voar, corra; se não puder correr, ande; se não puder andar, rasteje, mas siga em frente de qualquer jeito.”*

*Martin Luther King.*

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus e a minha família que com muita paciência soube esperar este momento importante em nossas vidas. Sem eles nada disso seria possível. Pai, Mãe e Irmãs que com uma força abissal sempre me motivaram a seguir em frente me oferecendo apoio irrestrito. Agradeço aos amigos e amigas que durante esses anos fizeram parte de inúmeros casos que jamais esqueceremos; muitas risadas e sinceridade dentre todos: Meca, Juninho, Levi, Amarildo, Guilherme, Isadora, Mauricio, Jacu (o pai), Cássio, Xoxoto, Francesco, Primão, Maya, Sérgio, Cris, Lele, Japa, Minera, Sara, Vanessa, Marina, Cloro, Zé Maria, Pira, Daniel, Esdras, Galé, Letícia e Buchecha. Agradeço a Geopelada pelo companheirismo e amizade ao longo das sextas feiras de comprometimento com o futebolzinho. Agradeço a minha companheira Fernanda Noboa que durante os 4 últimos anos me trouxe muito equilíbrio, amor, companhia, amizade, sensatez e forças colossais vindos da latitude zero desse mundão. Agradeço aos funcionários do Ige que sempre estiveram aptos a ajudar nos momentos bons e ruins: Jo, Guerrero, Marciano, Herani, Cleide, Raimunda e demais da administração e biblioteca. Agradeço aos professores que independentemente de qualquer coisa transmitiram o conhecimento geológico que a partir de agora me orgulharei de tê-lo: Emilson e Ticiano pela credibilidade depositada, Elson, Batezelli, Celso, Jefferson, Maria José, Giorgio, Frésia, Sueli e Wanilson e todos sem exceção que sempre, apesar dos problemas, se esforçaram pra que as coisas sempre evoluíssem para melhor.



## RESUMO

O presente trabalho visou o estudo do comportamento das ondas S registradas instantes após um evento sísmico de magnitude 6,6 na escala de momento sísmico ocorrido na região central da Bolívia, de forma a explicar a sensação de tremor em alguns locais de Campinas/SP. Através da leitura do sismograma deste evento sísmico, registrado pela estação sismográfica de Rio Claro vinculada ao IAG-USP e da extração de informações espaciais dos alvos do estudo extraídas do Google Earth, foi possível mostrar a importância da análise das propriedades físicas e geológicas da área de estudo, em conjunto com as direções de vibração do solo com a passagem das ondas S e as direções das faces dos edifícios cujos moradores relataram sensação de tremor. O azimute de vibração da onda S, estimado a partir da leitura direta dos sismogramas, é de  $112^\circ$  graus. Este valor corresponde aproximadamente ao azimute médio das faces dos edifícios, estimado em  $101^\circ$  graus. A similaridade desses azimutes favorece a ocorrência de ressonância entre as frequências naturais das estruturas dos edifícios e as frequências da onda S, o que por sua vez causa aumento de amplitude dessa onda. Os edifícios localizados sobre rochas sedimentares tendem a transmitir de forma mais intensa a energia sísmica. Em contrapartida, os edifícios localizados sobre rochas mais densas e maciças como gnaisses e granitos tendem a sentir de forma menos intensa os efeitos da amplificação das ondas, já que pouca energia é transmitida por essas rochas, mitigando a possibilidade destes edifícios sofrerem efeitos perceptíveis. Apenas o edifício localizado na Rua Emílio Ribas 188, no bairro Cambuí, esteve sujeito a todos estes parâmetros: direção alinhada com a direção de vibração da onda S e tipo de rocha favorável à transmissão dessa onda.

**Palavras-chave:** edifícios; energia sísmica; amplitude; sismogramas; azimutes

## **ABSTRACT**

This paper has carried out the study of the most important effects for the sensation of an earthquake that happened in some locations in Campinas in November, 2011, instants after a seismic event of seismic momentum magnitude equal to 6,6 that occurred in the central part of Bolivia, so that this sensation might have been possible.

This study has observed that, besides the physical and geological properties of the area under study, both the S waves vibration directions produced by the seismic event referred above, and the directions of the facades in which the sensation of the earthquake was reported, are extremely important for the following conclusions.

The S wave's vibration azimuth calculated through the reading of the seismogram was  $110,84^{\circ}$  degrees, and it was practically aligned with the average azimuth of the facades, which in turn was calculated through Google Compass and was  $101^{\circ}$  degrees.

Therefore, there is an azimuth similarity which supports the claim that the structures might have resonated, a phenomenon which occurs when the natural angular frequency of a given object adds to the angular frequency caused by an external agent, and that might produce a more intense amplification of the wave.

We have observed that the amplification of the waves depends on the medium in which it propagates. Thus, buildings erected upon sedimentary rocks tend to transmit the resulting seismic energy in a more intense fashion.



On the other hand, buildings erected upon harder and denser rocks, such as gneiss and granite, tend to receive in a less intense manner the effects of the wave amplification, because the medium through which these waves propagate themselves reflects more intensely, thus reducing or almost eliminating the possibility that the buildings erected upon these kinds of rocks might suffer great shocks.

In this context, the building located at 188, Rua Emilio Ribas, in Cambuí, was the only one which fell under the following parameters: directions aligned with the directions of the S wave vibration, and geology favorable to transmission of such waves.

**Key words:** buildings; seismic energy; amplitude; seismogram; azimuth;

1	INTRODUÇÃO E OBJETIVOS .....	1
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	2
2.1	OSCILAÇÕES .....	2
2.2	RESSONÂNCIA .....	3
2.3	ONDAS .....	5
2.4	SISMOLOGIA .....	5
2.5	SISMOLOGIA NO BRASIL.....	6
2.6	SISMICIDADE INTRAPLACA .....	10
2.7	ONDAS SÍSMICAS .....	12
2.8	TEORIA DA ELASTICIDADE .....	13
2.9	REFLEXÃO E REFRAÇÃO DAS ONDAS SÍSMICAS .....	15
3	ÁREA DE ESTUDO .....	20
4	MATERIAIS E MÉTODOS .....	22
4.1	SISMOGRAMAS .....	23
4.2	SOFTWARE SEISGRAM .....	26
4.3	GEOPROCESSAMENTO .....	27
5	RESULTADOS.....	33
5.1	AZIMUTE DA ONDA S.....	33
5.2	AZIMUTE MÉDIO DOS EDIFÍCIOS .....	35
5.3	GEOLOGIA.....	37
6	DISCUSSÃO .....	38
7	CONCLUSÕES .....	39
8	REFERÊNCIAS: .....	41

x

x

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1- Gráfico de  $x$  em função do tempo. Fonte: Halliday & Hesnick (2008)\_\_\_\_\_pag.3
- Figura 2- Curva de variação da amplitude VS  $\omega/\omega_e$  . A amplitude de deslocamento de um oscilador forçado varia quando a frequência angular  $\omega_e$  da força externa varia. Fonte: Halliday & Hesnick (2008)\_\_\_\_\_pag.4
- Figura 3- Mapa dos epicentros de todos os sismos conhecidos no Brasil. O primeiro catalogado data de 1767. O maior sismo já registrado foi no estado de Mato Grosso. FONTE: França & Assumpção (2008). \_\_\_\_\_pag.8
- Figura 4- Mapa que mostra os terremotos andinos com magnitude maior que 5 sentidos em diversas cidades brasileiras. FONTE: França & Assumpção (2008)\_\_\_\_\_pag.9
- Figura 5- Ondas longitudinais e transversais. Fonte: Decifrando a Terra (2008).\_\_\_\_\_pag.12
- Figura 6- Refração e reflexão em meios com propriedades elásticas distintas. As setas vermelhas representam as trajetórias perpendiculares às frentes de onda. Fonte: [https://en.wikipedia.org/wiki/Seismic\\_site\\_effects](https://en.wikipedia.org/wiki/Seismic_site_effects). Acessado em 8/05/2015. \_\_\_\_\_pag.16
- Figura 7- Variações de aceleração do solo registradas por sismógrafos em diferentes locais antes do tremor na Cidade do México em 1985. Essas oscilações nos valores refletem a heterogeneidade do arcabouço geológico por onde a onda passou. Fonte: [https://en.wikipedia.org/wiki/Seismic\\_site\\_effects](https://en.wikipedia.org/wiki/Seismic_site_effects). Acessado em 8/05/2015. \_\_\_\_\_pag.18
- Figura 8- Sismógrafo localizado sobre o embasamento cristalino, mais denso, registra amplitudes quase imperceptíveis. Em sismógrafos localizados sobre uma bacia sedimentar as frequências de onda são maiores bem como suas amplitudes. Fonte [https://en.wikipedia.org/wiki/Seismic\\_site\\_effects](https://en.wikipedia.org/wiki/Seismic_site_effects). Acessado em 8/05/2015. \_\_\_\_\_pag.19
- Figura 9- Interface para requisição de sismogramas em [www.iag.usp.br/portal/waveform](http://www.iag.usp.br/portal/waveform). Acessado em 10/06/2015. \_\_\_\_\_pag.24
- Figura 10- Interface do site [www.moho.iag.usp.br](http://www.moho.iag.usp.br) para seleção do evento sísmico estudado. Acessado em 10/06/2015. \_\_\_\_\_pag.25
- Figura 11- Mapa Geológico de Campinas com os pontos de estudo inseridos. O prédio 2 encontra-se sobre a litologia CpiA e os demais encontram-se sobre a litologia PMIGb. Fonte: <http://campinas.sp.gov.br/arquivos/meio-ambiente/plano-saneamento/mapa-02-geologia.pdf>. \_\_\_\_\_pag.32
- Figura 12- Figura 12- Sismogramas convertidos para unidade de deslocamento e com tendência removida. A escala do eixo y está em nanômetros  $\times 10^{-5}$  (nm) e o eixo x em minutos. \_\_\_\_\_pag.34

Figura 13- Ampliação dos sismogramas das componentes horizontais HHN e HHE, apresentadas na Figura 11, na porção de tempo onde se encontram as amplitudes associadas à onda S. A reta vertical marca o tempo no qual foi registrada a máxima amplitude de movimento do solo. \_\_\_\_\_ pag.35

Fotografia 1- Rua Espanha, 108 - Bonfim. Campinas/SP: 26°. Fonte: Google Earth. Acessado em 10/06/2015. \_\_\_\_\_ pag.29

Fotografia 2- Rua Emílio Ribas, 188 - Cambuí. Campinas/SP: 6°. Fonte: Google Earth. Acessado em 10/06/2015. \_\_\_\_\_ pag.29

Fotografia 3- Rua Padre Almeida, 565- Cambuí. Campinas/SP: 344°. Fonte: Google Earth. Acessado em 10/06/2015. \_\_\_\_\_ pag.29

Fotografia 4- Rua Antonio F Andrade, 651- Jd. Proença. Campinas/SP: 18°. Fonte: Google Earth. Acessado em 10/06/2015. \_\_\_\_\_ pag.29

Fotografia 5- Rua Antonio F Andrade, 513- Jd. Proença. Campinas/SP: 5°. °. Fonte: Google Earth. Acessado em 10/06/2015. \_\_\_\_\_ pag.30

## LISTA DE TABELAS

- Tabela 1- Valores típicos de velocidades de propagação das ondas P e S em diferentes tipos de rochas. Fonte: <https://pangea.stanford.edu/courses/gp262/Notes/8.SeismicVelocity.pdf>. Acessado em 8/05/2015. \_\_\_\_\_ pag.20
- Tabela 2: Dados inseridos no site [www.moho.iag.usp.br](http://www.moho.iag.usp.br) para aquisição do sismograma. \_\_\_\_\_ pag.25
- Tabela 3- Endereços e coordenadas dos locais que sentiram sensações de tremor em campinas. FONTE: Defesa Civil de Campinas \_\_\_\_\_ pag.27
- Tabela 4: Azimutes de vibração da onda S. \_\_\_\_\_ pag.36
- Tabela 5: Orientações finais dos edifícios e da onda S. \_\_\_\_\_ pag.37

## 1 INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

Moradores de prédios em diversas cidades brasileiras têm sentido reflexos de abalos sísmicos que fazem com que apartamentos balancem, janelas trepidem e objetos se movam. Este fenômeno geralmente é consequência de terremotos distantes, gerados na região dos Andes. Esses reflexos são sentidos desde 1906 em algumas grandes cidades brasileiras como São Paulo, Curitiba e Manaus, porém tem sido constatado um aumento de ocorrências nas últimas décadas. Usando dados de estações sismológicas no Brasil e informações geológicas, é possível determinar algumas condições que fazem com que esses reflexos sejam potencializados e, portanto, sentidos com maior intensidade em algumas dessas cidades (França e Assumpção, 2008).

As características geológicas sob as cidades constituem a primeira condição para que aconteçam os reflexos de terremotos distantes. Como as cidades de São Paulo, Curitiba e Manaus estão situadas sobre bacias sedimentares, as ondas sísmicas chegam até a superfície com maior intensidade, pois perdem pouca energia ao se propagarem dentro dessas rochas menos consolidadas. Um segundo fator importante é o fenômeno da ressonância entre a vibração do solo e grandes edifícios. Quando a onda sísmica gerada por um terremoto atinge a base de um prédio, a oscilação da onda pode coincidir com a oscilação natural do prédio, transferindo energia de um sistema (onda sísmica) para outro (prédio).

Neste contexto, este trabalho visa estudar as condições para ocorrência de reflexos de abalos sísmicos na cidade de Campinas/SP, de forma similar ao trabalho de França e Assumpção (2008), realizado para a cidade de São Paulo/SP. Há alguns registros de abalos sísmicos que foram sentidos nesta cidade como, por exemplo, o terremoto de magnitude 6,6 graus na escala de momento sísmico ocorrido na Bolívia em 2011, e o terremoto de magnitude 5,2

ocorrido a 215 km da costa brasileira em 2013. Jornais locais notificaram uma série de chamadas feitas por moradores de andares mais alto de alguns edifícios da região central de Campinas junto à Defesa Civil, em que relatam terem sentido trepidação de janelas e a sensação de tremor em seus apartamentos. Portanto este trabalho tem como objetivo central estudar a existência de correlação entre a orientação de prédios retangulares e a direção de propagação das ondas S originadas de terremotos distantes. Neste caso foi escolhido o terremoto de 6,6 graus com foco na região central da Bolívia e que provocou efeitos na região central da cidade de Campinas em 22 de novembro de 2011. Outro objetivo foi analisar a relação entre o tipo de rocha existente na área de estudo e a propagação das ondas S, o que permite inferir sobre a ocorrência de ressonância, fenômeno que amplifica as ondas e que pode ter sido uma das causas dos tremores sentidos em um dos prédios identificados no estudo.

## **2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

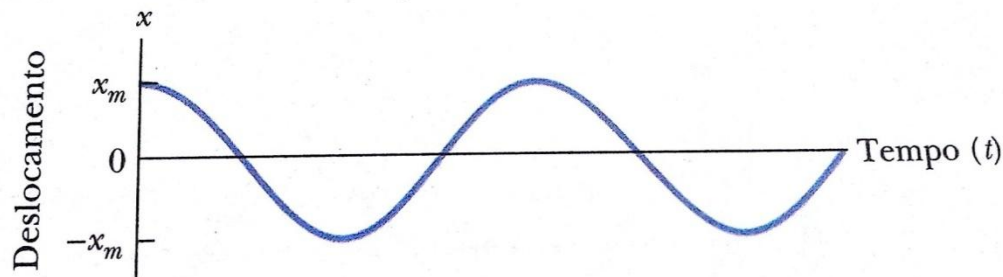
### **2.1 OSCILAÇÕES**

Muitas oscilações capazes de movimentar objetos diversos são sentidas em inúmeros locais em todo o planeta. Halliday & Hesnick (2008) descrevem um tipo básico de oscilação conhecido como Movimento Harmônico Simples. Neste tipo de movimento a frequência (número de oscilações completas por segundo) e o período (tempo necessário para concluir uma oscilação completa) são propriedades fundamentais. Desta forma todo movimento que se repete a intervalos regulares é chamado de movimento harmônico cuja expressão de deslocamento é:

$$x(t) = x_m \cos(\omega t + \varphi) \quad (1)$$



Onde  $x_m, \omega$  e  $\varphi$  são constantes. Na figura 1 observa-se a função senoidal como uma função cosseno, bem como as grandezas que determinam as formas do gráfico:



FONTE: Halliday & Hesnick (2008)

Figura 1- Gráfico de  $x$  em função do tempo

A grandeza  $X_m$  é a amplitude do movimento e representa o deslocamento máximo da partícula em um dos sentidos. A grandeza dependente do tempo  $[\omega t + \varphi]$  é chamada de fase do movimento e a constante  $\varphi$  é denominada de ângulo de fase. A frequência angular, medida escalar da velocidade de rotação, é representada por  $\omega$  e é relacionada à temporal  $f$  pela expressão  $\omega = 2\pi f$  (2).

## 2.2 RESSONÂNCIA

Um balanço que oscile sem a interferência de forças externas é um exemplo de oscilação livre. No entanto, caso alguém empurre o balanço periodicamente, suas oscilações decorrentes são denominadas oscilações forçadas. Neste contexto, existem duas frequências angulares associadas ao sistema que executa oscilações forçadas: *frequência angular natural*  $\omega$  na qual o sistema oscila livremente após uma perturbação de curta duração, e a

frequência angular da força externa  $\omega_e$  envolvida na equação de deslocamento no tempo, dada por:

$$x(t) = X_m \cos(\omega_e t + \varphi) \quad (3)$$

A ressonância ocorre quando  $\omega = \omega_e$ .

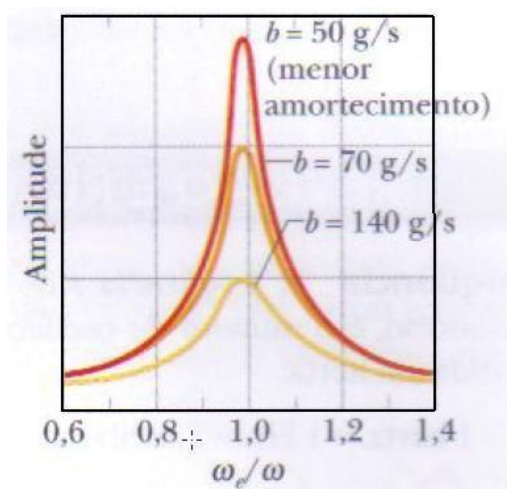


Figura 2- Curvas de variação da amplitude VS.  $\omega_e/\omega$ . A amplitude de deslocamento de um oscilador forçado varia quando a frequência angular  $\omega_e$  da força externa varia onde  $g$  é a variação da aceleração da gravidade em relação ao tempo.

Sabe-se que todas as estruturas mecânicas possuem uma ou mais frequências angulares naturais. Assim se uma estrutura é submetida a uma força externa cuja frequência coincida com uma dessas frequências angulares naturais, as oscilações resultantes podem fazer com que a estrutura se rompa. O fenômeno de ressonância pode ter sido uma das causas do desabamento de edifícios na Cidade do México em 1985, após um terremoto de 8,1 graus. As ondas sísmicas do terremoto foram geradas a mais de 400 km de distância da capital mexicana e, apesar da grande distância e da pequena amplitude das ondas no seu início, o solo frágil e poroso favoreceu o aumento dessa amplitude e provocou a destruição de construções da cidade. As amplitudes das acelerações das ondas chegaram a 0,20g e a frequência angular se

concentrou em torno de  $3 \text{ rad/s}$ , causando uma oscilação intensa do solo. Concomitantemente, os edifícios de altura intermediária da cidade possuíam frequências de ressonância da ordem de  $3 \text{ rad/s}$ , o que ocasionou o desabamento da maioria dessas construções; os edifícios mais baixos com frequências angulares maiores não desabaram.

## 2.3 ONDAS

Halliday & Hesnick (2008) descrevem três tipos de ondas: ondas mecânicas, que serão mais relevantes nesse trabalho, ondas eletromagnéticas e ondas de matéria. Segundo os autores as ondas mecânicas são regidas pelas leis de Newton e se propagam apenas em meios materiais como a água, o ar ou as rochas; elas podem ser transversais ou longitudinais. É possível estudar as ondas através de métodos baseados em cordas. Estas, ao oscilar para cima ou para baixo devido à passagem da onda, tem seus elementos deslocados sempre perpendicularmente à direção de propagação, descrevendo o movimento transversal. O movimento longitudinal das ondas pode ser interpretado a partir da análise de um êmbolo com um tubo de ar: ao deslocar o êmbolo bruscamente para a direita e depois para a esquerda, um pulso sonoro se propaga ao longo do tubo. Quando o êmbolo se movimenta para a direita as moléculas de ar são empurradas para o mesmo lado, aumentando a pressão de ar nessa região gradativamente. Quando o embolo é empurrado para a esquerda, a pressão do ar nessa região é reduzida puxando as moléculas vizinhas também para a esquerda, e assim por diante.

## 2.4 SISMOLOGIA

Teixeira et al. (2009) definem terremotos como o resultado de processos geológicos em que ocorre acúmulo lento e liberação repentina de tensões, cujas intensidades dependem da área de ruptura. Estas tensões

acumuladas em diversos pontos da litosfera podem ser compressivas ou expansivas, dependendo da direção de movimentação relativa entre os grandes blocos que constituem a crosta.

Ao se atingir o limite de resistência entre os blocos ocorre o rompimento, geralmente no plano de falha, e vibrações são geradas, se propagando em todas as direções. Os terremotos ocorrem geralmente no contato entre dois blocos ou é decorrente do atrito entre partes no interior de um bloco. O ponto onde se origina a ruptura e a consequente liberação de energia em forma de tensões é chamado de hipocentro ou foco e sua projeção na superfície é conhecida como epicentro. A profundidade focal é a distância entre o hipocentro e a superfície. Existem algumas escalas de medida de intensidade sísmica, no entanto, a escala mais utilizada no Ocidente é a escala de Mercalli Modificada (MM) dada em algarismos romanos.

## **2.5 SISMOLOGIA NO BRASIL**

ASSUMPÇÃO, M. (2008) explica que o Brasil, por ser considerado um país distante dos bordos da placa Sul-Americana, é uma região com grande estabilidade da crosta, o que lhe confere um baixo risco sísmico. Em contrapartida países como Bolívia, Chile, Colômbia, Equador e Venezuela apresentam instabilidade crustal mais expressiva por conta de sua localização próxima à borda da Placa Sul-Americana, aonde o contato com outras placas gera um acúmulo de tensões muito mais significativo que no interior das placas. Nestes países a atividade sísmica é frequente: sismos com magnitude maior ou igual a cinco ocorrem em média duas vezes por semana. Apesar de raros, os terremotos no Brasil com magnitude maior ou igual a cinco ocorrem em média a cada seis anos e essa média aumenta de vinte a vinte e cinco anos na região costeira do Brasil, entre o Rio Grande do Sul e o Espírito Santo.

Edificações cujas estruturas estão fragilizadas são alvo potencial a sismos com magnitude de cinco graus com focos rasos. Em 2007 a cidade de Itacarambi, em Minas Gerais, foi palco de um tremor de 4,7 graus que provocou o desabamento de várias casas e até mesmo morte. O mapa abaixo mostra todos os sismos já registrados no Brasil, seja por relatos históricos ou por sismogramas, bem como diversos sismos que ocorrem diariamente, mas que não foram sentidos já que os epicentros estavam localizados em regiões desabitadas ou que não pôde ser detectado por sismógrafos devido a sua pequena magnitude (Assumpção, 2011).

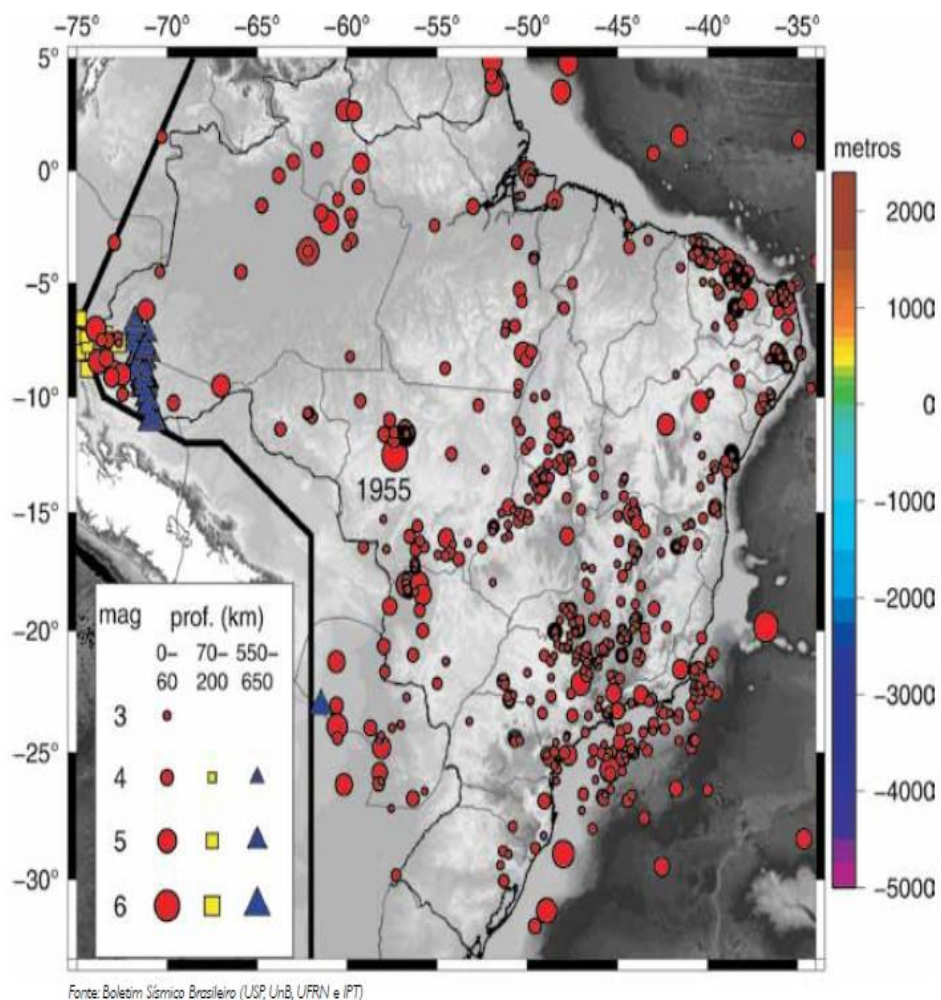
Boletim Sísmico Brasileiro (1767 a 2010, magnitude  $\geq 2,8$ )

Figura 3- Mapa dos epicentros de todos os sismos conhecidos no Brasil. O primeiro catalogado data de 1767. O maior sismo já registrado foi no estado de Mato Grosso. FONTE: França & Assumpção (2008).

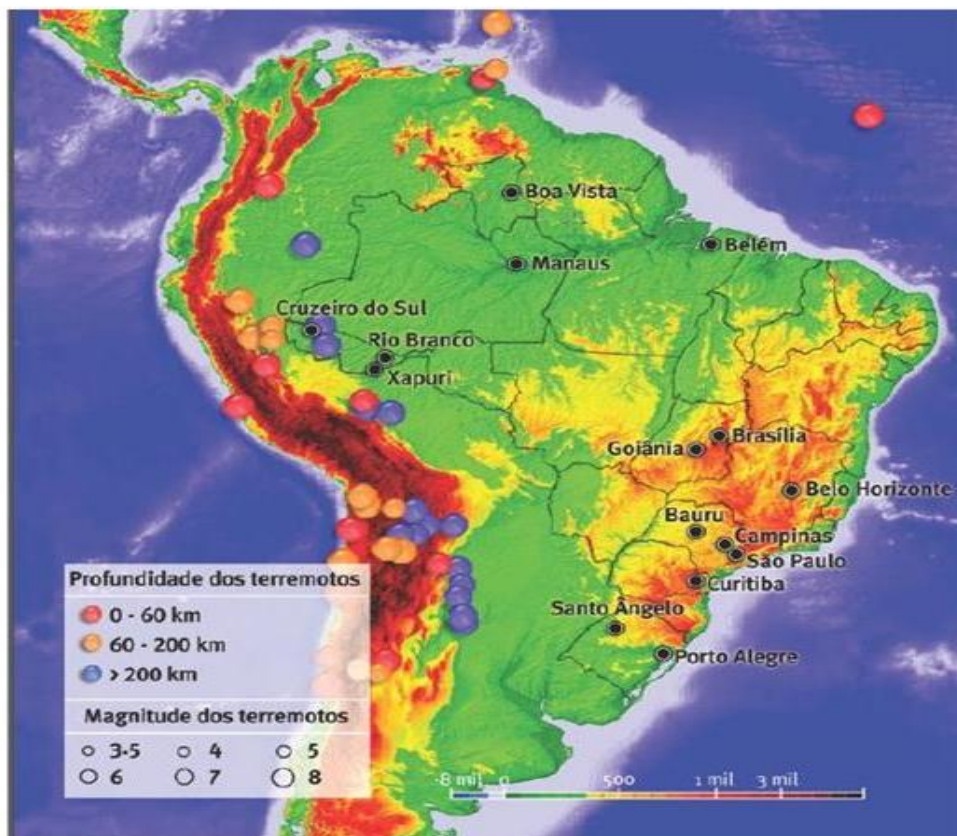


Figura 4- Mapa que mostra os terremotos andinos com magnitude maior que 5 sentidos em diversas cidades brasileiras. FONTE: França & Assumpção (2008).

Em 31 de Janeiro de 1955 em Porto dos Gaúchos, Mato Grosso, ocorreu o maior sismo da história do Brasil com magnitude de 6,2 graus e sentido inclusive em Cuiabá, a mais de 350 km do epicentro. Sismos com magnitude maior ou igual a seis ocorrem no Brasil a cada cem anos em média, número pouco expressivo em relação aos países andinos onde sismos dessa magnitude ocorrem mensalmente. Portanto, embora o Brasil apresente uma atividade sísmica baixa em relação aos países localizados próximos ao limite de placas, o risco de tremores não é nulo.

## 2.6 SISMICIDADE INTRAPLACA

França & Assumpção (2008) pontuam que apesar de raros terremotos de grande magnitude em nosso país, não se pode dizer que estamos totalmente livres de possíveis tremores, uma vez que no Brasil, terremotos ocorrem com maior frequência no interior de placas, conhecidos como terremotos intraplacas. Esse tipo de evento sísmico é raro, mas pode ocorrer com forte magnitude e causar diversos danos à região atingida. A probabilidade de ocorrência desses fenômenos raros é o parâmetro utilizado para definir ações preventivas. Acelerações do solo acima de 5% de  $g$ , capazes de provocar trincas em paredes, ocorrem uma vez a cada mil anos no país. No artigo “Formulação de Cenários Sísmicos no Brasil” os autores mostram que o Brasil é classificado como *Zona 0* na Norma Sísmica, vigente desde 2006 (ABNT NBR 15.421) portanto, não apresenta risco sísmico relevante para construções comuns. Diversas hipóteses tentam explicar a origem dessa sismicidade intraplaca e a mais aceita, proposta pelo sismólogo americano Lynn Sykes em 1978, confere às zonas de fraqueza um local de atividade sísmica, onde pequenas alterações de esforços naquele ponto poderiam desencadear tremores.

Além da sismicidade intraplaca ao qual nosso país está sujeito, há também a possibilidade de sensação de tremores refletidos de sismos distantes, a mais de 1000 km de distância. Em *“Reflexos no Brasil de Terremotos Distantes (Ciência Hoje, 2008) Assumpção ET al* descrevem reflexos sísmicos que foram sentidos no Brasil e registrados desde 1906, principalmente em centros urbanos, cuja ocorrência aumentou nos últimos 15 anos.

No mesmo artigo os autores explicam que as regiões noroeste da Argentina, sul da Bolívia e norte do Chile são as zonas sísmicas que com maior frequência desencadeiam esse tipo de fenômeno no Brasil; desses eventos sísmicos sentidos em solo brasileiro 80% ocorreram a mais de 100 km de profundidade.



O fenômeno de ressonância é o principal fator que contribui para que os reflexos de terremotos distantes sejam sentidos no Brasil. Os edifícios, como qualquer objeto, possuem um período característico de oscilação natural que, ao coincidir com o período inerente de oscilação da onda S, produz o efeito de ressonância, em que há transferência de energia de um sistema oscilante para outro. O valor do período de oscilação de ondas S em edifícios com 30 andares, calculado experimentalmente, corresponde aproximadamente ao valor dos períodos de oscilação predominantes em ondas sísmicas dos terremotos andinos e, por esse motivo, esse tipo de construção é mais afetada pelos reflexos e oscilam mais intensamente.

O segundo fator que potencializa a ocorrência de reflexos são as amplitudes e velocidades das ondas sísmicas geradas após o tremor, que dependem diretamente das características físicas do meio que perpassam. Bacias sedimentares cujo material é pouco consolidado tendem a transmitir com maior facilidade as ondas sísmicas que ali penetram. Logo, cidades como São Paulo, Curitiba e Manaus, construídas sobre bacias sedimentares, são alvos mais propícios a sentir vibrações, já que o fator geológico somado à numerosa quantidade de prédios e ao crescimento urbano, também contribui para o aumento de ocorrências de reflexos nas últimas décadas.

A aceleração do solo proveniente das ondas S em relação à direção de propagação da onda sísmica é mais um aspecto que vem sendo estudado e que se revela como fator contributivo nos reflexos pesquisados. Isso explicaria a razão de alguns edifícios perceberem as vibrações enquanto outros não as sentem. Em 2001, após a ocorrência de um tremor em Jujuy, Argentina, que provocou reflexos em São Paulo, a Universidade de São Paulo (USP) identificou bairros e edifícios que foram atingidos pelo evento. Estimou-se a direção de cinco prédios que foram abalados pelos reflexos, e quatro deles apresentavam direções alinhadas com as direções de propagação da onda, além de estarem posicionadas perpendicularmente ao deslocamento do solo, ou seja, em condições de receber energia da amplitude máxima da onda S.

Nos quatro edifícios nestas condições, a diferença entre a orientação do edifício e a da amplitude máxima da onda S ficou entre 5° e 37°. Os prédios que foram analisados apresentavam geometria retangular bem definida; em prédios redondos a análise se torna mais complicada devido à ausência de simetria do edifício.

## 2.7 ONDAS SÍSMICAS

Após a ruptura entre dois blocos no interior da terra são produzidas vibrações que se propagam em diferentes direções, chamadas ondas sísmicas. Essas ondas geralmente causam danos irreparáveis próximos ao epicentro, e podem ser registradas (através de sismógrafos) e sentidas a mais de 1000 km de distância do foco, devido às propriedades específicas em relação ao meio que se propaga. As primeiras ondas a serem registradas nos sismógrafos são conhecidas como ondas P, primárias ou longitudinais, que causam vibrações paralelas à direção de propagação das partículas do meio (fig.4). As ondas P estão relacionadas a deformações de dilatação e compressão, deslocando as partículas para frente ou para trás. Outro tipo de onda muito importante e promotora de grandes destruições são as ondas S. Essas ondas, também chamadas de secundárias ou transversais, produzem vibrações perpendiculares à direção de propagação e se relacionam a deformações tangenciais, onde as partículas do meio são deslocadas obedecendo a um movimento circular (fig.5).

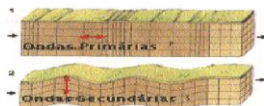


Figura 5- Ondas longitudinais ou primárias onde a vibração se dá paralelamente à direção de propagação; ondas transversais ou secundárias onde a vibração se dá perpendicularmente à direção de propagação;

A velocidade das ondas P são maiores que das ondas S e se propagam somente em meios líquidos e gasosos, ao passo que as ondas S se propagam somente em meios sólidos. A velocidade de propagação destas ondas depende do meio em que se propagam, sendo que quase sempre a velocidade de propagação da onda aumenta com o aumento de pressão. Além de vibrações das ondas P e S ocorrem ondas superficiais que mesclam os movimentos das ondas P e S, as mais conhecidas são as ondas Love e Rayleigh. Rayleigh. A primeira é resultado da superposição de ondas S com vibrações horizontais concentradas nas camadas mais externas da Terra. Já a segunda é uma combinação de vibrações P e S contidas no plano vertical. Geralmente as ondas Love possuem velocidades de propagação superiores às ondas Rayleigh.

## **2.8 TEORIA DA ELASTICIDADE**

A propagação de ondas através de um meio depende das propriedades elásticas das rochas. Assim quando uma força é aplicada a um corpo sólido, seu tamanho e forma podem sofrer alterações. As forças externas que agem no corpo se opõem às forças internas do corpo que resistem às mudanças de tamanho e forma e, como resultado, o corpo tende a retornar ao seu estado original assim que as forças externas cessam. Da mesma forma os fluidos também resistem às mudanças em seu volume, no entanto sua forma permanece inalterada. Esta propriedade de resistir às forças retornando em seguida ao seu estado original corresponde à propriedade de elasticidade.

A relação existente entre as forças aplicadas é expressa em termos de *tensão e deformação*, ou seja, a força por unidade de área e as alterações de volume por unidade de volume respectivamente, denominada dilatação. Uma quantidade grande de tensão em um corpo produz individualmente uma série

de deformações no interior do corpo sendo que, a deformação total é a soma individual das tensões produzidas obedecendo a uma relação linear que é regida pela lei de Hooke.

Uma das características mais importantes das ondas sísmicas é a liberação de energia associada ao seu movimento através do meio em que se propagam. O conceito de *densidade de energia* ilustra nitidamente o comportamento de liberação de energia decorrente da passagem de ondas, ou seja, a energia por unidade de volume adjacente a um determinado ponto. Ao se propagar, as ondas provocam um deslocamento de partículas paralela ou perpendicularmente a sua propagação, variando ao longo do tempo; logo, as partículas do corpo assumirão uma velocidade, associada à energia cinética. Quando a onda passa pelo elemento ou partícula do corpo, estes se deslocam para frente ou para trás, para cima ou para baixo, devido aos *strains* elásticos que agem nesse corpo. Essa movimentação da partícula produz uma conversão de energia potencial para energia cinética, promovendo assim conservação de energia. A densidade de energia envolvida é proporcional primeiramente à densidade do meio, e também pela frequência e amplitude da onda. A quantidade de energia que perpassa uma determinada área, normal à direção de propagação, é chamada de fluxo de energia. As ondas sísmicas possuem uma geometria esférica chamada de *frente de onda* que, ao se propagar através de um meio a partir do seu hipocentro, aumenta seu raio de influência, perpendicularmente ao meio, sustentando assim a divergência esférica, cuja intensidade ou densidade de energia elástica diminui com o aumento do raio da frente de onda. Essa diminuição de densidade de energia se deve a dois mecanismos principais: absorção e partição entre as interfaces. A absorção é o processo pelo qual, após a propagação de uma onda, a energia elástica associada ao seu movimento é gradualmente absorvida pelo meio se convertendo logo em seguida em calor. O desaparecimento do movimento da onda esta diretamente associada às características elásticas do meio propagado e de como tais características influem no processo de absorção que para efeitos de medida segue a equação abaixo:

$$I = I_o \exp(-nx) \quad (5)$$

onde  $I$  e  $I_o$  são as intensidades medidas em posições separadas por uma distância  $x$  e  $n$  é o coeficiente de absorção. TELFORD et al (1990) demonstra outra forma de medir o grau de movimentação de fluidos e fricção entre os grãos de uma bacia sedimentar é feita através do fator  $Q$  de absorção que segue a equação 6:

$$Q = \frac{\pi}{\mu\lambda} \quad (6)$$

onde  $\lambda$  é o comprimento de onda e  $\mu$  e  $Q$  são constantes particulares da rocha. Evidências teóricas e experimentais mostram que as ondas de alta frequência são atenuadas mais rapidamente do que as ondas de baixa frequência.

## 2.9 REFLEXÃO E REFRAÇÃO DAS ONDAS SÍSMICAS

Quando uma onda sísmica atinge a interface entre dois meios que possuem propriedades elásticas distintas a energia é parcialmente refletida e transmitida (refratada). Se a onda incidente é a P ou a SV (onda S com polarização vertical), então ela é particionada em quatro novas ondas, sendo duas refletidas (P e SV) e duas refratadas (P e SV). Se a onda incidente é a SH (S com polarização horizontal), então não há particionamento e somente a SH é refletida e refratada. A Figura 5 ilustra a reflexão e refração de uma onda sísmica. Para simplificação, não são apresentadas as ondas particionadas.

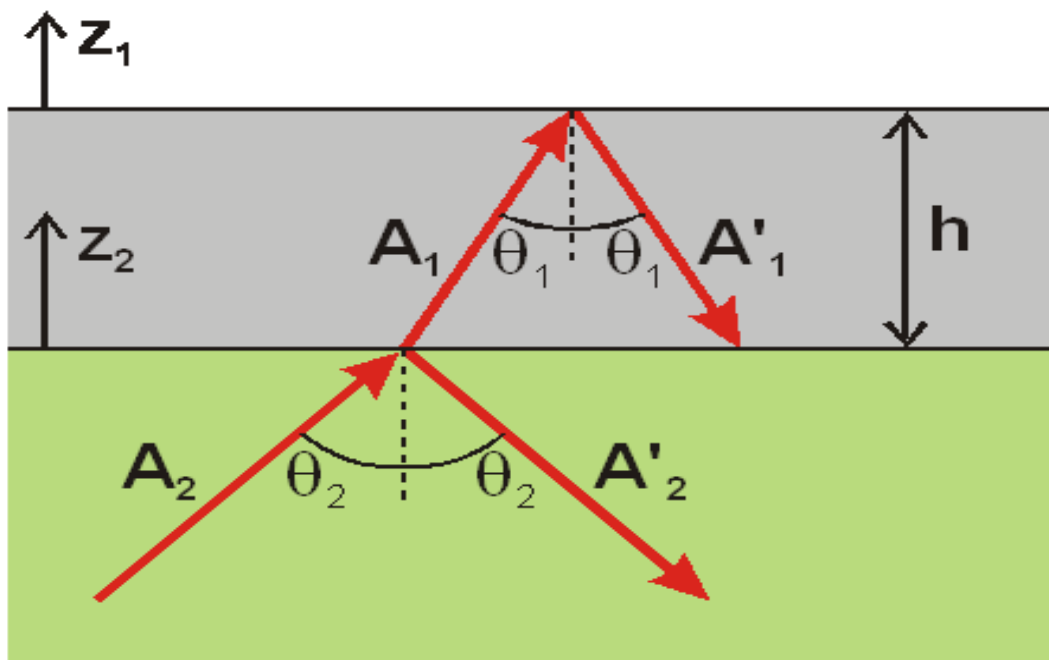


Figura 6- Refração e reflexão em meios com propriedades elásticas distintas. As setas vermelhas representam as trajetórias perpendiculares às frentes de onda. Fonte: [https://en.wikipedia.org/wiki/Seismic\\_site\\_effects](https://en.wikipedia.org/wiki/Seismic_site_effects). Acessado em 8/05/2015.

Considerando um cenário na qual a **camada 2** composta por material homogêneo e consolidado está posicionada abaixo da **camada 1** de espessura fixa  $h$ , cujo material possui homogeneidade e consolidação inferior ao da **camada 2**. Após o tremor, uma onda sísmica cisalhante de **amplitude  $A_2$**  propaga-se pela **camada 2** e atinge a interface entre esta camada e a **camada 1**. Ao atingir a interface a onda sísmica cisalhante de **amplitude  $A_2$**  gera uma onda refletida de **amplitude  $A_2'$**  em meio a **camada 2** e uma onda refratada se propaga em meio a **camada 1** com **amplitude  $A_1$** . A onda **refratada  $A_1$** , ao atingir a superfície livre, gera uma nova onda **refletida de amplitude  $A_1'$**  que se propaga em meio a **camada 1**; esse processo se repete diversas vezes entre o topo e a base da **camada 1** (reflexões múltiplas). Segundo Ferreira, Patrícia Perez (2009) quando certos eventos possuem repetições com intervalos regulares e possuem amplitudes que aumentem ou diminuam de maneira regular, há uma grande chance que esses eventos sejam reflexões múltiplas. Essa sucessão de processos explicados acima corrobora com o

chamado efeito sísmico local nome dado às alterações ocorridas no movimento da onda devido às condições geológicas locais.

Semblat et al (2005) pontuam que a amplificação das ondas é devido ao efeito combinado da razão entre as impedâncias das camadas de solo atravessadas e da superfície de propagação devido a extensão de uma bacia sedimentar. Quando há uma diferença de impedância significativa entre as interfaces, a amplificação do solo tende a aumentar. No estudo foi investigado a influência das propriedades elásticas complexas do solo e os efeitos locais tanto no domínio do tempo quanto da frequência. Os resultados mostraram que a geometria da bacia e os contrastes de impedância entre as camadas de solo são fatores extremamente relevantes no âmbito da amplificação das ondas sísmicas. Na medida em que as ondas passam de rochas mais profundas e densas para rochas mais rasas e menos densas e que ainda possuam impedâncias características discrepantes, processos de absorção, refração e reflexão podem se intensificar causando um incremento de energia sísmica e conseqüentemente um incremento na frequência e amplitude da onda incidente, o que pode gerar uma vibração do solo mais intensa. Portanto quanto maior a razão entre as impedâncias das interfaces atravessadas pela onda incidente, especialmente em bacias sedimentares, maior será a possibilidade de haver movimentações significativas na superfície livre.

O tremor que ocorreu em 1985 no México exemplifica pragmaticamente os efeitos sísmicos locais; o hipocentro deste evento estava localizado a milhares de quilômetros de distância do epicentro. A figura 8 mostra que inicialmente as ondas sísmicas geradas apresentaram, conforme registrado em sismógrafos próximos ao epicentro na estação de Campos, uma aceleração do solo de cerca de  $150 \text{ cm/s}^2$ . Logo em seguida a velocidade das ondas é fortemente atenuada e decai para cerca de  $20 \text{ cm/s}^2$ , próximo à estação de Teacalco. Posteriormente, quando as ondas atingem a estação da UNAM próxima a Cidade do México, se registra um aumento na aceleração do solo de cerca de  $35 \text{ cm/s}^2$  e ao chegar a capital mexicana, localizada sobre uma bacia

sedimentar, a aceleração do solo atinge cerca de  $170 \text{ cm/s}^2$ . Nota-se logo após o tremor que as ondas sísmicas manifestam um decréscimo de amplitude; inversamente, ao chegar em locais de baixa consolidação do material, como bacias sedimentares, ocorre aumento da amplitude.

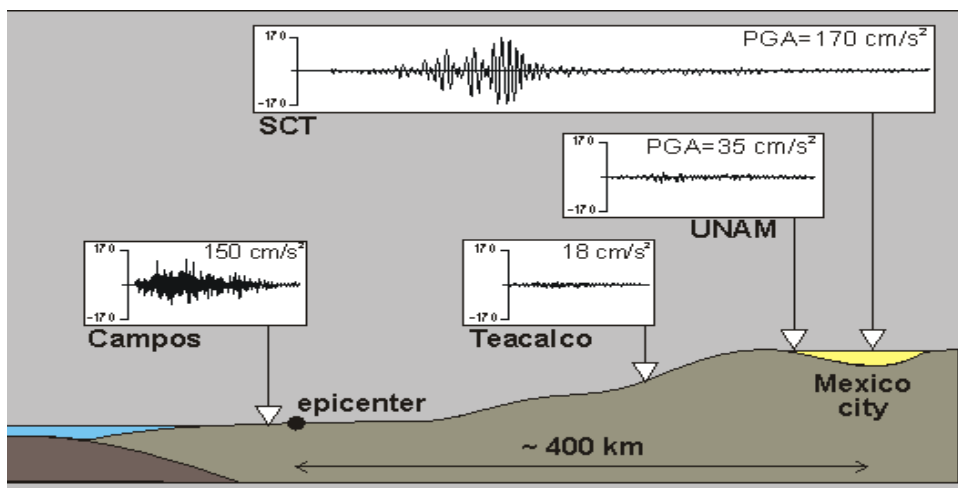


Figura 7- Variações de aceleração do solo registradas por sismógrafos em diferentes locais antes do tremor na Cidade do México em 1985. Essas oscilações nos valores refletem a heterogeneidade do arcabouço geológico por onde a onda passou. Fonte: [https://en.wikipedia.org/wiki/Seismic\\_site\\_effects](https://en.wikipedia.org/wiki/Seismic_site_effects). Acessado em 8/05/2015.

A ocorrência de amplificação de ondas adjacente à superfície livre depende do material pelo qual elas se propagam e é capaz de gerar danos vultosos a construções localizadas próximas ao epicentro. Os sismógrafos auxiliam a comparar amplitudes de ondas quando são registradas em estações localizadas sobre diferentes litologias. A figura 9 mostra 5 sismógrafos que registraram aumento das amplitudes de ondas quando se propagaram em bacias sedimentares: dentro das bacias sedimentares ocorre processos de absorção de ondas intensos que geram amplitudes maiores que as ondas registradas em um sismógrafo localizado sobre uma rocha mais densa e maciça, onde a frequência de ondas se torna mais intensa, porém com amplitudes quase imperceptíveis.



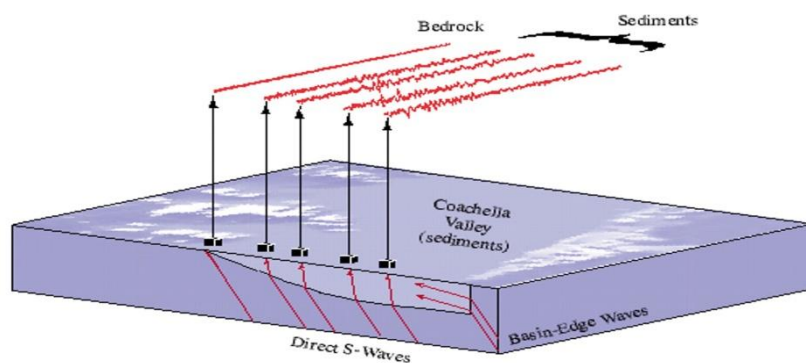


Figura 8- Sismógrafo localizado sobre o embasamento cristalino, mais denso, registra amplitudes quase imperceptíveis. Em sismógrafos localizados sobre uma bacia sedimentar as frequências de onda são maiores bem como suas amplitudes. Fonte [https://en.wikipedia.org/wiki/Seismic\\_site\\_effects](https://en.wikipedia.org/wiki/Seismic_site_effects). Acessado em 8/05/2015.

A figura acima também ilustra a ideia fator Q de atenuação elástica ser diretamente proporcional à frequência das ondas.

Abaixo uma tabela com valores típicos de velocidades sísmicas:

Tabela 1- Valores típicos de velocidades de propagação das ondas P e S em diferentes tipos de rochas. Fonte: <https://pangea.stanford.edu/courses/gp262/Notes/8.SeismicVelocity.pdf>. Acessado em 8/05/2015:

Type of formation	P wave velocity (m/s)	S wave velocity (m/s)	Density (g/cm <sup>3</sup> )	Density of constituent crystal (g/cm <sup>3</sup> )
Scree, vegetal soil	300-700	100-300	1.7-2.4	-
Dry sands	400-1200	100-500	1.5-1.7	2.65 quartz
Wet sands	1500-2000	400-600	1.9-2.1	2.65 quartz
Saturated shales and clays	1100-2500	200-800	2.0-2.4	-
Marls	2000-3000	750-1500	2.1-2.6	-
Saturated shale and sand sections	1500-2200	500-750	2.1-2.4	-
Porous and saturated sandstones	2000-3500	800-1800	2.1-2.4	2.65 quartz
Limestones	3500-6000	2000-3300	2.4-2.7	2.71 calcite
Chalk	2300-2600	1100-1300	1.8-3.1	2.71 calcite
Salt	4500-5500	2500-3100	2.1-2.3	2.1 halite
Anhydrite	4000-5500	2200-3100	2.9-3.0	-
Dolomite	3500-6500	1900-3600	2.5-2.9	(Ca, Mg) CO <sub>3</sub> 2.8-2.9
Granite	4500-6000	2500-3300	2.5-2.7	-
Basalt	5000-6000	2800-3400	2.7-3.1	-
Gneiss	4400-5200	2700-3200	2.5-2.7	-
Coal	2200-2700	1000-1400	1.3-1.8	-
Water	1450-1500	-	1.0	-
Ice	3400-3800	1700-1900	0.9	-
Oil	1200-1250	-	0.6-0.9	-

### 3 ÁREA DE ESTUDO

O estudo se limita à região central do município de Campinas incluindo os bairros Cambuí, Bonfim e Jardim Proença. A cidade de Campinas está localizada entre os meridianos 47°15'W / 46°45'W e entre as latitudes 22°43'S e 23°05'S. YOSHINAGA et al (1993) utiliza o conceito de tipos de terreno para caracterizar as formas e distribuição dos solos na cidade de Campinas. Assim, o local se encontra na região de transição de dois

grandes e importantes compartimentos geomorfológicos, a Depressão Periférica Paulista e o Planalto Atlântico Paulista. Nessa região encontram-se relevos acidentados na porção leste do município relacionados ao Planalto Atlântico e formas mais suaves relacionadas a Depressão Periférica Paulista. Estes relevos são sustentados por coberturas fanerozóicas constituídas por arenitos e lamitos do Subgrupo Itararé e diabásios da Formação Serra Geral. Sob estas formações afloram gnaisses do Complexo Itapira, granitos gnáissicos da Suíte Granítica de Jaguariúna e rochas miloníticas da Zona de Cisalhamento Valinhos-Campinas. No Mapa Geológico de Campinas, observa-se que os bairros citados acima estão sobre rochas do embasamento cristalino, representado pelo Complexo Itapira (Proterozóico Médio) e coberturas sedimentares representadas pelo Subgrupo Itararé (Carbonífero-Permiano). O Complexo Itapira é constituído por gnaisses bandados, gnaisses xistosos e granada-biotita-gnaisses cinza médios com intercalação de biotita-gnaisse além de gnaisses indiferenciados representados pela sigla PMiGb no mapa geológico de Campinas. O subgrupo Itararé representa uma grande extensão aflorante de sedimentos glaciais e pós-glaciais do Carbonífero Superior e Permiano Médio, apresentando uma variação faciológica significativa tanto lateralmente quanto verticalmente. Devido à quantidade numerosa de trabalhos regionais e locais dessa formação, a denominação é dificultada, não havendo unanimidade entre os estudos a respeito das subdivisões e termos estratigráficos. Devido a isso não há atualmente uma definição fixa de termo estratigráfico para o Itararé sendo ele denominado ora por Grupo, Subgrupo ou mesmo Formação, dependendo do autor e da área de estudo. Dentro da área de estudo o Itararé aparece como arenitos médios a grossos, arenitos médios a grossos arcossianos e conglomerados que no mapa é representado pela sigla CpiA.

## 4 MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho utilizou os seguintes materiais e softwares para análise dos dados:

-Mapa Geológico de Campinas extraído do banco de dados do site da prefeitura municipal de Campinas, Secretaria do Meio Ambiente. Carta geológica executada pelo Instituto Geológico (2009) para subsidiar a ocupação e uso do meio físico na região entre Sorocaba e Campinas (Fernandes et al., 1993), escala 1:50.000.

-Sismogramas das figs. 13 e 14, referente ao evento sísmico de magnitude 6,6 na escala de momento sísmico ocorrido em 2011 na região central da Bolívia. Os sismogramas foram registrados pela estação sismográfica de Rio Claro/SP monitorada pelo IAG-USP.

-Softwares:

**SeisGram2K Seismogram Viewer versão 7.0:** desenvolvido por Anthony Lomax & Alomax Scientific, é uma plataforma livre e independente para a visualização e análise de sismogramas de terremotos. O download deste software pode ser feito através do endereço: <http://alomax.free.fr/seisgram/SeisGram2K.html>.

**ArcGis versão 10.2:** desenvolvido por ESRI (Environmental Systems Research Institute) útil para o processamento de informações geoespaciais que nesse estudo foi utilizado para o georreferenciamento do Mapa Geológico de Campinas e posterior inserção de coordenadas.

**Google Earth:** desenvolvido por Google, o software cuja função é a de apresentação de um modelo tridimensional do globo terrestre, elaborado a partir de imagens de satélite de fontes diversas, imagens aéreas e GIS 3D (Serviço de Informação Geográfica) Através dele foi possível localizar os pontos de interesse de estudo registrando assim suas coordenadas que posteriormente foram inseridas no Mapa Geológico de Campinas através de operações no ArcGis.

**Google Compass:** desenvolvido pelo Centro de Estudos de Campo de Barcelona é uma ferramenta on line que funciona de forma interativa com o Google Maps, disponível em <http://googlecompass.com/>, cuja função é o calculo de distâncias, azimutes, correção de declinação magnética em relação ao norte geográfico e registro de latitudes e longitudes exatas dos pontos. O software foi utilizado para calcularmos os azimutes das direções das faces dos edifícios estudados.

#### 4.1 SISMOGRAMAS

A Rede Sismográfica Brasileira é um projeto coordenado pela Universidade de São Paulo (USP), Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) e pela Universidade de Brasília (UnB), e tem como objetivo monitorar a sismicidade no território brasileiro através da implantação e manutenção de estações sismográficas permanentes. Os sismogramas com os registros sísmicos do terremoto de magnitude 6,6 ocorrido na região central da Bolívia em 2011 foram extraídos do site [www.iag.usp.moho.br](http://www.iag.usp.moho.br) administrado pelo Centro de Sismologia da Universidade de São Paulo (USP) que em parceria com o Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) e o Instituto de Energia e Ambiente (IEE), mantém a porção sul e sudeste da Rede Sismográfica Brasileira. Nesta interface é possível fazer a requisição de sismogramas online bastando apenas a inserção dos dados referentes ao evento de interesse.



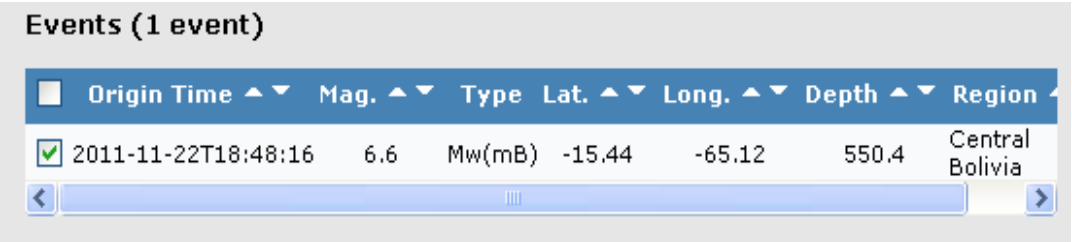
Figura 9- Interface para requisição de sismogramas em [www.iag.usp.br/portal/waveform](http://www.iag.usp.br/portal/waveform). Acessado em 10/06/2015.

Para adquirirmos o sismograma os dados de entrada devem ser inseridos nos campos existentes após clicar em “Sismogramas” e logo em seguida na barra “Explore Events” onde inicialmente o sistema filtrará os eventos sísmicos de interesse do usuário. Primeiramente seleciona-se qual o banco de dados fonte dos registros (USP/IEE, GFZ e USGS); em seguida realiza-se o preenchimento do intervalo de datas em que o evento ocorreu, sua magnitude mínima, profundidade dos hipocentros e a inserção das coordenadas geográficas de onde ocorreu o evento sísmico. Para este trabalho a tabela sumariza os dados inseridos:

Tabela 2: Dados inseridos no site [www.moho.iag.usp.br](http://www.moho.iag.usp.br) para aquisição do sismograma:

Catálogo de Serviços	USP / IEE
Intervalo de Registros	20 / 11 / 2011 a 22 / 11 / 2011
Magnitude Mínima	6,0
Profundidade	0 a 999 km

Após a inserção basta realizar a busca em “Search” e logo em seguida o evento de interesse é mostrado na barra ao lado com a magnitude, latitude e longitude, profundidade e região:



<input type="checkbox"/>	Origin Time ▲▼	Mag. ▲▼	Type	Lat. ▲▼	Long. ▲▼	Depth ▲▼	Region ▲▼
<input checked="" type="checkbox"/>	2011-11-22T18:48:16	6.6	Mw(mB)	-15.44	-65.12	550.4	Central Bolivia

Figura 10- Interface do site [www.moho.iag.usp.br](http://www.moho.iag.usp.br) para seleção do evento sísmico estudado.

Seleciona-se então este evento e segue-se para a janela “Explore Stations” onde as possíveis estações sismográficas que registraram esse evento em território brasileiro são carregadas. Este controle permite realizar

uma busca por canais considerando três possibilidades de busca: rede (network level), estação (station level) e canais (stream level) e para todas as possibilidades de busca foi selecionada as opções “all nets”, “all networks” e “all stations”; ao clicar em “Search” uma lista extensa de estações é exibida na tela ao lado para que o usuário possa selecionar as estações de interesse, e nesse caso as estações selecionadas foram: RCLB (Rio Claro-SP) e VALL (Valinhos-SP). A estação de Rio Claro foi a única que disponibilizou dados para download que se torna disponível em “Download Data”.

## 4.2 SOFTWARE SEISGRAM

SeisGram2K é uma plataforma independente desenvolvida por Alomax Scientific e disponível para download no endereço: [alomax.free.fr/seisgram/SeisGram2K.html](http://alomax.free.fr/seisgram/SeisGram2K.html). Neste software é possível visualizar e processar os registros das ondas P, S e de superfície (Rayleigh) em três níveis de orientação: vertical (eixo z), horizontal (eixo E-W) e vertical (eixo N-S). As siglas que aparecem (BL/RCLB/HHN) referem-se respectivamente a rede considerada (BL-Brasil), a estação selecionada (RCLB-Rio Claro) e a informações de canal, ganho e orientação, HHN (High, Orientacao Norte). É possível aplicar filtros, remover tendências e converter unidades de velocidade para deslocamento (movimento do solo). A conversão das unidades depende de uma função de transferência que envolve parâmetros específicos de cada sismômetro (Kulhánek, 2012). A remoção da tendência foi feita através da aplicação de um filtro passa baixa, com frequência de corte de 5 Hz. Esta remoção é necessária para isolar o movimento do solo devido ao terremoto, em relação ao movimento natural do solo. A leitura dos sismogramas permite encontrar os azimutes estimados da onda S do terremoto boliviano que causou sensações de tremor na cidade de Campinas. Para calcularmos o azimute preferencial de vibração da onda, anotamos o pico de amplitude alcançada da onda S em relação ao zero, diretamente no eixo N-S e alinhando o valor encontrado com eixo E-W exatamente no mesmo instante, faz-se a leitura do



valor da amplitude registrada na componente horizontal. Logo após com os valores registrados através de uma relação trigonométrica básica encontramos o valor do arco cuja tangente é a relação entre as componentes horizontal N-S e horizontal E-W. O valor do arco tangente se refere à direção alinhada com as portarias dos prédios (ver Fotos 1 até 5), no entanto estamos interessados no valor do arco cuja tangente seja perpendicular as portarias. Assim, somamos 90 graus ao valor encontrado para obtermos o valor de interesse.

### 4.3 GEOPROCESSAMENTO

O Google Earth foi utilizado concomitantemente com o aplicativo Googlecompass disponível em googlecompass.com para a plotagem dos pontos (edifícios) selecionados através de dados fornecidos pela Defesa Civil. Assim, foram selecionados através do Google Earth, cinco edifícios para o andamento da pesquisa. A tabela abaixo sumariza os respectivos endereços, bairros e coordenadas em graus dos edifícios fornecidos pela Defesa Civil de Campinas:

Tabela 3- Endereços e coordenadas dos locais que sentiram sensações de tremor em campinas. FONTE: Defesa Civil de Campinas

ORDEM	Endereço	Bairro	Latitude	Longitude
1	R. Espanha,108	Bonfim	22°53'42,1" S	47°4'40,8" W
2	R. Emílio Ribas, 188	Cambuí	22°54'8,3" S	47°2'55,2" W
3	R. Padre Almeida, 565	Cambuí	22°53'46,7" S	47°3'1,9" W

4	R. Antonio Andrade	Jd. Proença	22°55'1,2" S	47°2'40,1" W
5	R. Antonio Andrade	Jd. Proença	22°54'56,6" S	47°2'38,4" W

Com os edifícios devidamente selecionados foi possível calcular os azimutes de suas direções através do aplicativo Google Compass. A interface desse programa funciona sobre o Google Earth, onde foram inseridos os endereços da tabela 1. Através da ferramenta de bússola disponível no aplicativo calcula-se de forma precisa as direções/azimutes das faces dos prédios em relação ao norte geográfico e que está em coerência com a observação visual feita somente no Google Earth sem a utilização do aplicativo:



FOTO 1- Rua Espanha, 108 - Bonfim. Campinas/SP: 26°. FONTE: Google Earth. Acessado em 10/06/2015.



FOTO 2- Rua Emílio Ribas, 188 - Cambuí. Campinas/SP: 6°. FONTE: Google Earth. Acessado em 10/06/2015.



FOTO 3- Rua Padre Almeida, 565- Cambuí. Campinas/SP: 344°. FONTE: Google Earth. Acessado em



FOTO 4- Rua Antonio F Andrade, 651- Jd. Proença. Campinas/SP: 18°. Google Earth.

10/06/2015.

Acessado em 10/06/2015.



FOTO 5- Rua Antonio F Andrade, 513-  
Jd. Proença. Campinas/SP: 5°. °.  
FONTE: Google Earth. Acessado em  
10/06/2015.

O software ArcGis 10 foi utilizado na inserção das coordenadas das coordenadas dos pontos (edifícios) sobrepostas ao Mapa Geológico de Campinas para possibilitar a associação direta com os litotipos existentes sob as estruturas e predição do comportamento das ondas sísmicas diante do arcabouço geológico encontrado com os edifícios inseridos. O mapa foi georreferenciado utilizando o modelo elipsoidal WGS 84. Os pontos extraídos do Google Earth, foram convertidos para formato kml através da ferramenta de *Zoom to Layer em Arctoolbox*. O resultado é apresentado na figura 12:

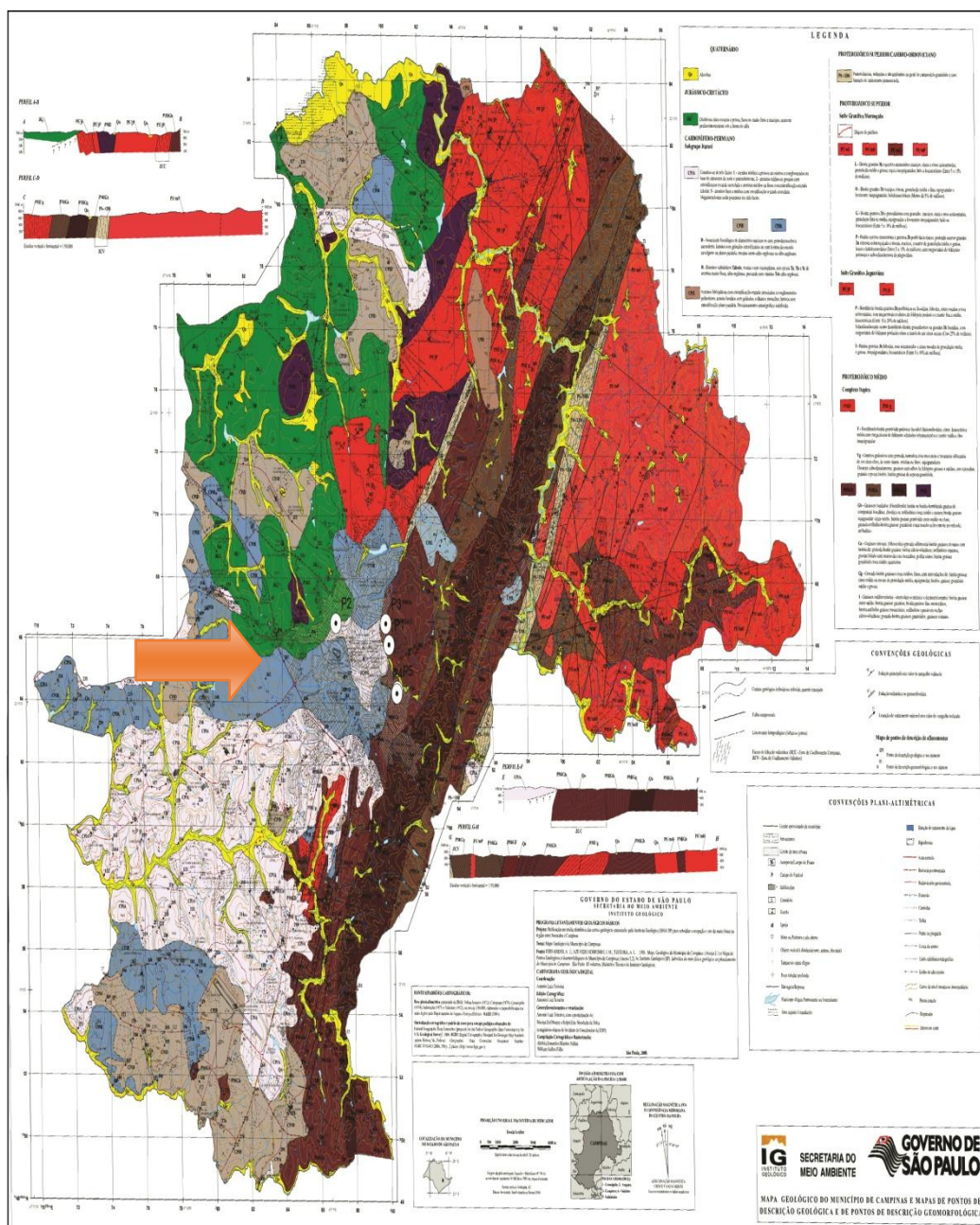


Figura 11- Mapa Geológico de Campinas com os pontos de estudo inseridos. O prédio 2 encontra-se sobre a litologia CpiA e os demais encontram-se sobre a litologia PMIGb. Fonte: <http://campinas.sp.gov.br/arquivos/meio-ambiente/plano-saneamento/mapa-02-geologia.pdf>.

## **5 RESULTADOS**

### **5.1 AZIMUTE DA ONDA S**

A Figura 11 apresenta os sismogramas das três componentes (Z, NS e EW) que registraram o terremoto. O eixo x é o horário dos registros das ondas sísmicas e o eixo y é a amplitude de movimento do solo em nanômetros. As ondas P foram detectadas aproximadamente às 18h52m, horário de Brasília; cerca de dois minutos e meio após o registro das ondas P, começaram a ser registradas as ondas S, alvo deste estudo.

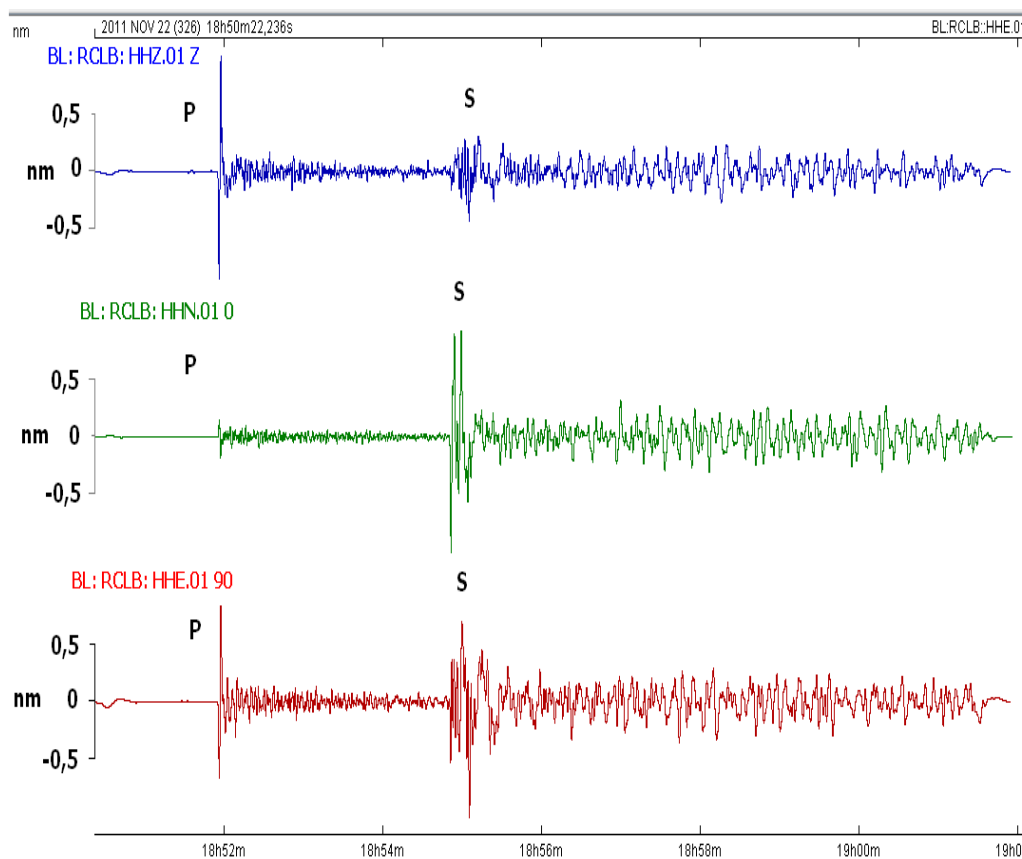


Figura 12- Sismogramas convertidos para unidade de deslocamento e com tendência removida. A escala do eixo y está em nanômetros  $\times 10^{-5}$  (nm) e o eixo x em minutos.

Os valores encontrados para as componentes N-S e E-W foram de  $8,30 \times 10^{-5} \text{ nm}$  e  $3,16 \times 10^{-5} \text{ nm}$ , respectivamente, tendo sido registrados às 18h54m42,569s (Figura 12).



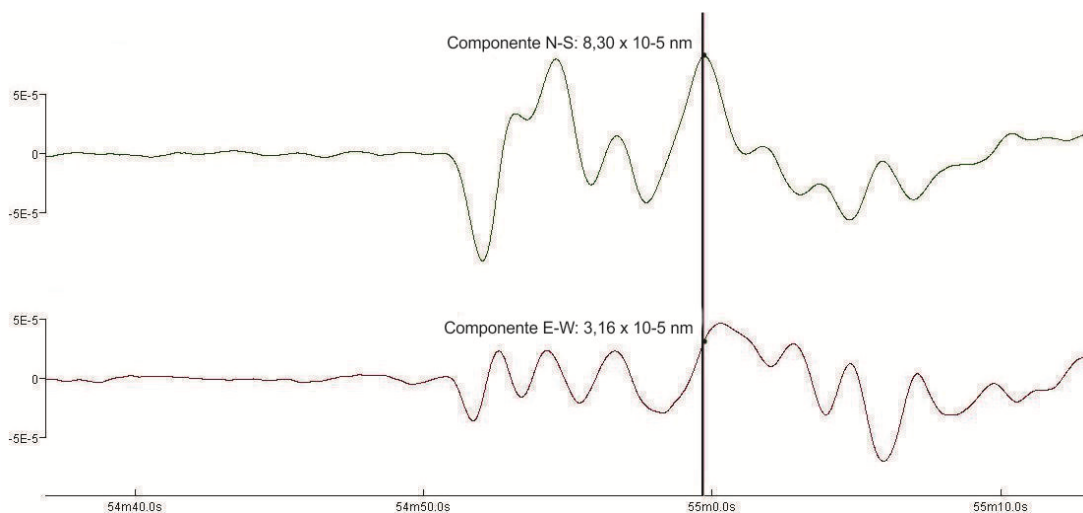


Figura 13- Ampliação dos sismogramas das componentes horizontais HHN e HHE, apresentadas na Figura 11, na porção de tempo onde se encontram as amplitudes associadas à onda S. A reta vertical marca o tempo no qual foi registrada a máxima amplitude de movimento do solo.

O valor da direção de propagação e vibração da onda S ao atingir o solo logo abaixo do sismógrafo localizado em Rio Claro, pôde ser calculada considerando as componentes verticais e horizontais do sismograma e aplicando uma relação trigonométrica básica onde se calcula o arco tangente do ângulo que represente tais valores em seus respectivos eixos cartesianos:

$$\tan \theta = \frac{3,16}{8,30} = 20,84^\circ \text{ (propagação)} + 90^\circ = 110,84^\circ \text{ (vibração)}$$

Portanto o valor do azimute de vibração da onda S calculado foi de  $110,84^\circ$ .

## 5.2 AZIMUTE MÉDIO DOS EDIFÍCIOS

A Tabela 4 mostra os azimutes calculados para a direção ao longo do maior comprimento de cada edifício. Foi acrescentado  $90^\circ$  a esses valores para obtenção do azimute a ser comparado com a direção de maior vibração do solo

com a passagem da onda S. O valor médio desse ângulo é  $101^{\circ} \pm 10^{\circ}$ . A Tabela 5 sumariza os resultados.

Tabela 4: Azimutes de vibração da onda S:

EDIFICIO	AZIMUTE + 90°
1	116°
2	96°
3	90°
4	108°
5	95°
MÉDIA	$101^{\circ} \pm 10^{\circ}$

Tabela 5: Orientações finais dos edifícios e da onda S:

Azimute Edifícios	Médio	Componente N-S do Sismograma	Componente E-W do Sismograma	Azimute Médio da onda S
101°±10°		8,30	3,16	110,84°

### 5.3 GEOLOGIA

O Mapa 4 nos mostra que os edifícios 1, 3, 4 e 5 encontram-se sobre o embasamento cristalino do Complexo Itapira representados pela sigla PMIGb e constituído por: gnaisses bandados, biotita gnaisses de composição tonalítica, diorítica ou anfibolítica cinza médio a escuro, biotita gnaisse equigranular cinza-médio, biotita gnaisse granitoide cinza médio ou claro, granada-anfibólio-biotita gnaisse granitoide cinza rosado ou levemente esverdeado, anfibolitos. Já o edifício 2 encontra-se sobre as coberturas do subgrupo Itararé representado pela sigla CPiA e constituído por três fácies: arenitos médios a grossos arcossianos e conglomerados na base de estruturas de corte e preenchimento; arenitos médios ou grossos com estratificação cruzada acanalada e arenitos médios ou finos com estratificação cruzada tabular; arenitos finos a médios com estratificação cruzada acanalada; megaintraclastos presentes nas três fácies.

## 6 DISCUSSÃO

O fenômeno de ressonância é mais preponderante quando o meio pelo qual ocorre facilita a refração das ondas. Sabemos que a frente de onda funciona como uma nova fonte de ondas e que sua energia cresce proporcionalmente ao raio e a distância percorrida pela onda. A alta porosidade existente em arenitos, por exemplo, contribui para que a onda incidente seja intensamente refratada. Essa refração gera novas frentes de onda ao se chocar com os grãos. Esse choque gera um fluxo de energia que se transfere e aumenta com a distância e a área percorrida pela onda sísmica dentro da formação. As propriedades elásticas típicas de rochas porosas ou fraturadas contribuem para que os processos de absorção de energia sísmica e refração sejam intensos no interior das mesmas. Em contrapartida o fenômeno de ressonância é menos sentido em meios que possuem densidades altas. Nestes meios devido à forte coesão dos grãos, as ondas sísmicas tendem a refletir muito mais que refratar, não transmitindo assim uma energia capaz de provocar um deslocamento do solo. Sismógrafos posicionados sobre rochas do embasamento registram baixíssimas frequências e amplitudes. As rochas sob os edifícios estudados nesse trabalho inserem-se no contexto geológico e sísmico que explicitamos acima, logo, a amplificação das ondas motivada pela ressonância e similaridade das orientações calculadas, dependerá também da trama geológica encontrada sob os edifícios. Percebemos que a direção preferencial da onda S e das faces dos edifícios segue uma direção NW-SE, estando praticamente alinhadas podendo causar movimentações no solo para locais que possuem estas características. Se ao invés de termos um foco sísmico localizado na Bolívia e sim no Brasil, com características mais rasas e de magnitudes medianas, de 2 a 4 graus, edifícios com estas características espaciais descritas no trabalho podem vir a sentir com mais intensidade os tremores produzidos.

## 7 CONCLUSÕES

O azimute de vibração da onda S registrada no sismograma revela-se bastante similar ao azimute médio calculado para os edifícios estudados. A diferença entre a orientação de cada edifício em relação à amplitude máxima alcançada pela onda S ficou entre 2° e 20°, ou seja, valores abaixo do estudo realizado em São Paulo por França e Assumpção que encontraram diferenças entre 5° e 37°. Isso mostra uma similaridade significativa entre a orientação média dos edifícios, de 101°, com a orientação calculada para onda S, de 110,84°. Uma vez os prédios comportando-se como um oscilador livre que possui uma frequência angular natural característica e a onda S como promotora de uma oscilação forçada de frequência angular externa característica, a possibilidade das estruturas terem entrado em ressonância é significativa, face os resultados encontrados. As rochas sob os edifícios estudados nesse trabalho inserem-se no contexto geológico e sísmico que explicitamos acima, logo, a amplificação das ondas motivada pela ressonância e similaridade das orientações calculadas, dependerá também da trama geológica encontrada sob os edifícios. Percebemos que a direção preferencial da onda S e das faces dos edifícios segue uma direção NW-SE, estando praticamente alinhadas podendo causar movimentações no solo para locais que possuem estas características. Os edifícios 1, 3, 4 e 5, localizados sobre o embasamento cristalino, constituído por gnaisses e variações deste, podem não ter sentido de forma intensa os efeitos de uma possível amplificação das ondas. Considerando somente os azimutes assumidos por estes edifícios e pela onda S, o fenômeno de ressonância encontra uma situação favorável para sua ocorrência. No entanto, devido às propriedades físicas de rochas densas, que tendem a refletir e resistir às energias das ondas incidentes, as chances de ter ocorrido uma movimentação do solo significativa, a ponto de ser sentida pelos moradores destes edifícios de forma intensa é baixa, caso não haja penetrabilidade alta de fraturas no maciço. O edifício 2, que foi espontaneamente evacuado após o tremor da Bolívia no dia 22 de novembro de 2011, localiza-se sobre arenitos e conglomerados do subgrupo Itararé.

Considerando o azimute médio assumido pelo edifício 2, o azimute calculado para onda S e a trama geológica existente sob o mesmo, percebemos que existe uma situação favorável a amplificação da onda e a movimentação do solo, o que aumenta as chances dos moradores deste edifício terem sentido o tremor, como de fato aconteceu. O estudo mostra que edifícios com as características descritas no trabalho, ou seja, localizados sobre rochas sedimentares e porosas, com suas faces alinhadas a direção de vibração da onda S, que no caso seguiu uma direção de NW-SE, estavam mais favoráveis a sentirem os efeitos do evento sísmico estudado. Além disso, conclui-se que, caso haja pequenos sismos intraplacas com focos rasos e de magnitude mediana de 2 a 4 graus, portanto a situação mais comum em nosso país, a amplificação das ondas e a sensação de tremor poderia ser muito maior em edifícios com as mesmas características citadas aqui. Locais com alta instabilidade crustal onde acomodações de grandes blocos são mais intensas, apresentam, portanto uma grande probabilidade destes problemas se agravarem. Portanto é necessário que haja por parte da sociedade civil uma conscientização maior a respeito dos riscos geológicos como um todo e a educação em ciências da terra tem um papel importante nesse aspecto. Sugere-se um mapeamento de risco sísmico local para estruturas com características passíveis a sensação de tremores. Este mapa teria grande importância não somente na questão de segurança, mas também na divulgação científica na área das geociências que ainda é insuficiente para quebrar o paradigma de que nosso país se encontra livre de grandes catástrofes, uma vez que isso é um conceito relativo.

## 8 REFERÊNCIAS:

ASSUMPÇÃO, M. (2011). Terremotos e a convivência com as incertezas da natureza. *Revista USP*, (91), 76-89.

de Toledo, M. C. M., Fairchild, T. R., & F.(Org.) TAIOLI. (2003). *Decifrando a terra*. Oficina de textos.

França, G. S., & Assumpção, M. (2008). Reflexos no Brasil de terremotos distantes. *Ciência Hoje*, vol 242, nº249.

Ferreira, P. P. (2009). CARACTERÍSTICAS DA ATENUAÇÃO DAS REFLEXÕES MÚLTIPLAS DA SUPERFÍCIE LIVRE UTILIZANDO A EXTRAPOLAÇÃO DO CAMPO DE ONDA. (Dissertação de Mestrado, COPPE/UFRJ)

Galvão, P. I. I., Santos, S. H. C., & de Souza Lima, S. (2014). *DEFINIÇÃO DE REQUISITOS MÍNIMOS NECESSÁRIOS PARA O DETALHAMENTO SISMO-RESISTENTE DE EDIFÍCIOS EM CONCRETO ARMADO NO BRASIL* (Doctoral dissertation, Dissertação de Mestrado, PPE/UFRJ).

Kulhánek, O. (2012). *Introduction to digital filtering in geophysics*. Elsevier.

LOPES, A. E. D. V., & NUNES, L. C. (2011). INTENSIDADES SÍSMICAS DE TERREMOTOS: FORMULAÇÃO DE CENÁRIO SÍSMICO NO BRASIL. *Revista USP*, (91), 90-103.

Semblat, J. F., Kham, M., Parara, E., Bard, P. Y., Pitilakis, K., Makra, K., & Raptakis, D. (2005). Seismic wave amplification: basin geometry vs soil layering. *Soil dynamics and earthquake engineering*, 25(7), 529-538.

Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*(Vol. 1). Cambridge university press.

Walker, H. R., Halliday, D., & Resnick, R. (2002). *Fundamentos de Física*. São Paulo–SP, Ed. Atual.

Yoshinaga, S., Fernandes, A. J., Nogueira, S. A. A., Hassuda, S., & Pires Neto, A. G. (1995). Subsídios ao planejamento territorial de Campinas: a aplicação da abordagem de tipos de terreno. *Revista do Instituto Geológico*, 16(ESP), 71-75.

Sites:

<https://pangea.stanford.edu/courses/gp262/Notes/8.SeismicVelocity.pdf>.

[Acessado em 8/05/2015.](#)

[http://en.wikipedia.org/wiki/Seismic\\_site\\_effects](http://en.wikipedia.org/wiki/Seismic_site_effects)

<http://www.bssaonline.org/content/90/6B/S1/F3.large.jpg>

[http://www.geology.smu.edu/~seismic/infrasound/infra\\_petru/ACTA2010\\_seismo-ac.pdf](http://www.geology.smu.edu/~seismic/infrasound/infra_petru/ACTA2010_seismo-ac.pdf)

<https://pangea.stanford.edu/courses/gp262/Notes/8.SeismicVelocity.pdf>

[http://en.wikipedia.org/wiki/Anelastic\\_attenuation\\_factor](http://en.wikipedia.org/wiki/Anelastic_attenuation_factor)



: