



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

TESE DE DOUTORADO Nº 111

# **Estudos sobre a sismicidade de Caraíbas-Itacarambi, Minas Gerais: causas e características**

Área de concentração: Geologia Regional

CRISTIANO NAIBERT CHIMPLIGANOND

Orientador: Prof. Dr. George Sand Leão Araújo de França (Universidade de Brasília)

Co-orientador: PhD Zaher Hossein Shomali (*Uppsala Universitet*)

Brasília DF

2013



Universidade de Brasília  
Instituto de Geociências

# Estudos sobre a sismicidade de Caraíbas- Itacarambi, Minas Gerais: causas e características

Autor\*

**Cristiano Naibert Chimpliganond**

Orientador:

**Prof. Dr. George Sand Leão Araújo de França (Univ. de Brasília – Brasil)**

Co-orientador:

**PhD Zaher Hossein Shomali (*Uppsala Universitet* – Suécia)**

Tese apresentada ao Instituto de Geociências da  
Universidade de Brasília, para a obtenção do título  
de Doutor em Geologia, na área de Geologia  
Regional.

**Brasília DF  
2013**

\* Este trabalho contou com apoio financeiro do CNPq.

**Cristiano Naibert Chimpliganond**

**Estudos sobre a sismicidade de Caraíbas-  
Itacarambi, Minas Gerais: causas e  
características**

Tese apresentada ao Instituto de  
Geociências da Universidade de Brasília,  
para a obtenção do título de Doutor em  
Geologia, na área de Geologia Regional.

Autor: Cristiano Naibert Chimpliganond

Orientador: Prof. Dr. George Sand Leão  
Araújo de França (Univ. de Brasília)

Co-orientador: PhD Zaher Hossein  
Shomali (*Uppsala Universitet*)

Brasília DF  
2013

Chimpliganond, Cristiano Naibert.

Estudos sobre a sismicidade de Caraíbas-Itacarambi, Minas Gerais: causas e características

100 páginas

Tese de Doutorado – Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Observatório Sismológico

1. Sismicidade Intraplaca
2. Inversão de Forma de onda
3. Tensor Momento Sísmico
4. Cráton São Francisco

I. Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. Observatório Sismológico

## **Comissão Julgadora:**

Prof. Dr. George Sand Leão Araújo de França

Prof. Dr. João Willy Corrêa Rosa

Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha

Prof. Dr. Joaquim Mendes Ferreira

PhD Stéphane Drouet

## DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha esposa Mônica, minha filha Taís e meu filho Júlio.

Em memória de **Jeissiane Oliveira da Silva**  
(vítima do terremoto de Carajás-Itacarambi de 9 de dezembro de 2007).

## AGRADECIMENTOS

Gostaria de registrar aqui meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas que contribuíram para a realização desta Tese. Em primeiro lugar à minha família, que sempre esteve ao meu lado me apoiando em todos os momentos, em especial minha esposa Mônica e meus filhos Taís e Júlio. Minha eterna gratidão aos meus pais, que em nenhum momento deixaram de acreditar na Educação.

Ao meu orientador e amigo, Prof. George Sand França pela amizade, orientação e estímulo durante o decorrer do trabalho. Aos Professores Vasile Marza (*in memoriam*), meu primeiro orientador, por sempre acreditar em mim e Marcelo Assumpção pelos valiosos ensinamentos durante a primeira etapa do doutorado e construtivas discussões ao longo da pesquisa. Ao co-orientador Dr. Hossein Shomali pela confiança, amizade, disposição e orientação durante o período em Uppsala (Suécia). Ao Prof. Jiri Zahradnik pela amizade, pelos preciosos ensinamentos e discussões que muito contribuíram para a evolução da pesquisa. Ao Dr. Ronnie Quintero (OVSICORI-UNA, Costa Rica) pelo constante incentivo e por tornar viável meu estágio em Uppsala. Ao Prof. Lucas Vieira Barros pelas discussões e auxílio na elaboração do mapa macrossísmico. Aos Professores João Willy C. Rosa e Marcelo Peres Rocha, pelas discussões e sugestões que enriqueceram o trabalho.

Agradeço ao CNPq pelas bolsas Doutorado GD (142949/2009-4) e Doutorado Sanduíche no Exterior (201813/2011-4). Ao Observatório Sismológico (SIS) por ceder as estações sismográficas para a rede local e pelo apoio financeiro. A Sidinei Sebastião Tomás e Daniel Linhares, eternos companheiros das viagens de campo. Agradeço também ao pessoal do Parque Nacional Cavernas do Peruaçu-PARNA/IBAMA, em especial a Evandro Pereira da Silva e Ivan Borba Lima, pelo essencial suporte logístico na instalação e manutenção da rede local e coleta de dados. A Afonso E. de Vasconcelos Lopes por disponibilizar programas e *scripts* de muita valia para a primeira etapa do doutorado.

Gostaria de agradecer aos meus amigos e colegas de pós-graduação Sidinei Sebastião Tomás Lucas Paes Moreira, Kate T. S. Algarte, Umberto Travaglia Filho e Guilherme Ferreira pelo companheirismo, amizade e discussões ao longo destes anos.

## *Resumo*

A vila de Caraíbas e localidades próximas, no Município de Itacarambi, norte de Minas Gerais, começaram a ser afetadas por tremores de terra em março de 2007. Em 9 de dezembro daquele ano um forte tremor de magnitude 4,6  $m_b$  produziu uma vítima fatal, dezenas de casas foram destruídas e 50 famílias foram removidas definitivamente para a cidade de Itacarambi. A intensidade máxima produzida por este evento principal foi VII MM e seus efeitos foram sentidos a distâncias de até 80 quilômetros. A análise dos dados produzidos por uma rede sismográfica instalada nas proximidades de Caraíbas em outubro de 2007 permitiu detectar a sismicidade e localizar os eventos com boa precisão. O evento principal figura, de forma inédita no Brasil, como evento de referência em estudos mundiais sobre estrutura de velocidades e perigo/risco sísmicos. Foram identificados padrões na distribuição temporal dos eventos da seqüência sísmica, com pré-abalos, quiescência sísmica, pré-abalos iminentes, evento principal e pós-abalos. A distribuição espacial dos eventos sugere alinhamento ao longo da direção NE-SW, com extensão de aproximadamente 3 quilômetros e os focos mostram-se mais profundos (até 2 quilômetros) para SE. O mecanismo focal obtido indica falhamento inverso com direção N30°E, mergulho de 30°, mergulho de 40° e *rake* de 105°. O tensor momento sísmico foi determinado para três eventos utilizando inversão da forma de onda completa. Os resultados indicam fontes sísmicas com porcentagens *double-couple* superiores a 70%. Foram selecionados 17 eventos, dentre os quais o evento principal, subdivididos em 4 grupos com localizações hipocentrais muito próximas entre si, para estudo de inversão relativa do tensor momento sísmico. A grande maioria apresenta fontes com porcentagem *double-couple* superior a 80%. Existe uma grande correlação entre os mecanismos focais determinados, tanto pela polaridade da onda P, quanto pelas inversões, mostrada pelos ângulos Kagan em sua grande maioria inferiores a 30°. Os resultados obtidos indicam claramente uma origem tectônica para a sismicidade de Caraíbas-Itacarambi. No entanto, não foi observada em superfície a expressão da falha ativa que produz os eventos. Interpretações de imagens de satélite e de dados geofísicos aéreos sugerem a presença de feições de amplitudes locais com direções concordantes com as orientações obtidas nas análises sismológicas. A sismicidade em Caraíbas-Itacarambi provavelmente está relacionada a movimentação ao longo de uma fratura/falha pré-existente em resposta a um esforço compressivo com orientação aproximadamente E-W.

## *Abstract*

The Caraíbas village and vicinities at Itacarambi municipality, north of Minas Gerais, started to be affected from earthquakes in March 2007. On December 9, 2007 a moderate earthquake with 4.6 magnitude produced a fatal victim, tens of houses were destructed and 50 families were definitely removed to Itacarambi city. The maximum intensity produced by this event was VII Modified Mercalli and its effects were felt up to 80 kilometers away. The analysis of the data recorded by a seismographic network installed near Caraíbas on October 2007 allows us to detect the seismicity and locate hypocenters with good precision. The Caraíbas-Itacarambi mainshock is the first Brazilian earthquake used as reference event for global velocity structure and seismic hazard/risk studies. We could identify patterns on temporal distribution of the seismic sequence events, such as foreshocks, seismic gap, imminent foreshocks, mainshock and aftershocks. The spatial distribution of events suggests an approximately 3-km long zone roughly aligned in the NE-SW direction, with focus of increasing depth (down to 2 km) to SE. The focal mechanism solution indicates reverse fault striking N30°E and dipping 40° to the Southeast, and rake of 105°. Seismic moment tensor was determined for three events using complete waveform inversion. The result indicates seismic sources with double-couple percentages larger than 70%. Seventeen events were selected, including the mainshock, distributed over 4 groups with collocated hypocenters, to be used in relative moment tensor inversion. Most of them are sources with double-couple percentages greater than 80%. Very high correlation is observed between the focal mechanism obtained here both using P-wave first motion polarities or inversion methods, indicated by the Kagan angles lower than 30°. The obtained results indicate clear tectonic nature for the Caraíbas-Itacarambi seismicity. However, no surface indicators of the active fault can be observed. Processing of satellite images and geophysical data suggest local-scale features (fractures, lineaments) with coincident trending to the seismological data. The Caraíbas-Itacarambi seismicity is probably related to movement along one hidden fracture/fault in response of a roughly E-W compressive stress.



---

## Sumário

<b>Capítulo 1 - Introdução</b> .....	1
<b>1.1 – Introdução à Tese e apresentação do problema</b> .....	1
<b>1.2 – Objetivos da Tese</b> .....	2
<b>1.4 – Localização da área de estudo e dados utilizados</b> .....	4
<b>1.5 – Aspectos Geológicos</b> .....	6
1.4.3 - Grupo Urucua.....	10
<b>1.7 – Resumo dos artigos</b> .....	16
1.7.1 – Artigo 1 - Capítulo 2.....	16
<b>Capítulo 2</b> .....	22
<b><i>The intracratonic Caraíbas-Itacarambi earthquake of December 09, 2007 (4.9 m<sub>b</sub>), Minas Gerais State, Brazil</i></b> .....	22
<b>ABSTRACT</b> .....	23
<b>2.1. Introduction</b> .....	23
2.3.1. The mainshock of December 9, 2007.....	27
2.3.2. Local Seismographic Network.....	29
2.3.4. Hypocentral Determination.....	31
<b>2.4. Discussion</b> .....	39
<b>Acknowledgements</b> .....	41
<b>Capítulo 3</b> .....	45
<b><i>Moment tensor solutions for weak earthquakes at Caraíbas-Itacarambi, São Francisco Craton, Brazil</i></b> .....	45
<b>3.1. Introduction</b> .....	46
<b>3.2. Geological setting and data</b> .....	47
3.3.1 – Time Domain Waveform Inversion.....	50
3.3.2 - Relative Moment Tensor Inversion .....	57
Cluster 1 (foreshocks).....	60
Cluster 2 .....	61
Cluster 3 (aftershocks) .....	63
Cluster 4 .....	64
<b>3.4. Tectonic implications</b> .....	65
<b>Synthetic Tests</b> .....	70
<b>Acknowledgments</b> .....	73
<b>References</b> .....	73
<b>Capítulo 4 - Discussão</b> .....	79
<b>4.1 – Introdução</b> .....	79
<b>4.2 – Dados Geológicos</b> .....	79
<b>4.3 – Dados Geofísicos</b> .....	80
<b>4.4 – Dados Geomorfológicos (Imagens de Satélite e SRTM)</b> .....	83
<b>4.5 – Dados Sismológicos regionais</b> .....	90
<b>4.6 – Considerações Finais</b> .....	91
<b>Capítulo 5 - Conclusões</b> .....	96
<b>Anexo 1</b> .....	99

---

## Lista de Figuras

Figura 1. 1 – Localização da área de estudo no norte do Estado de Minas Gerais .....	5
Figura 1. 2 – Mapa com a rede local composta por 6 estações sismográficas da Rede 1 e da Rede 2 instaladas na área epicentral do evento principal de 9 de dezembro de 2007 (4,9 m <sub>b</sub> ).....	6
Figura 1. 3 – Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco .....	7
Figura 1. 4 – Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco. ....	8
Figura 1. 5 - Mapa geológico da área de estudo (CPRM, 2003)..	11
Figura 1. 6 – Esquema estrutural do horst-anticlinal de Itacarambi, na área de Itacarambi-Mina Grande .....	13
Figura 1. 7 – Mapa com a localização dos epicentros dos eventos com magnitudes iguais ou maiores que 4,0 documentados no período de 1808 a 2012. ....	15
Figure 2. 1 - Geologic map of the Caraíbas-Itacarambi/MG area (CPRM, 2003) .....	25
Figure 2. 2 - Map with the isoseismal curves (dashed lines) for the December 9, 2007 (4.9 mb) earthquake with Modified Mercalli (MM) intensities .....	28
Figure 2. 3 - Epicentral distribution of Caraíbas-Itacarambi seismicity.....	30
Figure 2. 4 - Temporal distribution of the seismicity at Caraíbas-Itacarambi area from October 23, 2007 to August 9, 2008.....	32
Figure 2. 5 - Composite Wadati diagram for Caraíbas-Itacarambi seismicity determined using 75 events and 352 data.....	33
Figure 2. 6 - (a) Map of the Caraíbas-Itacarambi seismicity showing foreshocks, imminent foreshocks, mainshock and aftershocks. (b) Vertical section AB passing through Station 8.....	35
Figure 2. 7 - Waveform correlations at Station 9 for the events located inside the dashed box of Figure 6, using the vertical component for the P-wave (a) and N-S component for the S-waves (b).....	36

---

Figure 2. 8 - (a) Map of the southern cluster (dashed box in Figure 2.6). (b) Vertical projection along line AB. ....	37
Figure 2. 9 - Composite focal mechanism for Caraúbas-Itacarambi seismicity. ....	38
Figure 2. 10 - First order vertical derivatives of the aeromagnetic field in the region of study. ....	40
Figure 3. 1 – Geological map of Caraúbas-Itacarambi region. ....	48
Figure 3. 2 – Epicentral distribution of Caraúbas-Itacarambi seismicity (gray circles).....	51
Figure 3. 3 - Correlation plot for all 25 trial source positions of the spatial grid of 0.2 x 0.2 km increments in the West-East and South-North direction for Event c (Tables 3.1 and 3.2) at depth of 1 km.....	54
Figure 3. 4 – Plot of correlation coefficient as function of temporal source shift for source number 14 of Event c (Tables 3.1 and 3.2).....	55
Figure 3. 5 – Waveform fit between observed and synthetic displacements at stations and the moment tensor inversion result for source position number 14 of Event c (Tables 3.1 and 3.2).....	56
Figure 3. 6 - Correlation coefficient and DC% values for all trial solutions of Event c (Tables 3.1 and 3.2).....	57
Figure 3. 7 – Clusters of events used for RMTI analysis. ....	59
Figure 3. 8 – Waveforms of all events of Cluster 1 in station JAN2 at components vertical (a), radial (b) and tangential (c).....	61
Figure 3. 9 – (a) Deviatoric moment tensor solutions for events of Cluster 1 based on DC at flat part of spectrum for P- and S-waves. (b) Double-couple percentage for deviatoric moment tensor inversion. ....	62
Figure 3. 10 – Deviatoric moment tensor solutions for events of Cluster 3 based on DC at flat part of spectrum for P- and S-waves.....	65
Figure 3. 11 – Double-couple percentage (DC%) for deviatoric (vertical bar) moment tensor inversion for events of Cluster 3.....	66
Figure 3. 12 – Final moment tensor solutions obtained with RMTI. ....	67
Figura 4. 1 – Esquema estrutural do horst-anticlinal de Itacarambi, na área de Itacarambi-Mina Grande. ....	80

---

---

Figura 4. 2 – Imagem da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) do campo magnético para a região de Caraíbas-Itacarambi. ....	81
Figura 4. 3 – Imagem da Inclinação do Vetor Sinal Analítico (ISA) do campo magnético para a região de Caraíbas-Itacarambi.....	82
Figura 4. 4 – Imagem da Deconvolução de Euler do campo magnético para a região de Caraíbas-Itacarambi.....	83
Figura 4. 5 – Mapa hipsométrico SRTM da região de Caraíbas-Itacarambi.....	84
Figura 4. 6 – Imagem de satélite Landsat 7+ETM (bandas 3,4,5) da região de Caraíbas-Itacarambi.....	86
Figura 4. 7 – Imagem SRTM – TOPODATA (resolução espacial: 30 metros) da região de Caraíbas-Itacarambi.....	87
Figura 4. 8 – Lineamentos e foliações obtidos de imagem de satélite para região de Caraíbas-Itacarambi.....	88
Figura 4. 9 – Lineamentos e foliações obtidos de imagem SRTM para região de Caraíbas-Itacarambi.....	89
Figura 4. 10 – Mapa apresentando os mecanismos focais obtidos para as seqüências sísmicas: Correntina/BA, Manga/MG, Caraíbas/MG, Brasília/DF e Encruzilhada/BA. ....	91

---

## Lista de Tabelas

Table 2. 1 – Source parameters for the December 9, 2007 earthquake.....	29
Table 2. 2 – Focal mechanism solutions used to determine the stress tensor in the central part of the São Francisco Craton. ....	39
Table 3. 1 - Events selected for waveform inversion using ISOLA.....	52
Table 3. 2 – Deviatoric moment tensor solutions of the studied events using ISOLA (Table 3.1). ....	53
Table 3. 3 – Events used for Relative Moment Tensor Inversion. ....	60
Table 3. 4 – Deviatoric moment tensor solutions of all events studied using RMTI (Table 3.3). ....	63
Table A 1 - Focal mechanism solution adopted to events of Cluster 3 for synthetic tests using RMTI method. ....	71

---

## ***Capítulo 1 - Introdução***

### ***1.1 – Introdução à Tese e apresentação do problema***

No dia 24 de maio de 2007, um tremor de terra de magnitude 3,5 foi sentido pela população do vilarejo de Caraíbas, próximo à cidade de Itacarambi, localizada a aproximadamente 35 quilômetros de distância, norte de Minas Gerais. As comunidades vizinhas de Vargem Grande e Araçá também sentiram o tremor e rachaduras em casas de adobe foram relatadas. Posteriormente, em 9 de dezembro de 2007, outro tremor maior de magnitude 4,9  $m_b$  ocorreu na mesma localidade, sendo seguido por centenas de tremores de menores magnitudes. A intensidade máxima atingiu VII graus na Escala Mercalli Modificada (MM) e os efeitos desse tremor foram sentidos num raio de aproximadamente 80 quilômetros. Todas as 50 casas do vilarejo de Caraíbas foram desocupadas pela Defesa Civil do Estado de Minas Gerais e seus moradores foram removidos e instalados em Itacarambi.

A sismicidade em Caraíbas-Itacarambi apresenta as seguintes características:

- i) ocorre no interior do Cráton do São Francisco, em uma área até então sem registros, sejam históricos ou instrumentais, de ocorrências anteriores;
- ii) apresenta focos (hipocentros) a profundidades muito rasas (até 2 quilômetros);
- iii) apesar da magnitude não tão elevada, infelizmente provocou a primeira vítima fatal direta de um terremoto no Brasil.

Essas são algumas características que tornam a sismicidade de Caraíbas-Itacarambi uma questão de grande interesse científico/social, não só pela busca de uma explicação sobre sua origem e correlação com a sismicidade intraplaca brasileira como um todo, mas também como pré-requisito para avaliações de perigo/risco sísmicos no território nacional.

Dessa forma, esta Tese é apresentada na forma de artigos e tem como objetivo o estudo da zona sísmica de Caraíbas-Itacarambi, localizada no extremo norte do Estado de Minas Gerais. Composta por cinco capítulos: introdução, dois artigos (um publicado e outro submetido), discussão e conclusão. No Capítulo 1 é apresentado o problema, o conhecimento dos aspectos geológicos da área de estudo, assim como uma visão geral da sismicidade brasileira; no Capítulo 2 são apresentadas as características da sismicidade de Caraíbas-Itacarambi, sua distribuição no tempo e no espaço, e mecanismo focal; no Capítulo 3 são mostrados estudos mais detalhados do tensor momento sísmico dos tremores, por meio de

---

inversão usando dados no domínio do tempo e da frequência; no Capítulo 4 são feitas discussões sobre os resultados obtidos nos capítulos 2 e 3, correlacionando-os com informações obtidas no processamento e análise de dados aerogeofísicos, imagens de satélite e radar; e por fim, no Capítulo 5 são apresentadas as conclusões a respeito do estudo realizado.

## ***1.2 – Objetivos da Tese***

O objetivo principal da Tese é estudar a sismicidade da área de Caraíbas-Itacarambi, norte de Minas Gerais, apresentando suas causas, características e sugerir um modelo explicativo para a sismicidade. Os objetivos secundários são: determinação hipocentral dos eventos, definição da distribuição no espaço-tempo da sismicidade, solução do mecanismo focal, e correlação dos resultados sismológicos com informações geológicas e geofísicas existentes. São definidos parâmetros sísmicos da fonte (falha sismogênica), quais sejam: informações temporais e espaciais (horário de origem, latitude, longitude e profundidade do foco), dimensões físicas (comprimento, largura) e disposição geográfica (direção, mergulho, profundidade).

Para atingir este objetivo aplicamos aos dados sísmicos locais e regionais metodologias de localização e relocalização hipocentral, determinação do mecanismo focal composto usando informações de primeiro movimento da onda P, inversão de forma de onda no domínio do tempo e inversão relativa do tensor momento sísmico no domínio da frequência.

---

### ***1.3 – Estratégia utilizada para estudo do problema***

O estudo realizado nesta Tese baseia-se na análise dos registros produzidos por uma rede sismográfica local instalada na área, composta por seis estações de banda larga, com distâncias epicentrais entre 0,5 e 20 quilômetros.

A instalação de uma rede sismográfica local em Outubro/2007 permitiu, de maneira singular no Brasil, detectar toda a seqüência sísmica, composta por pré-abalos, pré-abalos iminentes (algumas horas antes do evento principal), evento principal e pós-abalos. Dessa forma foi possível analisar de forma completa a distribuição espaço-temporal da sismicidade.

Para um modelo de velocidades mais próximo do real foram utilizadas informações de levantamentos geológicos (mapeamentos e sondagens geológicas), dados de poços tubulares profundos para extração de água subterrânea e análises de aerolevantamentos geofísicos. Este modelo foi utilizado na localização hipocentral de 75 eventos selecionados com base na qualidade das formas de onda (chegadas claras das ondas P e S) e na quantidade de registros (no mínimo 4 estações) usando o programa HYPO71 (Lee & Lahr, 1975). O refinamento das localizações foi feito com o método da dupla-diferença usando o programa hypoDD (Waldhauser, 2001).

As localizações hipocentrais finais apresentam erros baixos (menor que 50 metros). Por este motivo e por também ter sido registrado por estações a distâncias regionais e telessísmicas, o evento principal de Caraíbas-Itacarambi torna-se o primeiro terremoto do Brasil a ser um evento de referência (veja Anexo 1) nos estudos de avaliação de risco e perigo sísmicos no mundo, pelo Projeto *IASPEI – GT Events* do ISC (<http://www.isc.ac.uk>).

Mecanismos focais para os eventos de Caraíbas-Itacarambi foram determinados utilizando três métodos independentes. No primeiro, foram utilizadas informações de polaridades dos primeiros movimentos da onda P em estações locais, regionais e telessísmicas, usando o programa FPFIT (Reasenberg & Oppenheimer, 1985). O segundo método consiste na inversão (no domínio do tempo) da forma de onda completa nas estações locais para determinação do tensor momento sísmico, usando o programa ISOLA (Sokos & Zahradnik, 2008). Por fim, o terceiro método consiste na inversão (no domínio da frequência) relativa do tensor momento sísmico com evento de referência.

Os resultados obtidos pela análise dos dados sismológicos foram comparados com estudos usando informações de imagens de satélite e geofísica aérea. O intuito é correlacionar



---

a sismicidade com alguma feição geológica não identificada nos mapeamentos geológicos, uma vez que a feição em superfície da falha sismicamente ativa é muito difícil de ser observada no caso de sismicidade intraplaca.

A presente Tese vem de colaborar com informações inéditas sobre a sismicidade em Caraíbas-Itacarambi, uma área sem relatos históricos ou instrumentais, até então, de ocorrência de tremores de terra. As investigações realizadas neste estudo conferem o caráter tectônico aos sismos, apesar das inúmeras cavernas catalogadas na região. Além disso, a aplicação das metodologias de inversão de forma de onda e inversão relativa do tensor momento sísmico, apesar de amplamente aplicados no mundo há vários anos, puderam ser aplicados a eventos muito pequenos, fato pioneiro no Brasil e raro no mundo, graças à instalação de uma rede sismográfica a distâncias muito locais.

#### ***1.4 – Localização da área de estudo e dados utilizados***

A área de estudo localiza-se no extremo norte do Estado de Minas Gerais, nas proximidades da cidade de Itacarambi, mais precisamente no vilarejo de Caraíbas (Figura 1.1). No primeiro semestre de 2007 eventos sísmicos foram sentidos pela população desta localidade, produzindo rachaduras em algumas casas. A recorrência dessa sismicidade desde maio de 2007 assustou a população local de tal forma que autoridades locais entraram em contato com o Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (SIS/UnB) para estudar as causas do fenômeno e esclarecer a população sobre o ocorrido.

Assim, em outubro de 2007 foi instalada uma rede local de seis (6) sismógrafos circundando o vilarejo de Caraíbas para monitorar a atividade sísmica (Figura 1.2). Estes equipamentos permaneceram instalados até abril de 2008, produzindo um significativo banco de dados da sismicidade local. A rede teve duas configurações (*Rede 1 e Rede 2*) ao longo do tempo, como é explicado mais adiante no Capítulo 2 (seção 3.2).

Os equipamentos utilizados neste trabalho, assim como os recursos para a instalação da rede local, foram fornecidos pelo Observatório Sismológico (SIS) da Universidade de Brasília (UnB). Os equipamentos consistem em sismômetros de banda larga CMG-6TD (Güralp Systems), com resposta plana entre 0,03 e 100 Hz. Os dados foram digitalizados a

400 amostras por segundo e o sistema foi configurado para aquisição contínua dos dados, com sincronismo de tempo utilizando sinal de Sistema de Posicionamento Global (GPS).

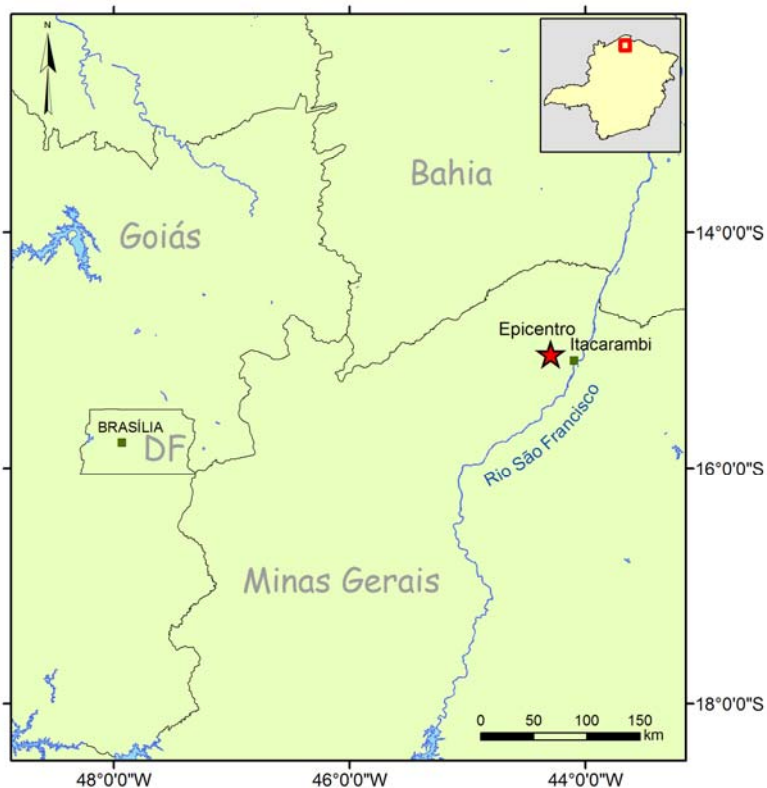


Figura 1. 1 – Localização da área de estudo no norte do Estado de Minas Gerais (quadrado vermelho no quadro do canto superior direito do mapa). A estrela vermelha representa o epicentro do evento principal de 9 de dezembro de 2007 (4,9  $m_b$ ). As cidades de Itacarambi/MG e Brasília/DF estão representadas por quadrados verdes.

Diversos eventos foram detectados, inclusive o evento principal com magnitude 4,9  $m_b$  e uma réplica de magnitude 4,0  $m_D$ . Esses eventos maiores também foram registrados por estações localizadas a distâncias regionais e também compõe o banco de dados a ser utilizado no presente projeto.

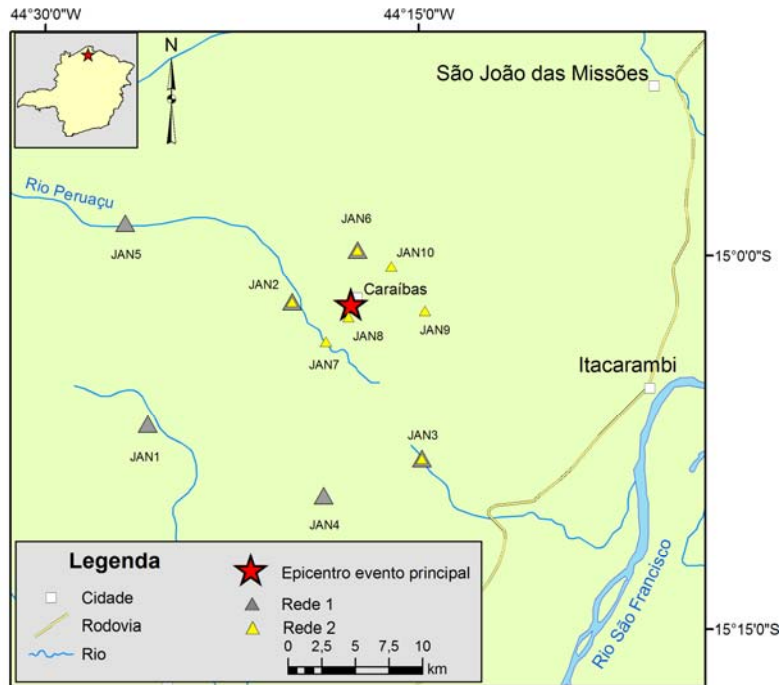


Figura 1. 2 – Mapa com a rede local composta por 6 estações sismográficas da Rede 1 e da Rede 2 instaladas na área epicentral do evento principal de 9 de dezembro de 2007 (4,9  $m_b$ ).

### 1.5 – Aspectos Geológicos

A área epicentral de Caraíbas-Itacarambi está localizada no meio do Cráton do São Francisco (Figura 1.3). O Cráton do São Francisco faz parte do supercontinente Neoproterozóico Gondwana, formado pela aglutinação de massas continentais envolvidas em múltiplas e sucessivas colisões (Cordani *et al.*, 2000). Sua evolução teve início no Arqueano e terminou no final do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico. É balizado a sul e oeste pela Faixa Brasília, a noroeste pela Faixa Rio Preto, a norte pelas faixas Riacho do Pontal e Sergipana e a sudeste pela Faixa Araçuaí, todas de idades brasileiras.

O interior do cráton é coberto por unidades pré-cambrianas e fanerozóicas representadas pela Bacia do São Francisco (Figura 1.4), onde se localiza a área de estudo (quadrado vermelho na Figura 1.3). A Bacia do São Francisco ocupa quase a totalidade da parte de orientação meridiana do cráton (Figura 1.4).

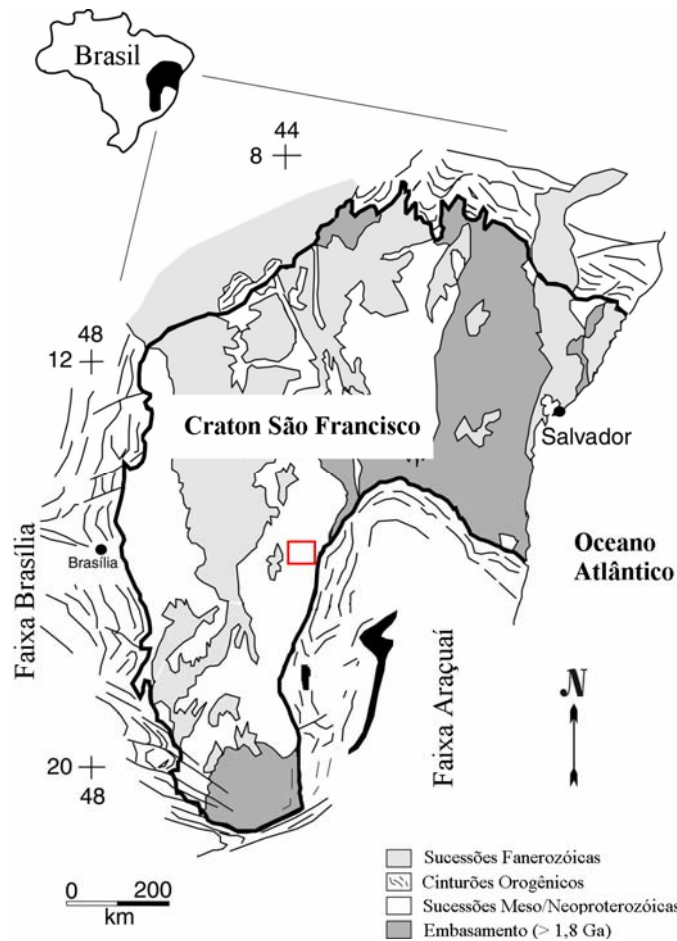


Figura 1. 3 – Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco (modificado de Martins-Neto *et al.*, 2001). O quadrado vermelho localiza a área de estudo.

As unidades pré-cambrianas da Bacia do São Francisco foram afetadas pelas frentes orogênicas brasileiras. Dessa forma, pode ser subdividida em três compartimentos estruturais (Figura 1.4) segundo Alkmim & Martins-Neto (2001): compartimento oeste (W) correspondente à porção externa das faixas Brasília e Rio Preto; compartimento central (C) no qual os sedimentos do Supergrupo São Francisco encontram-se indeformados; compartimento leste (E) que corresponde à porção externa da Faixa Araçuaí.

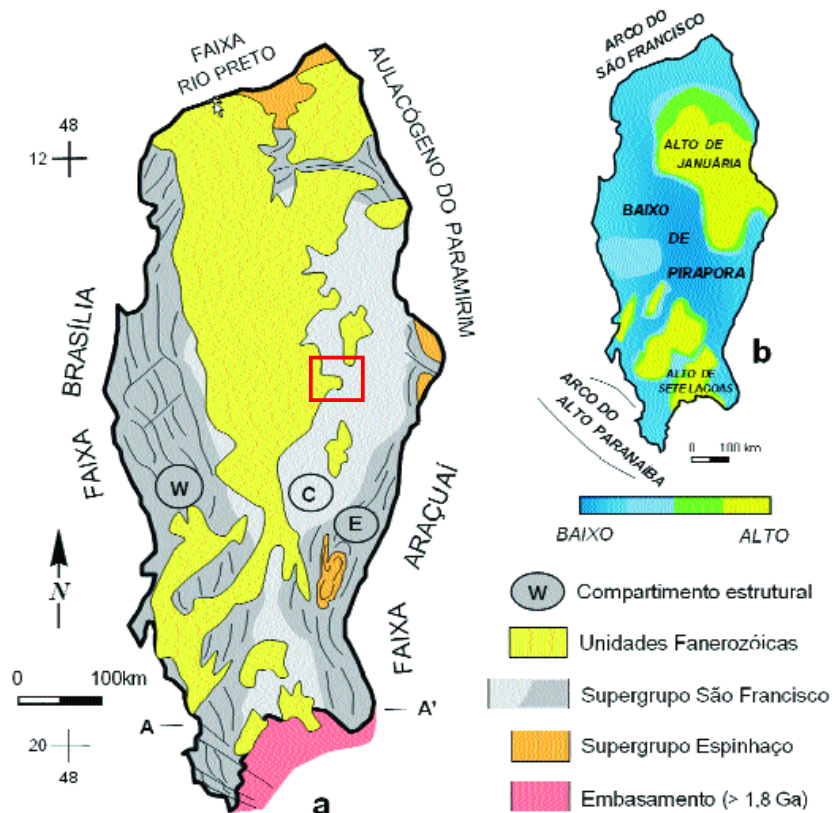


Figura 1. 4 – Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco: a) distribuição das unidades estratigráficas, principais feições estruturais e faixas móveis brasileiras circundantes; b) esquema das maiores feições estruturais do embasamento da bacia (Alkmim & Martins-Neto, 2001). Quadrado vermelho mostra área de estudo.

Outras importantes feições estruturais da bacia são: o Alto de Sete Lagoas; o Arco do Alto Paranaíba, que separa as bacias do Paraná e São Francisco; o Arco do São Francisco, que separa as Bacias do São Francisco e Paranaíba; o grande Baixo de Pirapora; e o Alto de Januária (Figura 1.4). A maioria dessas estruturas foi nucleada no Neoproterozóico e foi reativada no Cretáceo (Alkmim & Martins-Neto, 2001).

A seguir serão descritas, de forma sucinta, as unidades litoestratigráficas que compõem a área de estudo.

---

### 1.4.1 - Complexo Januária

O embasamento do Cráton do São Francisco compreende terrenos indeformados e deformados, de médio a alto grau metamórfico de idade Arqueana, representados principalmente por rochas graníticas e gnáissicas do Complexo Januária (Nobre-Lopez, 2002; CPRM, 2003; Martínez, 2007). O último evento deformacional/metamórfico que estas rochas sofreram ocorreu antes de 1,8 Ga.

Segundo Almeida & Uchigasaki (2003) os corpos intrusivos graníticos aflorantes na margem esquerda do Rio São Francisco são um granito branco e um biotita-granito, encaixados nos gnaisses. Os gnaisses correspondem à maior extensão dos afloramentos do embasamento e constituem de gnaisses bandados com enclaves máficos de anfibolito (Almeida & Uchigasaki, 2003). Nas proximidades das cidades de Bonito de Minas e Januária (Figura 1.5) é possível observar afloramentos das rochas deste Complexo.

### 1.4.2 – Supergrupo São Francisco – Grupo Bambuí

Durante o Neoproterozóico, uma seqüência de rochas sedimentares de ambiente de plataforma a continental se depositou sobre o embasamento cratônico, constituindo-se o Grupo Bambuí. Dardenne (1978) subdividiu o Grupo Bambuí em seis formações:

- 1) Formação Jequitaiá: é representada por paraconglomerados de matriz esverdeada, com seixos de quartzitos, calcários, dolomitos, chert, gnaisses, micaxistos, granitos e rochas vulcânicas. É interpretada como indicativa de sedimentação glacial de idade Neoproterozóica. Na área em estudo não são observadas rochas desta formação.
- 2) Formação Sete Lagoas: constituída por sucessão carbonática de idade Neoproterozóica de dolomito rosa laminado na base, seguido por calcários argilosos roxos finamente laminados, frequentemente dolomíticos, calcários cinza escuros a pretos, bem estratificados, calciruditos com brechas intraformacionais, calcarenitos dolomíticos e dolomitos estromatolíticos.
- 3) Formação Serra de Santa Helena: sucessão sedimentar predominantemente pelítica, composta de siltitos, folhelhos, argilitos e margas de cores esverdeadas, com intercalações de calcários cinza escuro. Seus litotipos fazem contato concordante e

---

gradativo com rochas da Formação Sete Lagoas na base e da Formação Lagoa do Jacaré no topo.

- 4) Formação Lagoa do Jacaré: representada por alternância de calcários oolíticos e psolíticos cinza escuro, cristalinos e lenticulares, com siltitos e margas. Os calcários apresentam-se em estratos paralelos, com presença de estratificações cruzadas.
- 5) Formação Serra da Saudade: assenta-se sobre a Formação Lagoa do Jacaré por meio de contato concordante e gradacional. Constituída por siltitos e folhelhos de cor esverdeada. As rochas desta formação não são encontradas na área de estudo.
- 6) Formação Três Marias: é representada por um conjunto de arcóseos, arenitos e siltitos, dispostos concordantemente e transicionalmente sobre a Formação Serra da Saudade. Na área de estudo não foram identificadas rochas representantes desta formação.

#### 1.4.3 - Grupo Urucuia

O Grupo Urucuia, do Cretáceo Superior, é constituído predominantemente por arenitos quartzosos, avermelhados e brancos, de granulação fina a média, com grãos arredondados, bem selecionados e escassa matriz argilosa. Realizam contato discordante com as formações inferiores, podendo estar sobre quaisquer delas, inclusive o embasamento cristalino (Martínez, 2007).

A presença de estratificação cruzada tabular e acanalada, conglomerados, grãos subsféricos, ótimo selecionamento e escassa matriz argilosa, levaram Campos (2001) a relacionar a sedimentação do Grupo Urucuia a um sistema eólico-fluvial.

#### 1.4.4 - Coberturas aluvionares

São sedimentos inconsolidados de idade Cenozóica, representados por cascalhos, areias, argilas e siltes, associados a planícies de inundação das maiores drenagens (Cunha Filho, 2004).

### 1.4.5 - Coberturas detrito-lateríticas

As coberturas Tércio-Quaternárias detrito-lateríticas são representadas por latossolos, areias quartzosas, argilosolos e outras classes de menor representatividade em área (Campos, 2001).

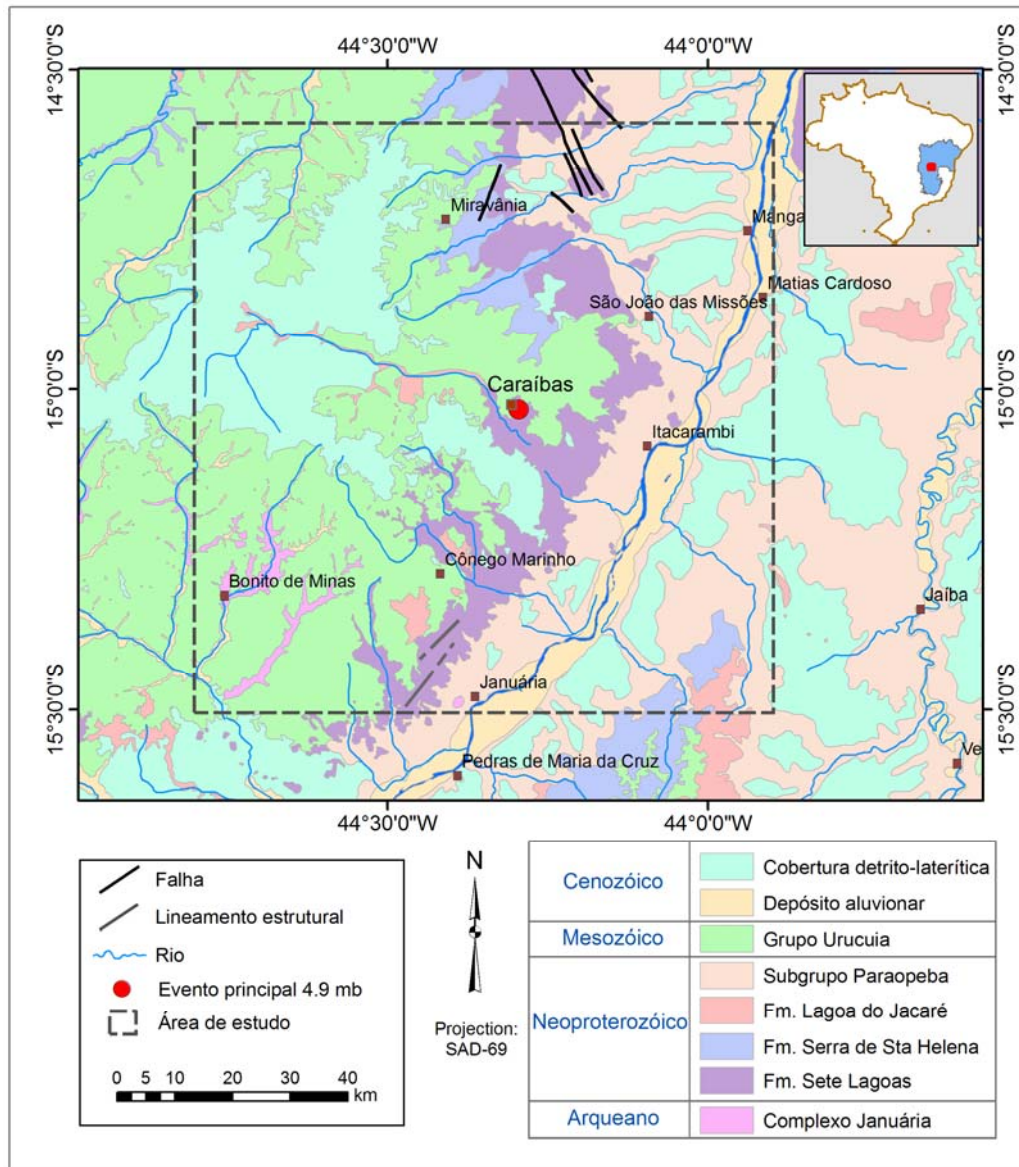


Figura 1. 5 - Mapa geológico da área de estudo (CPRM, 2003). Círculo vermelho representa epicentro do evento principal de 9 de dezembro de 2007 (magnitude 4,9 mb). Retângulo tracejado delimita área de estudo utilizando imagens de satélite (Capítulo 4).



---

#### 1.4.6 - Arcabouço estrutural do Cráton São Francisco e coberturas

A área de estudo encontra-se localizada no compartimento estrutural central (C) do Cráton do São Francisco (Figura 1.4) segundo a subdivisão de Alkmim & Martins-Neto (2001). Neste compartimento as rochas não foram afetadas pelos dobramentos brasileiros que delimitam o cráton (Figura 1.3).

As rochas do embasamento do Cráton do São Francisco foram afetadas, durante o Neoproterozóico, por estruturas tectônicas do tipo “*horst*” e “*graben*” ao longo de falhamentos com direções E-W e N40°-50°W (Costa, 1978 *apud* Martínez, 2007). Adicionalmente, diques máficos e ultramáficos seccionaram o complexo cristalino ao longo de fraturas regionais com direções N40°-50°W.

Estudos geofísicos de Cunha Filho (2004) utilizando dados de levantamentos aéreos de magnetometria e gamaespectrometria, além de dados de gravimetria terrestre, permitem identificar com clareza os diques e reforçam hipótese da tectônica de “*horst*” e “*graben*” na região.

O mapa de isoanomalias magnéticas de Luz (1975) produzido pelos diques indica que as estruturas do embasamento estão truncadas na altura do curso do rio São Francisco, mudando de direção N40°-50°W para N-S. Uma possível explicação para este comportamento é a presença de uma falha de direção NNE paralela ao atual curso do rio São Francisco (Martínez, 2007).

Anteriormente, outros pesquisadores já sugeriram que a direção geral NE-SW do rio São Francisco, entre as localidades de São Francisco e Januária, seja controle estrutural por falha, provavelmente normal, responsável pela falta de correspondência litológica observada entre as sucessões da margem esquerda (Fm. Sete Lagoas) e da margem direita (Fm. Serra de Santa Helena, Fm. Lagoa do Jacaré; Martínez (2007).

Também é evidenciada uma subsidência diferencial do embasamento, por meio de falhas normais, durante o início da sedimentação do Grupo Bambuí (Martínez, 2007). Uma evidência para esta hipótese é o aumento progressivo da espessura da Fm. Sete Lagoas à medida que se afasta do Alto de Januária em todas as direções (Martínez, 2007).

As rochas do Grupo Bambuí, de maneira geral, apresentam-se horizontalizadas, sem grandes evidências de tectonismo. Localmente são observadas falhas normais de pequeno

rejeito, produzindo estreitos “*horsts*” com direções NW-SE, e amplos dobramentos (Martínez, 2007).

Podemos destacar o *horst*-anticlinal de Itacarambi, localizado a oeste da cidade homônima, possuindo direção do traço axial N45°W e caimento de 10° para NW (Figura 1.6). O flanco nordeste tem direção aproximada N65°W e mergulho geral de 20° para NE. O flanco sudoeste tem direção N15°W e mergulho suave para W-SW (Brandalise *et al.*, 1980).

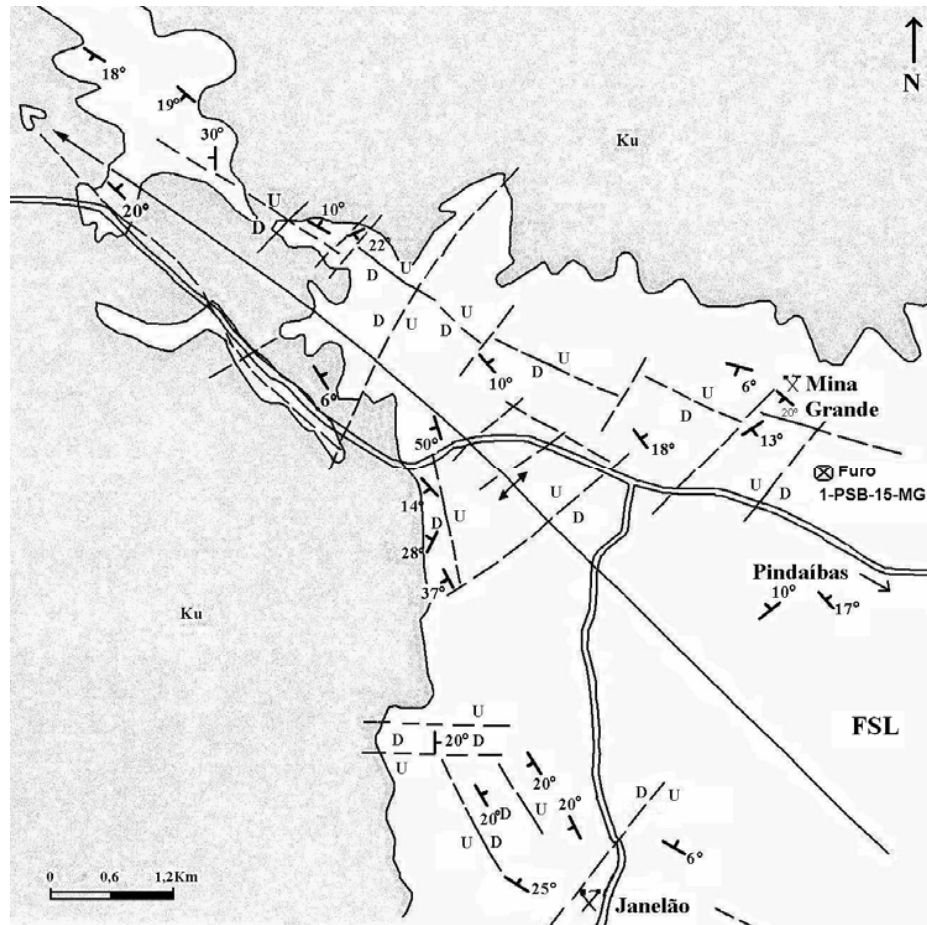


Figura 1. 6 – Esquema estrutural do horst-anticlinal de Itacarambi, na área de Itacarambi-Mina Grande. Ku: arenitos Urucua; FSL: Formação Sete Lagoas (Brandalise *et al.*, 1980). U e D representam blocos elevados e abatidos respectivamente.

---

Estes flancos estão relacionados a longas falhas normais longitudinais e mostram-se seccionados por outro sistema de falhas de menor extensão (Figura 1.6) na maior parte das vezes em mosaicos de blocos deslocados (Brandalise *et al.*, 1980). Lineamentos estruturais mapeados a sul da área de estudo possuem direções gerais NE-SW que sofrem rotação para NW-SE (Figura 1.5) na porção a norte da área (Nobre-Lopes, 2002; CPRM, 2003; Martínez, 2007).

### ***1.6 – A sismicidade de Caraíbas-Itacarambi no âmbito da Sismicidade Brasileira***

A região intraplaca da Placa Sul Americana é caracterizada por taxa de sismicidade muito baixa, típica de interior continental estável. A magnitude máxima observada no Brasil foi de 6,2  $m_b$  (França, 2006; Barros *et al.*, 2009), valor bem inferior comparado ao observado em outras regiões intraplaca, como o leste dos Estados Unidos da América, Austrália e Índia, onde magnitudes maiores que 7 já foram relatadas (Johnston, 1989; Johnston & Kanter, 1990; Johnston, 1996; Schulte & Mooney, 2005).

No Brasil, assim como em outras regiões continentais estáveis, as intensidades máximas produzidas superam as observadas em regiões interplacas, considerando-se uma mesma magnitude. Adicionalmente, a área afetada por um evento de determinada magnitude em regiões continentais estáveis é maior que em regiões interplaca. Dessa forma, apesar das baixas magnitudes observadas para a sismicidade brasileira, intensidades máximas de VI MM são relativamente comuns (*e.g.* Berrocal *et al.*, 1984; Ferreira *et al.*, 1998), tornando a avaliação de perigo sísmico um tópico importante principalmente em projetos para implementação de obras críticas como usinas nucleares e grandes reservatórios hidrelétricos.

Os modelos propostos para explicar a sismicidade intraplaca consideram que os terremotos resultam de rupturas em zonas de fraquezas ou de concentrações de esforços (*e.g.* Sykes, 1978; Talwani, 1989; Talwani & Rajendran, 1991; Kenner & Segal, 2000). Johnston (1989) e Schulte & Mooney (2005) correlacionaram zonas de fraquezas crustais, como crostas extendidas em riftes abortados ou margens continentais, com terremotos intraplaca. Concentração de esforços na crosta superior devido a heterogeneidades estruturais também

tem sido usada para tentar explicar a sismicidade intraplaca (Sykes, 1978; Talwani, 1989; Talwani & Rajendran, 1991; Kenner & Segal, 2000; Assumpção *et al.*, 2004).

Dentre os vinte terremotos com magnitude igual ou superior a 5 que ocorreram no Brasil até 2008, dez localizam-se próximos à margem continental (Assumpção, 1998; Barros *et al.*, 2009) o que é uma feição comum em sismicidade intraplaca (Johnston & Kanter, 1990; Schulte & Mooney, 2005). Dos demais epicentros no interior continental, nove estão localizados em bordas ou no interior de bacias Fanerozóicas e um está numa faixa dobrada Neoproterozóica-Paleozóica (Barros *et al.*, 2009).

O mapa da sismicidade brasileira para magnitudes superiores a 4,0 mostrado na Figura 1.7 apresenta uma característica importante: os eventos apresentam distribuição geográfica não-uniforme.

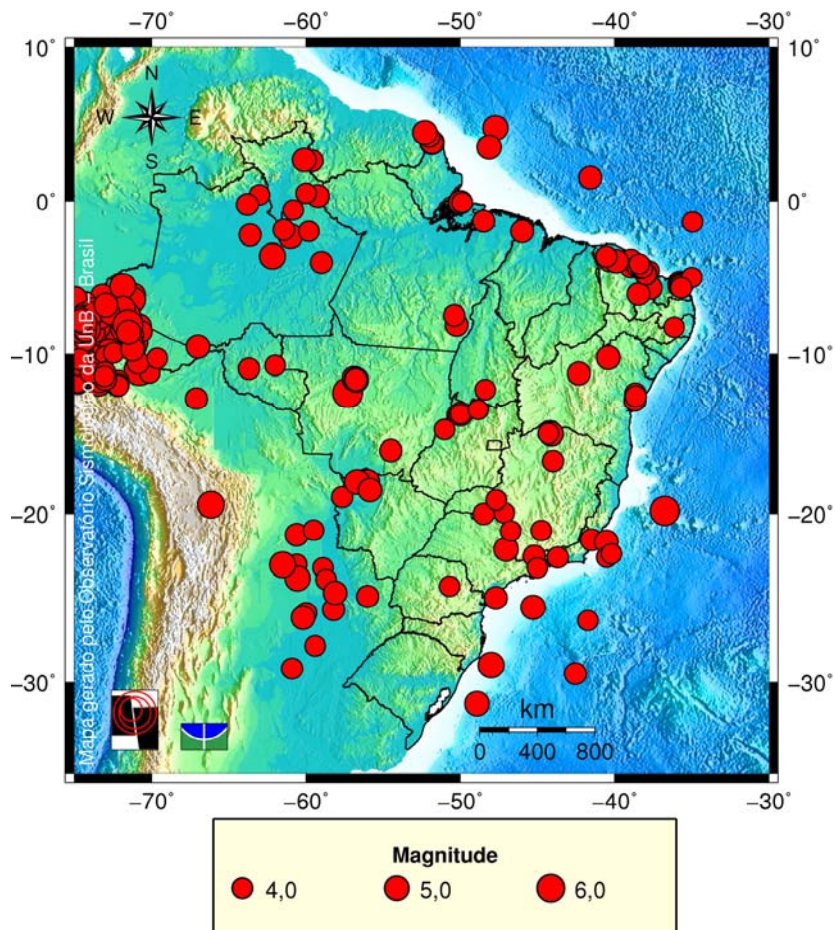


Figura 1. 7 – Mapa com a localização dos epicentros dos eventos com magnitudes iguais ou maiores que 4,0 documentados no período de 1808 a 2012.

---

Assim, estudos sobre a sismicidade brasileira são de grande importância para o entendimento de suas causas e efeitos, principalmente no sentido de fornecer subsídios para melhor avaliar o perigo sísmico da região intraplaca brasileira. Dessa forma, a presente Tese apresenta os resultados dos estudos sobre a sismicidade na área de Caraíbas-Itacarambi, com o intuito de definir as características da fonte geradora dos eventos.

### ***1.7 – Resumo dos artigos***

A seguir apresentamos o resumo dos dois artigos produzidos durante o doutorado, o primeiro já publicado e o segundo submetido.

#### **1.7.1 – Artigo 1 - Capítulo 2**

*“The intracratonic Caraíbas-Itacarambi earthquake of December 09, 2007 (4.9 mb), Minas Gerais State, Brazil”*

Publicado na revista *Tectonophysics* 480 (2010) 48-56

Neste artigo é apresentada e discutida a sismicidade de Caraíbas-Itacarambi, norte de Minas Gerais. Inicialmente é situado o caso em estudo no contexto da sismicidade brasileira, tipicamente intraplaca, bem como no aspecto da geologia.

Toda a seqüência sísmica relacionada ao evento principal de 09 de dezembro de 2007 foi registrada por uma rede sismográfica local composta por 6 estações. Este monitoramento local permitiu a identificação de feições interessantes, quais sejam: precursoros ocorridos dias antes, quiescência sísmica de aproximadamente 21 dias, precursoros iminentes (algumas horas antes), evento principal e centenas de réplicas. Duas réplicas tiveram magnitudes superiores a 3,0. Levantamento macrossísmico para o evento principal foi realizado, resultando em intensidade máxima de VII na Escala Mercalli Modificada (MM) e o evento tendo sido sentido a até 80 quilômetros de distância do epicentro.

---

A determinação hipocentral dos eventos foi realizada com o programa HYPO71, com posterior realocização utilizando o programa hypoDD. Nesta etapa foi utilizado modelo de velocidades baseado em informações geológicas, geofísicas e de poços para prospecção de água subterrânea. A razão  $V_p/V_s$  foi estimada em 1,72 pelo Diagrama de Wadati composto. A distribuição dos epicentros sugere uma zona de 3 quilômetros de extensão aproximadamente alinhada na direção NE-SW. Os eventos possuem focos mais rasos que 2 quilômetros. Hipocentros com profundidades mais confiáveis apresentam-se mais rasos a NW e mais profundos a SE.

O mecanismo focal composto para a seqüência sísmica de Caraíbas-Itacarambi foi determinado utilizando informações das polaridades dos primeiros movimentos da onda P utilizando o programa FPFIT. Combinando o resultado obtido com dados de polaridades da onda P para o evento principal em estações regionais e telessísmicas, e usando a direção dos hipocentros, o mecanismo focal escolhido possui plano de falha com direção de  $30^\circ$ , mergulho de  $40^\circ$  e *rake* de  $105^\circ$ .

---

### 1.7.2 – Artigo 2 - Capítulo 3

*“Moment tensor solutions for weak earthquakes at Caraíbas-Itacarambi, São Francisco Craton, Brazil”*

Submetido à revista *Bulletin of the Seismological Society of America*

Neste artigo foram utilizados dois métodos de inversão distintos para estudar com maior detalhe os mecanismos focais dos eventos de Caraíbas-Itacarambi. Foram selecionados 19 eventos com magnitudes entre 1,0 e 4,6 para determinação do tensor momento sísmico.

Foi realizada inversão de forma de onda completa no domínio do tempo utilizando o programa ISOLA para 3 eventos com magnitudes entre 0,9 e 1,4. Uma busca em malha espacial e temporal foi realizada para determinação da posição do centróide de cada evento. Os resultados obtidos mostram fontes com porcentagens double-couple de pelo menos 70%, com redução de variância da ordem de 0,7. Considerando o resultado do mecanismo focal obtido para a sismicidade de Caraíbas-Itacarambi (Capítulo 2) como referência, foi calculado o ângulo Kagan para as soluções obtidas na inversão. Os valores deste ângulo indicam que os mecanismos focais são correlacionáveis entre si.

O método de inversão do tensor momento relativo, no domínio da frequência, foi aplicado a 17 eventos, incluindo o evento principal de 09 de dezembro de 2007. Os eventos apresentam-se em 4 grupos. Foi possível determinar o tensor momento sísmico para 14 eventos. Os ângulos Kagan em geral são inferiores a 30°, o que indica correlação entre os mecanismos focais. As porcentagens double-couple para a maioria das fontes são superiores a 80%, sugerindo que a movimentação ao longo da falha é o principal causador da sismicidade.

---

## ***Referências***

- Alkmim, F.F. & M.A. Martins-Neto, 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: C.P. Pinto, M.A. Martins-Neto (Eds). Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. SBG MG, Belo Horizonte, p.9-30.
- Almeida, A.M. de & K. Uchigasaki, 2003. Mapeamento geológico em área dos municípios de Cônego Marinho e Januária-MG. Trabalho de Graduação. UFMG, 83 p.
- Assumpção, M., 1998. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. Bull. Seismol. Soc. Am. 78 (1), 160-169.
- Assumpção, M., Schimmel, M., Escalante, C., Barbosa, J.R., Rocha, M., Barros, L.V., 2004. Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spot. Geophys. J. Int. 159, 390–399.
- Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R., Caixeta, D., 2009. The intraplate Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon craton — Brazil, Tectonophysics (2009), doi:10.1016/j.tecto.2009.01.006.
- Berrocal, J., Assumpção, M., Antezana, R., Dias Neto, C., Ortega, R., França, H., Veloso, J.A., 1984. Sismicidade do Brasil. Published by IAG/USP and Comissão Nacional de Energia Nuclear, Brazil, 320 pp.
- Brandalise, L.A., Pimentel, G.B., Steiner, H.P., Soares, J., Mendes, J.R., Queiroz, N.F., Lima, O.M., Pádua, W. de, 1980. Projeto Sondagens Bambuí em Minas Gerais: relatório final. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, v.5.
- Campos, J.E.G., 2001. Zoneamento Ecológico-Econômico – ZEE do Vale do São Francisco – nota explicativa do Mapa Geológico do Vale do Rio São Francisco. CODEVASF.
- Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C., Basel, M.A., 2000. Crustal evolution of the South América Platform, In: Cordani, U.G., Thomaz Filho, A., Milani, J. (Eds.), Tectoni evolution of South America, CPRM, Rio de Janeiro, pp. 41-95.
- Costa, P.C.G., 1978. Geologia das Folhas de Januária, Mata do Jaíba, Japoré e Manga, Minas Gerais. Memória Técnica. CETEC. Belo Horizonte.
- CPRM, 2003. Digital atlas of geology and mineral resources of Minas Gerais State, scale 1:500.000.
- Cunha Filho, E.M. da, 2004. Contribution to the geology and evaluation of mineral potential in the Januária-Itacarambi-Montalvânia region (Minas Gerais State), Master Degree Thesis (in Portuguese), Institute of Geosciences, University of Brasília, 141 pp.
- Dardenne, M.A., 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central, Anais do 30º Congr. Bras. Geol. Recife, PE: SBG, 2, 597-610.



- 
- Ferreira, J.M., Oliveira, R.T., Takeya, M.K., Assumpção, M., 1998. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophys. J. Int.* 134, 341–355.
- França, G. S., 2006. Brazil Seismicity. *Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Japão*, v. 40, p. 23-36, 2006.
- ISC, 2008. International Seismological Centre, Reference Event Bulletin, <http://www.isc.ac.uk>, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2008.
- Johnston, A. C., 1989. Seismicity of “stable continental interiors”, in *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margin: Neotectonics and Postglacial Rebound*, edited by S. Gregersen and P. W. Basham, pp.299-327, Kluwer Acad., Norwell, Mass.
- Johnston, A.C. & Kanter, L.R., 1990. Earthquakes in stable continental crust. *Sci. Am.* 262, 68–75.
- Johnston, A.C., 1996. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions.1. Instrumental seismicity. *Geophys. J. Int.* 124, 381–414.
- Kenner, S.J. & Segal, P., 2000. A mechanical model for intraplate earthquakes: application to the New Madrid seismic zone. *Science* 289 (5488), 2329–2332.
- Lee, W. H. K., Lahr, J.C., 1975. HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. pp. 75-311.
- Luz, A.A. da, 1975. Mapa de isoanomalias aeromagnéticas de Minas Gerais – Convênio Geofísica Brasil-Alemanha. DNPM. Belo Horizonte.
- Martins-Neto, M.A., Pedrosa-Soares, A.C., Lima, S.A.A., 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil, *Sedimentary Geology* 141-142, 343-370.
- Martínez, M.I., 2007. Stratigraphy of Bambuí Group at the north of the São Francisco River Valley, MG. Master Degree Thesis (in Portuguese), Institute of Geosciences, Federal University of Minas Gerais, 122 pp.
- Nobre-Lopes, J., 2002. Diagenesis of the dolomites hosting Zn/Ag mineral deposits in the Bambui Group at Januaria Region-MG, PhD Thesis, University of Campinas, Campinas, São Paulo, Brazil, 183 pp.
- Reasenber, P., Oppenheimer, D., 1985. FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 85-739, 109 pp.
- Schulte, S.M. & Mooney, W.D., 2005. An updated global earthquake catalogue for stable continental regions: reassessing the correlation with ancient rifts. *Geophys. J. Int.* 161, 707–721.

- 
- Sokos, E. and J. Zahradník (2008) ISOLA – a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data, *Comput. Geosci.* 34, 967-977.
- Sykes, L.R., 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zone of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Rev. Geophys. Space Phys.* 245, 298–302.
- Talwani, P., 1989. Characteristic features of intraplate earthquakes and the models proposed to explain them. In: Gregersen, S., Basham, P.W. (Eds.), *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post-Glacial Rebound*. Kluwer, Dordrecht, pp. 289–297.
- Talwani, P. & Rajendran, K., 1991. Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes. *Tectonophysics* 186, 19–41.
- Waldhauser, F., 2001. HYPODD – A program to compute double-difference hypocenter locations. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rep* pp. 01-113.

---

## *Capítulo 2*

### *The intracratonic Caraíbas-Itacarambi earthquake of December 09, 2007 (4.9 $m_b$ ), Minas Gerais State, Brazil*

Cristiano Chimpliganond<sup>1</sup>, Marcelo Assumpção<sup>2</sup>, Mônica Von Huelsen<sup>1</sup> & George Sand França<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Seismological Observatory, University of Brasilia, Brasilia, 70910-000, Brazil – {naibert, monisis, [georgesand](mailto:georgesand@unb.br)}@unb.br

<sup>2</sup> Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, 05508-090, São Paulo, Brazil – [marcelo@iag.usp.br](mailto:marcelo@iag.usp.br)

Key words: Intracratonic earthquake, intraplate seismicity, focal mechanism, São Francisco Craton, Brazilian seismicity

#### Article history:

Submitted to Tectonophysics: 25 March 2009

Revised version: 15 September 2009

Accepted: 16 September 2009

Available online: 26 September 2009

---

## *ABSTRACT*

On December 9, 2007, a 4.9  $m_b$  earthquake occurred in the middle of the São Francisco Craton, in a region with no known previous activity larger than 4  $m_b$ . This event reached intensity VII MM (Modified Mercalli) causing the first fatal victim in Brazil. The activity had started in May 25, 2007 with a 3.5 magnitude event and continued for several months, motivating the deployment of a local 6-stations network. A three weeks seismic quiescence was observed before the mainshock. Initial absolute hypocenters were calculated with best fitting velocity models and then relative locations were determined with hypoDD. The aftershock distribution indicates a 3 km long rupture for the mainshock. The fault plane solution, based on P-wave polarities and hypocentral trend, indicates a reverse faulting mechanism on a N30°E striking plane dipping about 40° to the SE. The rupture depth extends from about 0.3 to 1.2 km only. Despite the shallow depth of the mainshock, no surface feature could be correlated with the fault plane. Aeromagnetic data in the epicentral area show short-wavelength lineaments trending NNE-SSW to NE-SW which we interpret as faults and fractures in the craton basement beneath the surface limestone layer. We propose that the Caraíbas-Itacarambi seismicity is probably associated with reactivation of these basement fractures and faults under the present E-W compressional stress field in this region of the South American Plate.

### ***2.1. Introduction***

The mid-plate region of the South American Plate is characterized by very low rate of seismicity, typical of stable continental interior. The seismicity in Brazil shows maximum magnitude of 6.2  $m_b$  (Barros et al., 2009) which is lower than the maximum observed in other intraplate regions, such as Eastern North America, Australia and India where magnitudes larger than 7 have occurred (Johnston, 1989; Johnston and Kanter, 1990; Johnston, 1996; Schulte and Mooney, 2005). Despite the low magnitudes in Brazil, maximum intensities of VII MM (Modified Mercalli) are relatively common (e.g., Berrocal et al., 1984; Ferreira et al., 1998) making seismic risk evaluation an important issue in projects of critical facilities such as nuclear installations. On December 9, 2007, a 4.9  $m_b$  earthquake occurred in the middle of

---

the São Francisco Craton (Figure 2.1). This event with epicenter near Itacarambi city, State of Minas Gerais, caused the first fatal victim in Brazil, injured six persons, damaged 76 buildings, reaching intensity VII MM in the Caraíbas village. All the inhabitants of Caraíbas were displaced to new houses constructed by the Minas Gerais State government at Itacarambi city, located about 36 km east. At Caraíbas, on May 24, 2007, occurred a 3.5 magnitude event. According to historical records of the last century or more this was the first earthquake ever reported at an area with radius of 30 km from Caraíbas village (Berrocal et al., 1984).

The models proposed to explain the intraplate seismicity consider that the earthquakes result from ruptures in weakness zones or from stress concentration (e.g. Sykes, 1978; Talwani, 1989; Talwani and Rajendran, 1991; Kenner and Segal, 2000). Correlations between crustal zones of weakness, such as extended crust in aborted rifts or continental margins, and intraplate earthquakes have been made (Johnston, 1989; Schulte and Mooney, 2005). Stress concentration in the upper crust due to structural inhomogeneities is also used to try to explain intraplate seismicity (Sykes, 1978; Talwani, 1989; Talwani and Rajendran, 1991; Kenner and Segal, 2000; Assumpção et al., 2004).

About half of the earthquakes larger than 5.0  $m_b$  in Brazil have occurred near the continental margin (Assumpção, 1998; Barros et al., 2009) which is a common feature of intraplate seismicity (Johnston and Kanter, 1990; Schulte and Mooney, 2005). Of the remaining epicenters in the continental interior, nine are located at the border or inside Phanerozoic basins and one lies in a Neoproterozoic/Paleozoic fold belt. On the other hand, no major structural feature is known in the middle of the São Francisco Craton that could be easily associated with the 2007 event. The study of the 2007 earthquake, therefore, is important to help understand the causes of mid-plate seismicity in stable continental interiors.

In this paper we present the results obtained with a local seismographic network installed in the area of the Caraíbas village forty six days before the mainshock occurrence. The data set comprises foreshocks, the mainshock and aftershocks, including also two large aftershocks with magnitudes of 3.8  $m_b$  and 3.1  $m_D$ . The equipments and the financial support used in the field campaigns for the deployment of the seismic network and the macroseismic survey were given by the Seismological Observatory of the University of Brasília (SIS/UnB).

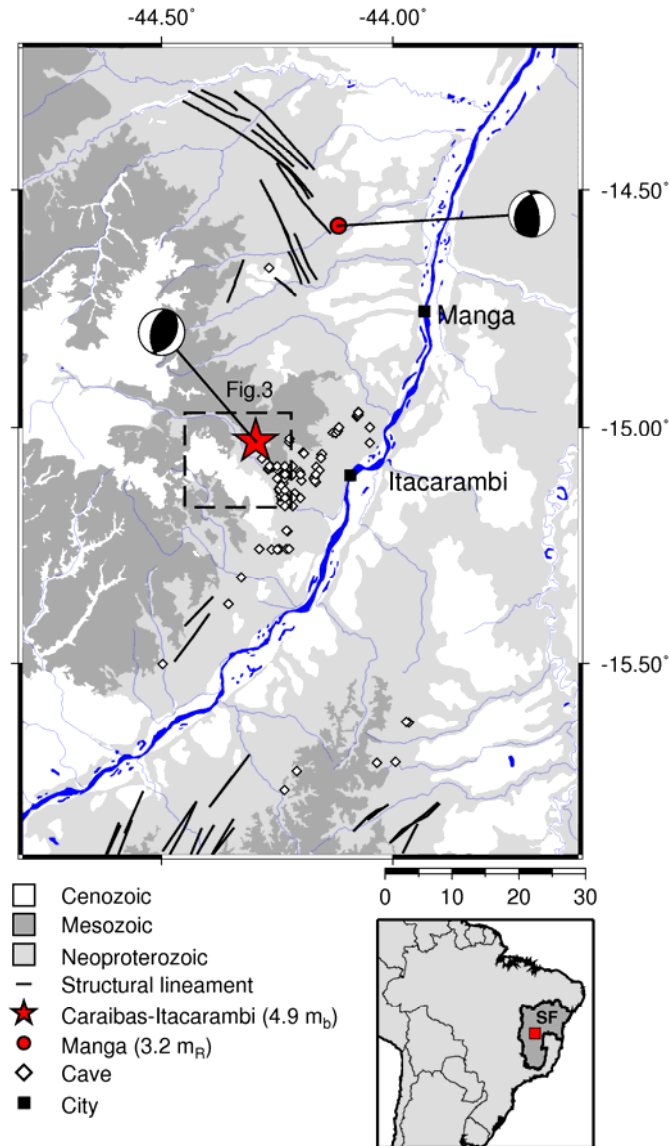


Figure 2. 1 - Geologic map of the Caraíbas-Itacarambi/MG area (CPRM, 2003). The red star and the red circle indicate the epicentral locations of the Caraíbas-Itacarambi earthquake of December 9, 2007 (4.3  $m_R$ ) (this work) and the Manga earthquake of March 1st, 1990 (3.2  $m_R$ ) (Assumpção *et al.*, 1990) with the focal mechanisms (beach balls). The structural lineaments are from CPRM (2003) and the open diamonds correspond to mapped caves (CECAV, 2007). The dashed square corresponds to the area of Figure 2.3. In the bottom right the map shows the geographic location of the study area (red square) inside the São Francisco Craton (SF).

---

## ***2.2. Geological setting***

The stable South American Platform is composed mainly by Precambrian cratonic blocks, the largest being the Amazonian Craton, in the north, and the São Francisco Craton, in the east. Between these cratonic masses mobile belts were created and deformed during Neoproterozoic times (Tassinari et al., 2000).

The epicentral area of Caraíbas-Itacarambi is located in the middle of the São Francisco Craton (Figure 2.1). Its evolution started in the Archean and ended at the close of the Mesoproterozoic. The São Francisco Craton is part of the Gondwana Neoproterozoic supercontinent, formed by agglutination of continental masses which were involved in multiple and successive collisions (Cordani et al., 2000). The basement of the São Francisco Craton comprises medium to high-grade metamorphic terranes of Archean age, mainly gneiss and granitic rocks, of the Januária Complex (Nobre-Lopes, 2002; CPRM, 2003; Martínez, 2007). These rocks were last deformed/metamorphosed before 1.8 Ga. During Neoproterozoic times, a sequence of platform to continental sedimentary rocks (Bambuí Group) was deposited over the cratonic basement. This group is represented in the study area by limestones, dolomites and siltstones, with minor presence of marbles (Nobre-Lopes, 2002; Martínez, 2007). The predominance of limestones and dolomites of the Sete Lagoas Formation (Bambuí Group) in the area can be observed in Figure 2.1 by the several caves (open diamonds) mapped mainly between the village of Caraíbas and the city of Itacarambi (CECAV, 2007). This karstic domain is also indicated by the discontinuation of the Peruaçu River, as can be seen in Figure 2.3. Nevertheless, the tectonic origin for the Caraíbas-Itacarambi seismicity can be proved as will be seen in the next sections. Overlying these units are Mesozoic eolic sandstones of the Urucua Group and alluvium and detritic-lateritic covers of Cenozoic age. Structural lineaments mapped to the south of Caraíbas show NE-SW trend, being rotated anti-clockwise to the north to NW-SE (CPRM, 2003; Nobre-Lopes, 2002; Martínez, 2007) as shown in Figure 2.1. The focal mechanism obtained by Assumpção et al. (1990) for a 3.2  $m_R$  earthquake occurred on March 1<sup>st</sup>, 1990, about 20 km to the NW of Manga city also suggest an anti-clockwise rotation in respect to the focal mechanism obtained for the Caraíbas-Itacarambi seismicity (this work).

---

## ***2.3. Seismological data***

### *2.3.1. The mainshock of December 9, 2007*

Small earthquakes started to occur in the village of Caraíbas, north of Minas Gerais State, on May 24, 2007, when a 3.5 magnitude event produced some cracks in poor quality houses, constructed some years ago, consisting of adobe masonry and with walls built up using earth bricks unconnected to wooden beams and columns.

The mainshock of December 9, 2007 (4.9  $m_b$ ) produced intense damage in the village of Caraíbas, mainly in these adobe houses. The maximum intensity reached VII MM (red area in Figure 2.2), producing the first fatal victim of an earthquake ever reported in Brazil. The best constructed houses, with reinforced concrete frame structures and masonry infill, suffered only few superficial wall cracks. This mainshock was felt up to 80 km away from Caraíbas, and the isoseismal of VI MM intensity comprise an area of about 100 square kilometers. Figure 2.2 shows the isoseismal map for the Caraíbas-Itacarambi mainshock with the isoseismal curves (dashed lines). The symbols correspond to Modified Mercalli intensity values obtained at the places where macroseismic questionnaires were applied to the citizens during the first weeks after the mainshock occurrence.



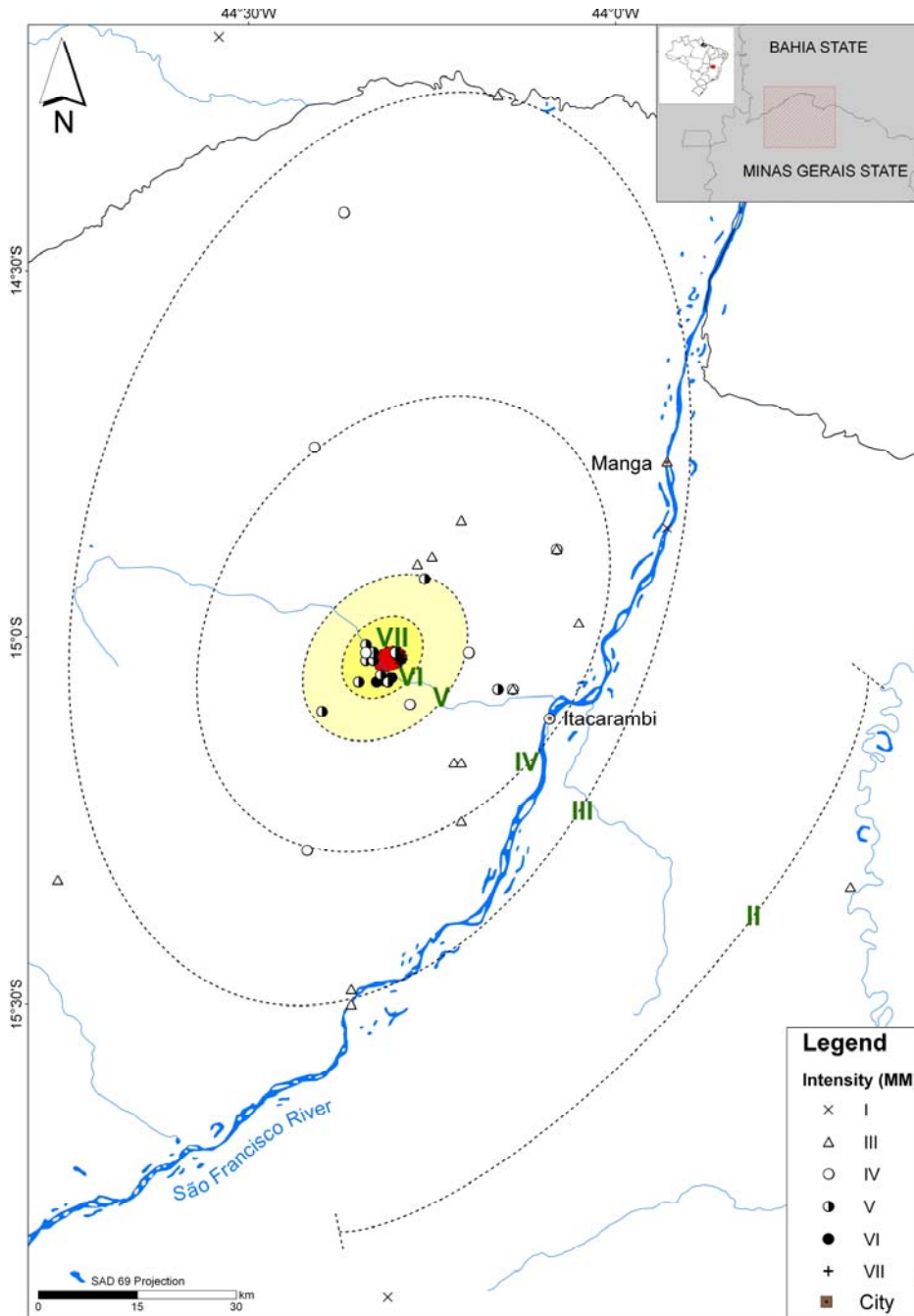


Figure 2. 2 - Map with the isoseismal curves (dashed lines) for the December 9, 2007 (4.9  $m_b$ ) earthquake with Modified Mercalli (MM) intensities. The symbols represent MM intensities according to the legend. The inset map indicates the location of the study area (red hatched square) next to the border between the states of Minas Gerais and Bahia.

Table 2.1 shows the source parameters for the December 9, 2007 earthquake determined by the International Data Center (IDC), National Earthquake Information Center (NEIC/USGS) and this paper. The epicenters are shown in Figure 2.3. Magnitudes were also calculated using data from six stations in the range 200 to 1500 km distance, using the regional magnitude scale for Brazil  $m_R$  (Assumpção 1983), based on the maximum particle velocity of the P-wave train, which is equivalent to the teleseismic  $m_b$  scale. The regional magnitude of the mainshock is  $m_R = 4.3$ , lower than the teleseismic 4.9  $m_b$  (NEIC).

Table 2. 1 – Source parameters for the December 9, 2007 earthquake.

Origin time hh:mm:ss.ss	Latitude (°)	Longitude (°)	ERH (km)	Depth (km)	Magnitude / no stations	RMS (s)	Reference
02:03:27.96	-15.0632	-44.3242	7.5	0.0f	4.5 $m_b$ / 23	0.98	IDC
02:03:29.44	-15.0480	-44.2310	16	10f	4.9 $m_b$ / 32	0.92	NEIC/USGS
02:03:28.36	-15.0326	-44.2953	0.2	0.65	4.3 $m_R$ / 6	0.02	This work

*ERH – Horizontal error*

*f – fixed depth*

### 2.3.2. Local Seismographic Network

After the May 24, 2007, 3.5 magnitude event, the local seismic activity in the area continued to be felt in the following months, and motivated the deployment in October 23, 2007 of a 6-stations network. The seismic stations were composed by broadband sensors CMG 6TD (Güralp Systems) with flat response from 30 seconds to 100 Hz, acquiring data continuously at a sampling rate of 400 Hz. During the period of seismic monitoring, the network configuration was changed. The first distribution of stations (October 23 to November 1) followed the estimated epicentral area of the 3.5  $m_R$  event of May 24, determined with regional stations. After the epicentral determination of the first events detected by the local network, the distribution of stations was changed (November 1) to better constrain the hypocenters. Figure 2.3 shows these two network configurations. The local network was deactivated in May 25, 2008, and only Station 7 remained to monitor the seismic activity.

### 2.3.3. Temporal Distribution of the Caraíbas Seismicity

Figure 2.4 shows the temporal distribution of the seismicity detected by the local network (October 23, 2007 to May 25, 2008) and by the single Station 7 (May 26 to August 09, 2008). The figure includes all events with a threshold magnitude of about 0.5  $m_D$ , comprising a total of 662 events. Large aftershocks occurred on March 19, 2008 and April 09, 2008, with magnitudes of 3.8  $m_R$  and 3.1  $m_D$ , respectively.

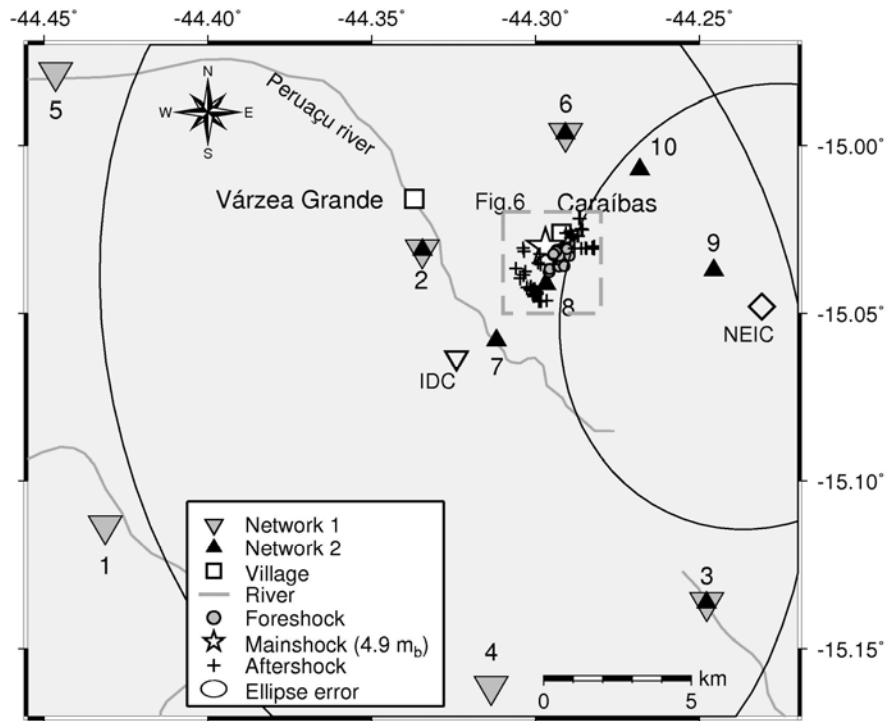


Figure 2. 3 - Epicentral distribution of Caraíbas-Itacarambi seismicity. Gray inverse triangles and black triangles indicate the seismographic stations of the first and second networks, respectively (from JAN1 to JAN10). The gray circles, open star and crosses represent the foreshocks, mainshock and aftershocks, respectively. The open diamond and the open inverse triangle indicate the epicentral determination of the mainshock by NEIC and IDC agencies, with the error ellipses. White squares are villages.

---

For the events detected only by the local network, we calculated duration magnitudes ( $m_D$ ) using the coda duration in seconds ( $D$ ), measured from the P-wave onset until the amplitude reaches the local noise level. The equations used (Assumpção et al., 1989) are:

$$m_D = 1.00 \log D - 0.02 \quad (D \text{ less than 30 seconds}) \quad (2.1)$$

$$m_D = 2.05 \log D - 1.61 \quad (D \text{ 30 or more}) \quad (2.2)$$

Because of operational problems, several data gaps occurred during the monitoring period, such as just after the peak of seismicity following the mainshock, from December 13 to 16, 2007, and the longest period of no data, starting in December 29, 2007, and lasting until January 31, 2008.

Despite the data gaps, a clear decrease in seismicity rate can be observed. An average of 2.5 events/day was detected until November 16, 2007. From November 17 to December 7, 2007, only three events were detected. Immediately before the mainshock, three events occurred on December 8, 2007. This pattern characterizes a 21 days seismic quiescence, followed by immediate precursors to the mainshock. The 21-days seismic quiescence for a magnitude  $4.9m_b$  to  $4.4 m_R$  is consistent with the empirical relations obtained from several other cases as compiled by Scholz (1990).

#### *2.3.4. Hypocentral Determination*

From a total of 662 detected events we selected 95 with at least four P- and/or S-wave readings to perform the hypocentral determination using HYPO71 code (Lee & Lahr, 1975). An initial velocity model for the area was estimated based on geological data from wells drilled in sedimentary cover down to the crystalline basement (Nobre-Lopes, 2002; Martínez, 2007), geophysical studies of magnetic and gravimetric fields (Cunha Filho, 2004), and information of water wells drilled in the north part of the Minas Gerais State (Souza, 1995). In the Caraíbas-Itacarambi seismic area the thickness of the limestone layer varies between 50 and 200 m (Martínez, 2007). The initial model consists of two horizontal layers over a half-space. The most superficial layer has P-wave velocity of 3.5 km/s and thickness of 50 meters, representing the limestones from the Sete Lagoas Formation. The second layer consists of 95 meters of fractured gneiss from the Januaria Complex (basement of the São Francisco Craton), with P-wave velocity of 5.6 km/sec. The half-space, comprising compact gneiss from

the Januaria Complex, has P-wave velocity of 6.0 km/s. The  $V_p/V_s$  ratio of 1.720 (+ 0.003) was obtained by a composite Wadati diagram (Figure 2.5). From the located events we selected a data set of 75 events (including the mainshock) with clear P- and S-wave arrivals, maximum RMS residual of 0.05 seconds, and magnitude above 1.0  $m_D$ . These events have epicentral distances between 3.5 and 18 km (first network configuration) and 0.5 to 13 km (second one).

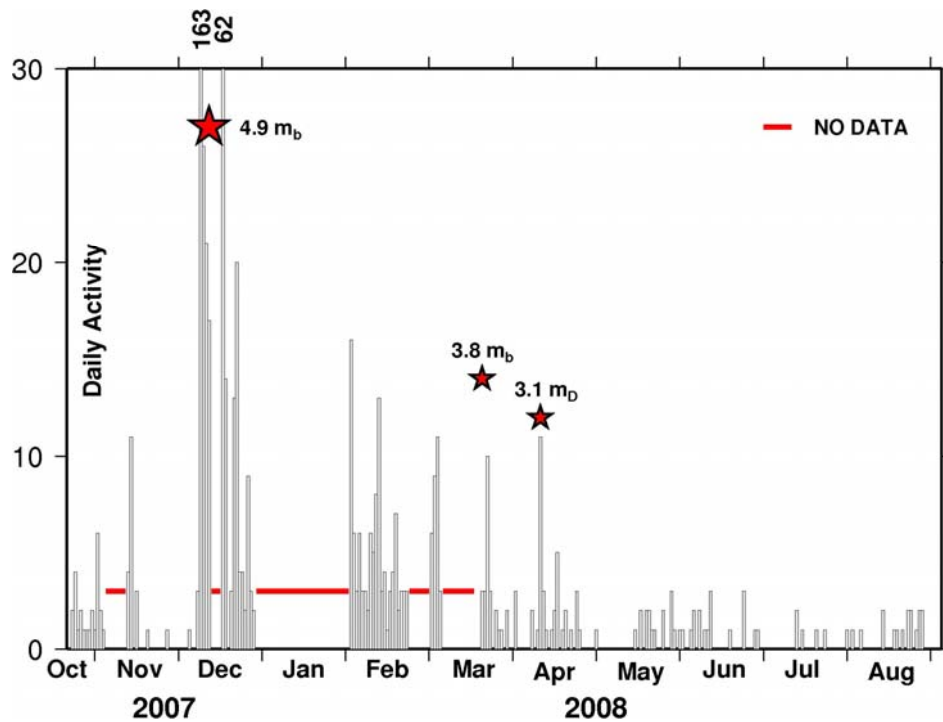


Figure 2. 4 - Temporal distribution of the seismicity at Caraíbas-Itacarambi area from October 23, 2007 to August 9, 2008. Vertical bars indicate the daily number of events recorded by the local networks, the horizontal bars represent periods with no data from the local networks. The stars indicate the three largest events with their magnitudes. Notice the evidence of a seismic quiescence from mid November to early December 2007. The total numbers of events detected on December 9 and December 17, 2007, are indicated at the top of the histogram (163 and 62 events, respectively).

We also searched for a velocity model that gives the least overall RMS travel time residual for the 75 events, using genetic algorithm (Lopes, 2003), starting with the initial velocity model. P-wave velocities ( $V_p$ ) and thicknesses at the two layers and the half-space were varied to find the model with the least overall RMS travel time residual in the hypocenter determinations. The best model has, from top to bottom, a first layer 0.1 km thick

---

with  $V_p = 4.4$  km/s; a second layer 0.5 km thick with 5.5 km/s and the half-space with  $V_p = 5.8$  km/s.

After the determination of the hypocentral locations for all 75 events using this final velocity model obtained by the genetic algorithm, we applied the double-difference algorithm of Waldhauser and Ellsworth (2000) using the hypoDD code (Waldhauser, 2001) to relocate the events. This algorithm requires that the distance between two events is small compared to the distance of the pair to a single station. The double-difference algorithm attempts to minimize the difference between the travel time residuals (double-differences) for a pair of earthquakes at a single station, compensating for unmodeled velocity heterogeneities along the path.

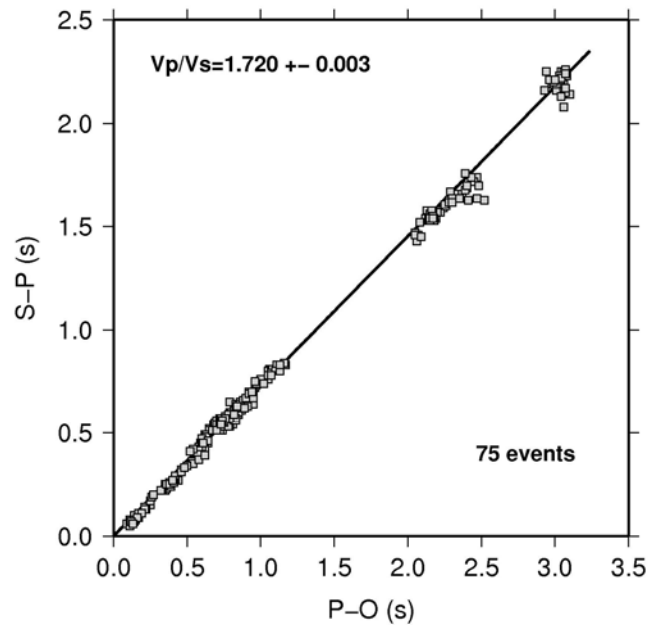


Figure 2. 5 - Composite Wadati diagram for Carabas-Itacarambi seismicity determined using 75 events and 352 data (squares). The best fit (solid line) corresponds to a  $V_p/V_s$  ratio of 1.720 ( $\pm 0.003$ ).

The result of hypocentral determinations using hypoDD is shown in Figure 2.6. The epicentral map for the 75 relocated events is shown in Figure 2.6a. Figure 2.6b shows the vertical profile along the continuous line AB (azimuth of  $115^\circ$ ) shown in the map passing through Station 8 (black triangle). The events are differentiated as foreshocks (circles), imminent foreshocks (diamonds), mainshock of December 9, 2007 (large star) and

---

aftershocks (squares). The little star corresponds to the largest aftershock of March 19, 2008 (3.8  $m_R$ ). Depths shallower than 0.6 km are denoted by open symbols deeper by gray symbols.

The epicentral distribution suggests an approximately 3-km long zone roughly aligned in the NE-SW direction. Station 8 (second deployment) nearest to the epicenters better constrains the depths of the events. Only the events detected by this station (imminent foreshocks, the mainshock and most of the aftershocks including the largest one) have more reliable focus depths and are displayed in the vertical profile AB (Figure 2.6b). The early foreshocks detected only by the first network stations, at larger distances from the epicenters and less constrained hypocentral depths, are not plotted in the profile. A general trend is seen with shallower events to the Northwest (depths between 0.3 and 0.6 km) and deeper to the Southeast (down to 1.2 km).

The fifteen events with epicenters near Station 8 (dashed box in Figure 2.6a) were analyzed with more detail. We performed a visual P and S-waveform cross-correlation for the events of this cluster, as shown in Figure 2.7, to get more accurate relative arrival times. The relocated hypocenters for this cluster are presented in Figure 2.8, following the same symbol and color criteria used in Figure 2.6. The continuous line AB, with azimuth of  $115^\circ$  (passing through Station 8) in Figure 2.8a, defines the vertical profile presented in Figure 2.8b. This vertical section shows that the events are well aligned starting with a depth of 0.4 km at the NW and reaching down to depths of approximately 0.8 km to the SE. This feature can be interpreted as the fault plane dipping to the SE with an angle of approximately  $40^\circ$ .

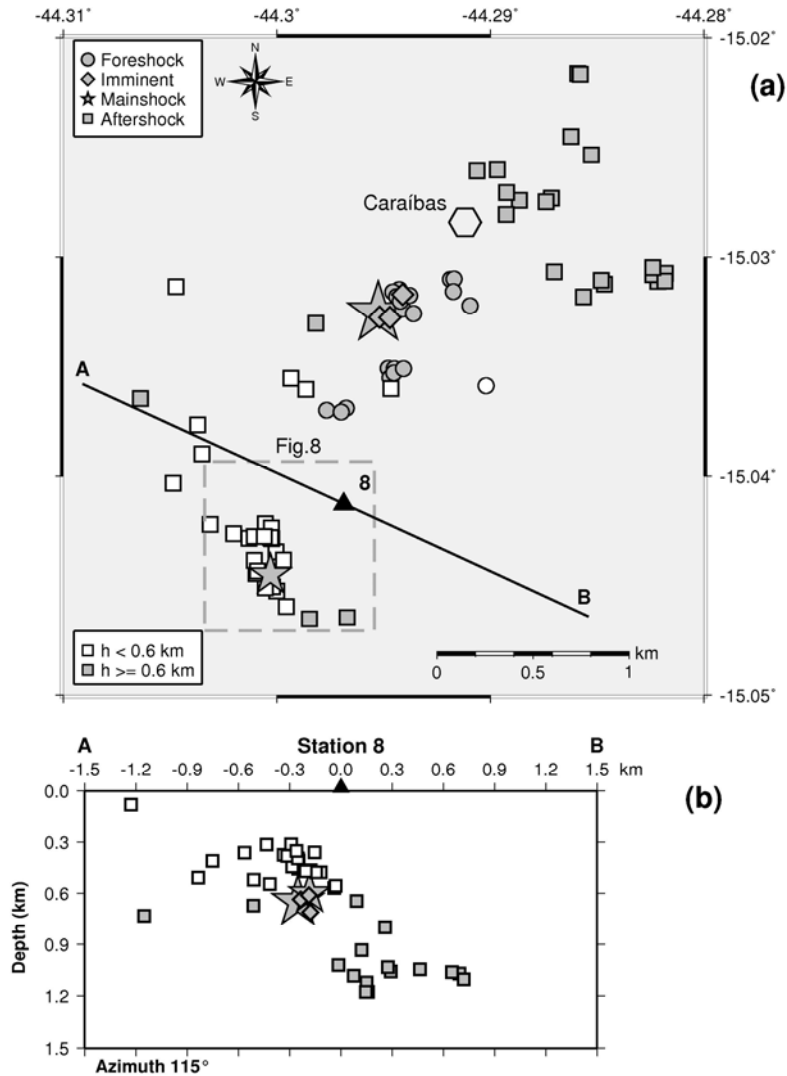


Figure 2. 6 - (a) Map of the Caraíbas-Itacarambi seismicity showing foreshocks (circles), imminent foreshocks (diamonds), mainshock (large star) and aftershocks (squares). The little star corresponds to the 3.8  $m_R$  magnitude aftershock. Events shallower than 0.6 km are shown in open symbols, and deeper in gray. Line AB indicates the direction (azimuth of 115 degrees) of the vertical profile that passes through Station 8 (black triangle). The dashed box corresponds to the zoom area of Fig. 2.8. (b) Vertical section AB passing through Station 8 (black triangle) showing the depth distribution of the hypocenters. The symbols follow the pattern of Figure 2.8a. Only events recorded by Station 8, with better constrained depths, are shown. The abscissa axis indicates relative distances in kilometers over the line AB, with positive values from Station 8 to point B and negative ones to A.



---

### 2.3.5. Focal Mechanism

From the data set of 75 relocated events we used 37 events to determine composite focal mechanism using FPFIT code (Reasenberg and Oppenheimer, 1985), assuming that all the events have the same source mechanism. The selected 37 events have at least 8 readings (4 P- and 4 S-wave readings), azimuth gaps between  $119^\circ$  and  $165^\circ$ , RMS travel time residuals equal or lower than 0.035 sec, and ERH (horizontal error) smaller than 0.20 km. A total number of 150 P-wave polarities from the data set of these 37 events were used to determine the composite focal mechanism. For some events the first polarities were affected by a-causal effects of the anti-alias digital filter, mainly at Station 7, which is the only station located in an outcrop. In these cases a correction was applied before reading the P-wave polarities.

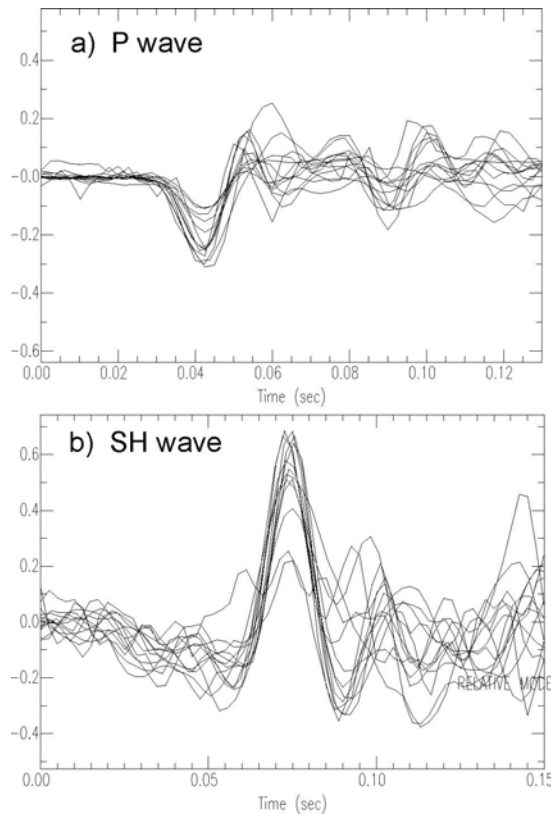


Figure 2. 7 - Waveform correlations at Station 8 for the events located inside the dashed box of Figure 2.6, using the vertical component for the P-wave (a) and N-S component for the S-waves (b).

For the local data set, the best FPFIT solution corresponds to a plane with strike  $10^\circ$ , dip of  $70^\circ$  and rake of  $60^\circ$  (Figure 2.9a). Including P-wave polarities of regional and teleseismic stations (larger symbols in Figure 2.9b) to the local data set, and using the hypocenter trends seen in Figures 2.6 and 2.8, a preferred solution is given as  $30^\circ$  of strike,  $40^\circ$  of dip and  $105^\circ$  of rake (Figure 2.9b). This is the adopted focal mechanism solution for the Caraíbas-Itacarambi seismicity.

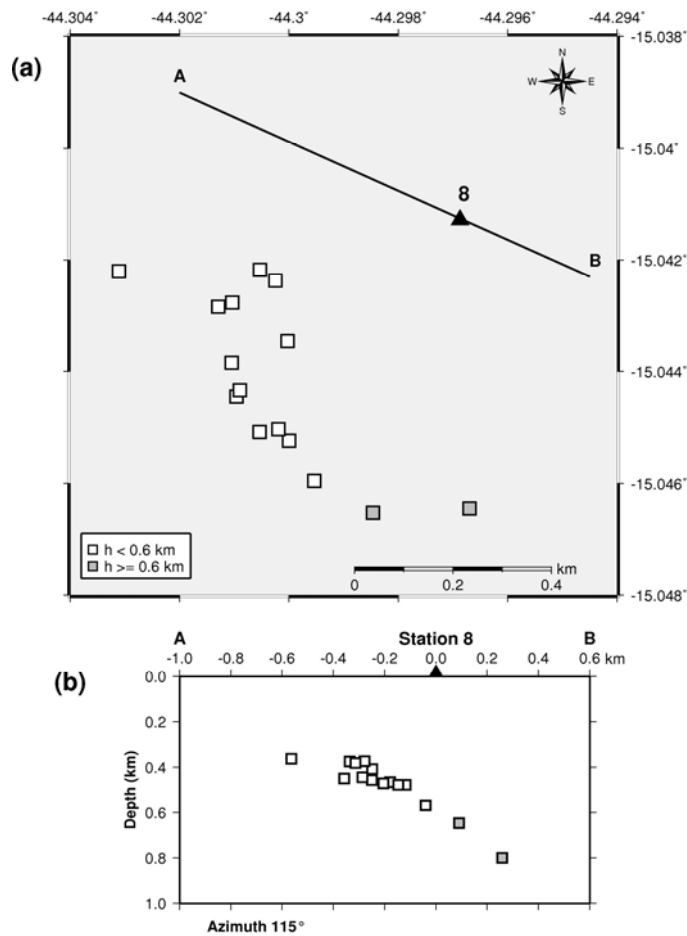


Figure 2. 8 - (a) Map of the southern cluster (dashed box in Figure 2.6). All symbols and colors follow the pattern of Figure 2.6; (b) Vertical projection along line AB showing depth distribution of hypocenters indicating a dip of about  $40^\circ$  to the SE.

Some inconsistencies found for this solution (such as the compressional polarities of the local data in the SW quadrant) can be related to hypocentral errors causing large deviations in azimuth and take-off angles at Station 8. This fault plane solution corresponds to a reverse fault with near horizontal, E-W trending P-axis.

This result is similar to the focal mechanism solution obtained for another seismic activity occurred near Manga, 50 km to the North of Caraíbas, occurred in 1990, which also showed a reverse mechanism with N-S trending fault (Assumpção et al., 1990) as showed in Figure 2.1.

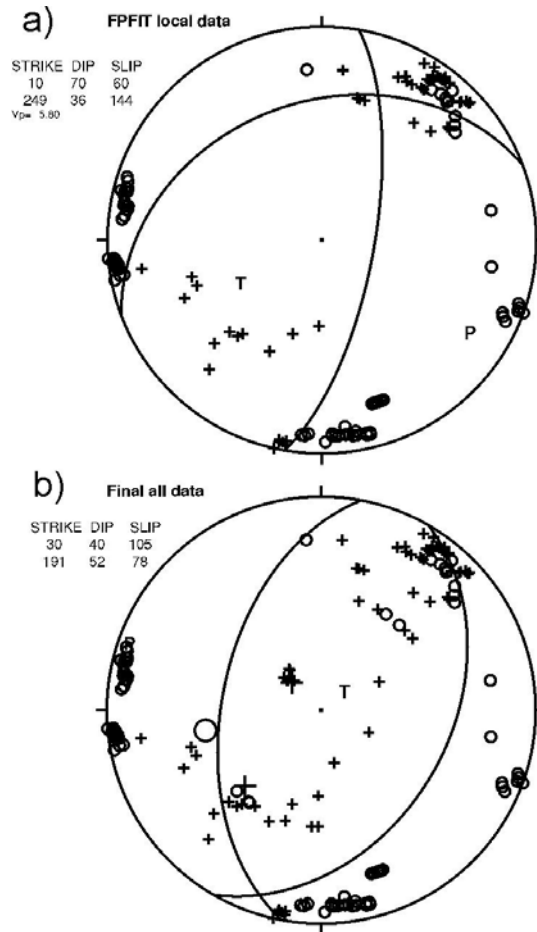


Figure 2. 9 - Composite focal mechanism for Caraíbas-Itacarambi seismicity. (a) Result of FPFIT code using only local data. (b) Adopted final solution taking into account the local (small symbols), regional and teleseismic (larger symbols) polarities, as well as the hypocentral distribution. Circles and crosses represent dilatational and compressional P-wave first arrivals, respectively. P and T indicate the tension and compression axes, respectively.

Table 2. 2 – Focal mechanism solutions used to determine the stress tensor in the central part of the São Francisco Craton.

#	Location	Latitude	Longitude	Depth (km)	Strike	Dip	Rake
1	Correntina/BA	-13.458°	-44.554°	0.6	342°	71°	68°
2	Brasília/DF	-16.062°	-47.599°	2.2	280°	70°	70°
3	Manga/MG	-14.575°	-44.118°	0.8	350°	65°	70°
4	Encruzilhada/MG	-15.910°	-40.910°	1.0	335°	25°	90°
5	Caraíbas-Itacarambi/MG	-15.0326°	-44.2953°	0.65	030°	40°	105°

# - Event number

Source: (1) and (2) – Lopes (2008); (3) – Assumpção et al. (1990); (4) – Veloso (1990); (5) – this work.

## 2.4. Discussion

The length of the rupture zone of the mainshock, as determined by the aftershocks, is about 3 km long. This is consistent with scaling relations for mid-plate earthquakes, which indicate a  $m_b$  magnitude between 4.5 and 5.0 for a 3 km rupture (Nuttli, 1983).

The shallow depth of the rupture is well constrained by the local network. Different velocity models, as discussed earlier, were used to locate the hypocenters and the best constrained focal depths are consistently less than about 1 km. Despite the shallow depth of the mainshock (less than 1 km), no clear topographical or geomorphological feature could be associated with the SSW-NNE fault plane. To investigate basement structural features, hidden beneath the limestone layers, we processed aeromagnetic data from a regional survey.

The data comprised 625 linear kilometers long profiles with direction N30°W, spaced 250 m apart, covering an area of 140 square kilometers in the north of Minas Gerais State (SEME, 2000). We applied a first order vertical derivative to the anomalous magnetic field data for the study area. The vertical derivative is commonly used to enhance the shallowest geological sources, mainly structural lineaments. In the resulting image (Figure 2.10), we can see NE-SW lineaments near the epicentral area, roughly parallel to the fault plane. These magnetic lineaments are probably related to basement fractures and faults.

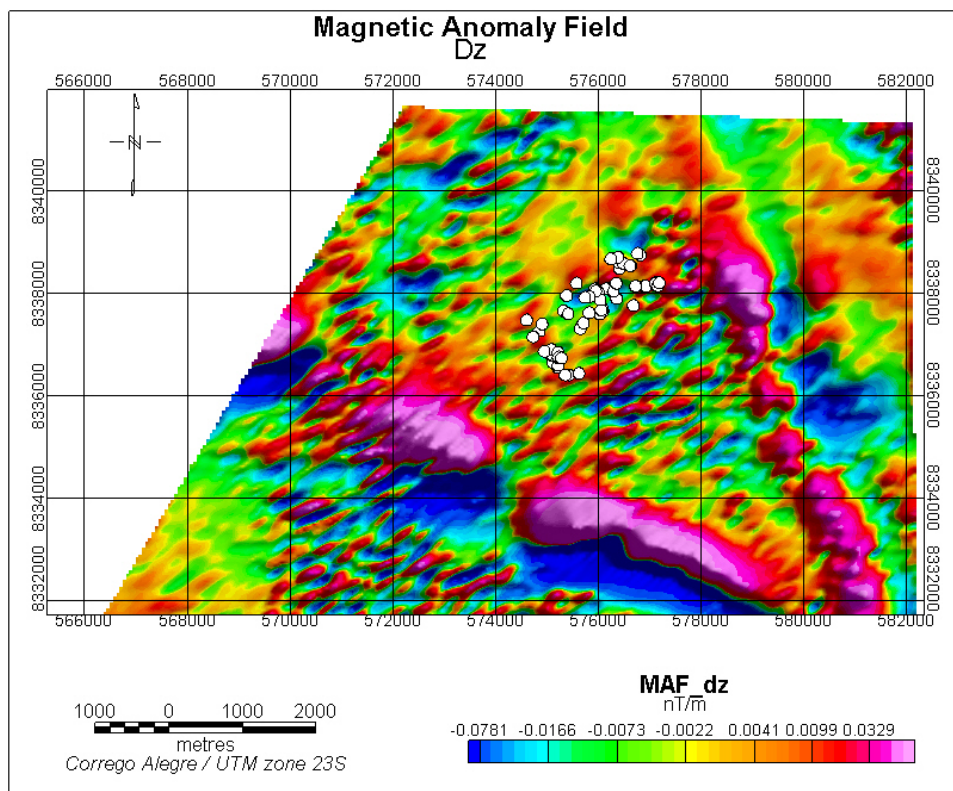


Figure 2. 10 - First order vertical derivatives of the aeromagnetic field in the region of study. The white circles are the epicenters. Note the short-wavelength lineaments trending SW-NE near the epicentral area parallel to the fault strike.

Focal mechanisms of other events in the São Francisco Craton, two to the north of Caraíbas (Lopes, 2008; Assumpção et al., 1990), one to the east (Veloso, 1990), and one to the west (Lopes, 2008) are also reverse fault. Table 2.2 presents the focal mechanism solutions for these earthquakes. Stress inversion of these four events together with the Caraíbas-Itacarambi focal mechanism indicates an E-W compressional stress field (Lopes, 2008). Basement fractures and faults, oriented in the NE-SW direction, probably are being reactivated under the present E-W compressional stress field.

---

## ***2.5. Conclusions***

Detailed analysis of the hypocentral distribution of the Caraíbas-Itacarambi seismicity and P-wave polarity data observed at local, regional and teleseismic distances, indicates that the earthquakes occurred along one main fault rupture of about 3 km long by 2 km wide striking N30°E and dipping 40° to the Southeast. The focal depths range from approximately 0.3 to 1.2 km.

The seismicity at Caraíbas is probably a result of the reactivation of preexisting faults in the São Francisco Craton basement, with directions NE-SW and NNE-SSW, in response to the present E-W compressional stress field.

## ***Acknowledgements***

We thank the staff of Peruaçu Caves National Park, especially Ivan Borba Lima and Evandro Pereira da Silva, for logistic support during the field campaigns and the stations operations. We also thank Sidinei S. Tomás for the cooperation during installation and maintenance of the field equipments, and Kate T. de Souza for the support in the generation of the macroseismic map. The authors thank Tectonophysics Editor Tom Parsons, and two anonymous reviewers for their comments and suggestions, that greatly improved our work.

---

## **References**

- Assumpção, M., 1983. A regional magnitude scale for Brazil. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73(1): 237-246.
- Assumpção, M., Takeya, M., Ferreira, J.M., Costa, A., Sophia, C.M., 1989. Magnitude calculation and frequency-magnitude relation for João Câmara events, RN. *Brazilian Geophysical Journal*, Vol. 7(2), 107-116.
- Assumpção, M., Veloso, J.A.V., Barbosa, J.R., Blum, M.L.B., Carvalho, J.M., Neves, E., Bassini, A., 1990. The Manga earthquakes, MG, March of 1990. In: XXXVI Brazilian Congress of Geology, 1990, Natal-RN. Proceedings of the XXXVI Brazilian Congress of Geology. Natal-RN: SBG, 1990. v. 6. p. 2154-2159.
- Assumpção, M., 1998. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78 (1), 160–169.
- Assumpção, M., Schimmel, M., Escalante, C., Barbosa, J.R., Rocha, M., Barros, L.V., 2004. Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spot. *Geophys. J. Int.* 159, 390–399.
- Barros, L.V., Assumpção, M., Quintero, R., Caixeta, D., 2009. The intraplate Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon craton — Brazil, *Tectonophysics* (2009), doi:10.1016/j.tecto.2009.01.006.
- Berrocal, J., Assumpção, M., Antezana, R., Dias Neto, C., Ortega, R., França, H., Veloso, J.A., 1984. *Sismicidade do Brasil*. Published by IAG/USP and Comissão Nacional de Energia Nuclear, Brazil, 320 pp.
- CECAV, 2007. Base de dados geoespacializados de cavidades naturais subterrâneas do Centro Nacional de Estudo, Proteção e Manejo de Cavernas – CECAV, IBAMA.
- Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C., Basel, M.A., 2000. Crustal evolution of the South America Platform. In: U.G. Cordani; A. Thomaz filho; J. Milani. (Org.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: CPRM, 2000, v. , p. 41-95.
- CPRM, 2003. Digital atlas of geology and mineral resources of Minas Gerais State, scale 1:500.000.
- Cunha Filho, E.M. da, 2004. Contribution to the geology and evaluation of mineral potential in the Januária-Itacarambi-Montalvânia region (Minas Gerais State), Master Degree Thesis (in Portuguese), Institute of Geosciences, University of Brasília, 141 pp.
- Ferreira, J.M., Oliveira, R.T., Takeya, M.K., Assumpção, M., 1998. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophys. J. Int.* 134, 341–355.

- 
- Johnston, A. C., 1989. Seismicity of “stable continental interiors”, in *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margin: Neotectonics and Postglacial Rebound*, edited by S. Gregersen and P. W. Basham, pp.299-327, Kluwer Acad., Norwell, Mass.
- Johnston, A.C., Kanter, L.R., 1990. Earthquakes in stable continental crust. *Sci. Am.* 262, 68–75.
- Johnston, A.C., 1996. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions.1. Instrumental seismicity. *Geophys. J. Int.* 124, 381–414.
- Kenner, S.J., Segal, P., 2000. A mechanical model for intraplate earthquakes: application to the New Madrid seismic zone. *Science* 289 (5488), 2329–2332.
- Lee, W. H. K., Lahr, J.C., 1975. HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. pp. 75-311.
- Lopes, A.E.V., Assumpção, M., Barbosa, J.R., 2003. Modelagem da estrutura crustal média em Goiás com algoritmo genético, 8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, CD-ROM.
- Lopes, A.E.V., 2008. Focal mechanisms and lithospheric stresses in Brazil. PhD Thesis (in Portuguese), IAG, University of São Paulo, 300 pp.
- Martínez, M.I., 2007. Stratigraphy of Bambuí Group at the north of the São Francisco River Valley, MG. Master Degree Thesis (in Portuguese), Institute of Geosciences, Federal University of Minas Gerais, 122 pp.
- Nobre-Lopes, J., 2002. Diagenesis of the dolomites hosting Zn/Ag mineral deposits in the Bambui Group at Januaria Region-MG, PhD Thesis, University of Campinas, Campinas, São Paulo, Brazil, 183 pp.
- Nuttli, O., 1983. Average seismic source-parameter relations for mid-plate earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73 (2) 519-535.
- Reasenber, P., Oppenheimer, D., 1985. FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 85-739, 109 pp.
- SEME, 2000. Aerogeophysical survey in the North of Minas Gerais State. Area 5. (in Portuguese) Secretaria Estadual de Minas e Energia (SEME), Minas Gerais, Brazil.
- Scholz, C.H., 1990. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge U.P., 439pp.
- Schulte, S.M., Mooney, W.D., 2005. An updated global earthquake catalogue for stable continental regions: reassessing the correlation with ancient rifts. *Geophys. J. Int.* 161, 707–721.



- 
- Sykes, L.R., 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zone of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Rev. Geophys. Space Phys.* 245, 298–302.
- Souza, S.M.T. de, 1995. Subsurface water availabilities of Minas Gerais State (in Portuguese). COPASA-MG. 525 p.
- Talwani, P., 1989. Characteristic features of intraplate earthquakes and the models proposed to explain them. In: Gregersen, S., Basham, P.W. (Eds.), *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post-Glacial Rebound*. Kluwer, Dordrecht, pp. 289–297.
- Talwani, P., Rajendran, K., 1991. Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes. *Tectonophysics* 186, 19–41.
- Tassinari, C. C. G., Bettencourt, J. S., Geraldés, M. C., Macambira, M., Lafon, J. M., 2000. The Amazonian Craton. In: U.G. Cordani; A. Thomaz filho; J. Milani. (Org.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: CPRM, 2000, v. , p. 41-95.
- Veloso, J.A.V., 1990. Atividade sísmica de Encruzilhada-BA, 36th Brazilian Congress of Geology, Natal (in Portuguese).
- Waldhauser, F., 2001. HYPODD – A program to compute double-difference hypocenter locations. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rep* pp. 01-113.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W.L., 2000. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Hayward fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1353-1368.

---

***Capítulo 3***  
***Moment tensor solutions for weak earthquakes at Caraíbas-  
Itacarambi, São Francisco Craton, Brazil***

Cristiano N. Chimpliganond<sup>1</sup>, Hossein Shomali<sup>2</sup>, Jiri Zahradnik<sup>3</sup> & George Sand França<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Seismological Observatory, University of Brasilia, Brasilia, 70910-000, Brazil –  
{[naibert@unb.br](mailto:naibert@unb.br) , [georgesand@unb.br](mailto:georgesand@unb.br)}

<sup>2</sup> Department of Earth Sciences, Geophysics, Uppsala University, SE-752 36, Uppsala,  
Sweden – [Hossein.Shomali@geo.uu.se](mailto:Hossein.Shomali@geo.uu.se)

<sup>3</sup> Charles University in Prague, Faculty of Mathematics and Physics, Czech Republic –  
[jz@karel.troja.mff.cuni.cz](mailto:jz@karel.troja.mff.cuni.cz)

Submitted to Bulletin of the Seismological Society of America

---

## ABSTRACT

We have analyzed the focal mechanism of 19 events with magnitudes between 1.0 and 4.6 which occurred very close to the village of Caraíbas, in the middle of São Francisco Craton, Southeast of Brazil. Two different methods were used: (i) We retrieved the moment tensor for 3 events (Mw 0.9 – 1.4) by applying time-domain waveform inversion in the frequency range 1.0-2.8 Hz for a very local seismic network. (ii) A Relative Moment Tensor Inversion (RMTI) technique was used based on amplitude spectra of direct P- and S-waves on vertical and rotated horizontal components, respectively, for 17 events (duration magnitude 1.0 - 4.6). Four distinct groups of spatially clustered events were studied. These clusters have previously been relocated with high accuracy using double-difference algorithm. The focal mechanisms obtained in this study for both methods show dominant reverse-fault planes with direction predominantly Northeast-Southwest, with P- and T-axes suggesting E-W compression in the region during the activity, which is in good agreement with other studies from focal mechanisms and strain measurements in this part of South American plate.

### ***3.1. Introduction***

Low rate seismicity in Brazil is typical for an intraplate region. However, contrasting to other intraplate regions, such as Eastern North America, Australia and India where magnitudes larger than 7 have been reported (Johnston, 1989; Johnston and Kanter, 1990; Johnston, 1996; Schulte and Mooney, 2005), the maximum observed magnitude in Brazil was mb 6.2 (Barros et al., 2009). Despite the relatively low magnitudes, intensities of VII MM (the modified Mercalli intensity scale) are not uncommon, being an important issue in seismic risk studies.

The Caraíbas-Itacarambi seismic region is located in the middle of São Francisco Craton (see Figure 3.1). Its activity reported in this paper started on May 24, 2007 with a mb 3.5 earthquake and culminated on December 9, 2007 with the mainshock of mb 4.6 (average). Historical seismicity indicates that no seismic events occurred in this region since, at least, the last century (Berrocal et al., 1984). The mainshock happened after a seismic quiescence of about 21 days and was followed by hundred of aftershocks (Chimpliganond et al., 2010).

---

Some foreshocks, the mainshock and aftershocks were recorded by a very local network (see Figure 3.2), providing data with highly accurate hypocentral locations.

The hypocentral distribution of 75 well recorded (by at least 5 local stations) events was obtained using double-difference algorithm (Waldhauser and Ellsworth, 2000; Waldhauser, 2001), suggesting a fault plane activated in a zone about 3 by 2 kilometers along strike and dip (Chimpliganond et al., 2010).

Focal mechanism solution using first P-wave polarities indicates a reverse faulting striking N30°E and dipping 40° to southeast (Chimpliganond et al., 2010). This focal mechanism is very similar to that obtained for Manga seismic area, approximately 50 km to the north (Assumpção et al., 1990).

Therefore, the main objective of the present paper is to deeper analyze the focal mechanisms using two existing inversion methods - the time domain waveform inversion of selected individual events of a good signal-to-noise ratio, and relative spectral inversion of clustered events. Although the used methods are not new, their application to weak events at local stations and relatively high frequencies is methodically challenging.

Although the results obtained until now for the Caraíbas-Itacarambi seismic events indicate their tectonic origin, we should also consider the presence of many caves in the area (Figure 3.1). For this reason, the possibility of cave collapse as the seismic source of some events was investigated in this paper. Therefore, in both used inversion methods we also evaluated the double-couple percentage of the seismic sources in order to better understand the genesis of the Caraíbas-Itacarambi seismicity.

### ***3.2. Geological setting and data***

The village of Caraíbas is located near the city of Itacarambi, in the northern part of Minas Gerais State, Southeast of Brazil. This area is in the middle of São Francisco Craton, an Archean cratonic block, part of the Gondwana Neoproterozoic supercontinent (Figure 3.1). Archean cratonic blocks and Neoproterozoic mobile belts comprise the stable region of South American Platform.

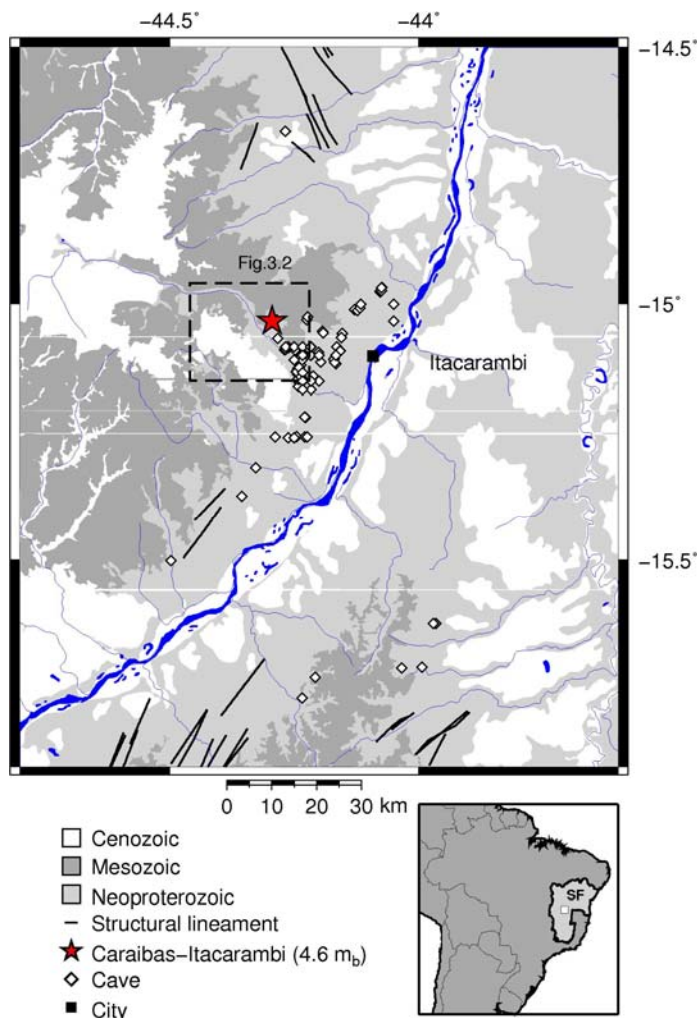


Figure 3. 1 – Geological map of Caraibas-Itacarambi region. Star denotes the epicentre of the mainshock of December 9, 2007 (4.6  $m_b$ ), open diamonds are mapped caves and the black square locates the city of Itacarambi. Dashed square indicates the map of Figure 3.2. The inset map at the bottom right shows the São Francisco Craton (SF) with white square indicating the study area.

The basement of São Francisco Craton is composed by medium to high-grade metamorphic rocks (gneisses and granites) overlaid by a Neoproterozoic sequence of platform to continental sedimentary rocks (Nobre-Lopes, 2002; CPRM, 2003). The sedimentary rocks are represented mainly by limestones, dolomites, and siltstones, with minor presence of marbles (Martínez, 2007). The predominance of limestones and dolomites in the area is marked by several caves (CECAV, 2007), as shown by open diamonds in Figure 3.1. Mesozoic eolic sandstones and alluvium and detritic-lateritic cover of Cenozoic are the more recent units.

---

In Figure 3.1 structural lineaments trending NE-SW to the south of Caraíbas are also observed, showing anti-clockwise rotation to the north to NW-SE trending (CPRM, 2003; Nobre-Lopez, 2002). Some geomorphological features (river aligned, topographic highs) also display NE-SW and NW-SE trends.

The seismic activity in the Caraíbas-Itacarambi area was monitored by a very local 6-station network (maximum epicentral distance of 20 km), see Figure 3.2. All the stations were equipped by Guralp CMG-6TD broadband seismometer with flat velocity response in the frequency range from 0.03 to 100 Hz. The sampling frequency was 400 Hz.

The configuration of the network changed with time so, although Figure 3.2 presents eight stations, only a maximum of six stations operated simultaneously at each configuration. The network was installed in the end of October 2007 due to the first felt events, just 2 months before the mainshock occurrence. Until its deactivation in August 2008, the network detected hundreds of events with magnitude above 0.5 Md (duration magnitude), including the mainshock with mb 4.6 (average).

### 3.3. Methods

Moment tensors represent the most general description of the earthquake mechanism, assuming the point source approximation. The  $n$ -th component of displacement observed at a receiver  $u_n$  is a convolution of the source contribution represented by the moment tensor  $M_{ij}$  with the medium response represented by Green's tensor derivatives  $G_{mi,j}$ . This linear relationship is given by the representation theorem:

$$u_n = M_{ij} G_{mi,j} \quad (3.1)$$

Einstein's summation convention is used over indices  $i, j = 1, 2, 3$ . Equation 3.1 is the basis for both methods applied in this article, time domain waveform inversion using ISOLA (Zahradník et al., 2005; Sokos and Zahradník, 2008 and 2013) and Relative Moment Tensor Inversion (RMTI hereafter; Dahm, 1993; 1996).

The full moment tensor comprises a deviatoric and a volumetric part. The deviatoric moment can be decomposed in different ways (e.g., Jost and Herrmann, 1989), the most common being the decomposition into the double-couple (DC) and compensated linear vector dipole (CLVD) parts, which is adopted in this article.

---

### 3.3.1 – Time Domain Waveform Inversion

The waveform inversion was performed using the ISOLA computer code, built in Fortran with a user friendly interface in Matlab (Zahradník et al., 2005; Sokos and Zahradník, 2008; 2013). It performs an iterative deconvolution of multiple point sources, based on Kikuchi and Kanamori (1991) inverse-problem formulation, using 6 elementary moment tensors. To adapt to regional and local data, the Green's functions are calculated using the discrete wavenumber method of Coutant (1990) and Bouchon (2003) and a one-dimensional crustal velocity model. A measure of the fit between observed ( $O$ ) and synthetic ( $S$ ) waveforms is given by the overall variance reduction (varred):  $\text{varred} = 1 - E/O$ , where  $E = \sum (O_i - E_i)^2$ ,  $O = \sum (O_i)^2$ , with summation over all samples, components, and stations. Varred equals to the squared (zero-lag) correlation between the observed and synthetic seismograms. Another important parameter indicating stability of the inversion is given by the ratio of minimum to maximum eigenvalues of the least-squares matrix. The larger it is the more stable is the inversion. For more details, see Krížová et al. (2013).

Although ISOLA code was used in many low-frequency moment tensor inversions of near regional weak-earthquake waveforms (e.g., Zahradník et al., 2008a; Reinoso, 2011; Agurto et al., 2012), its application to relatively high-frequency local data, like in the present paper, has been so far rather rare (e.g., Fojtíková et al., 2010; Benetatos et al., 2012).

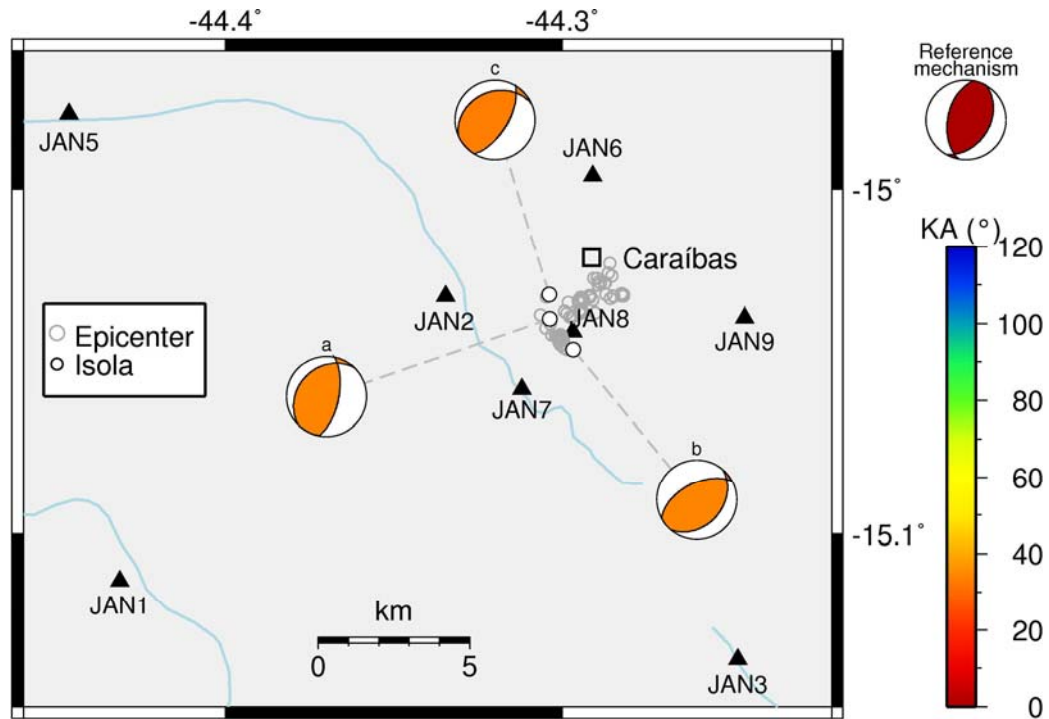


Figure 3. 2 – Epicentral distribution of Caraíbas-Itacarambi seismicity (gray circles). Events used in moment tensor inversion in time domain with ISOLA are denoted by white circles, and the seismic stations used in analysis by black triangles. Color of moment tensor indicates Kagan's angle (KA) (Kagan, 1991) calculated with respect the reference composite focal mechanism (CFM), top right beachball, obtained by Chimpliganond *et al.* (2010). For more details see text.

### 3.3.1.1 – Results

We selected three best recorded events (Table 3.1) based on signal-to-noise ratio and the available number of recordings, to invert the waveforms for deviatoric moment tensors. The mainshock waveforms could not be inverted because their amplitudes were clipped. Thus all the studied events are aftershocks.

The records were corrected for the instrumental response and converted to displacements. The Green's function was calculated using two velocity models. The first one is the same as used by Chimpliganond *et al.* (2010) for hypocentral determination. It consists of two planar layers over a half-space. The first layer has P-wave velocity of 4.4 km/s and thick of 0.1 km; the second layer is 0.5 km thick with  $V_p=5.5$  km/s; and the half-space  $V_p=5.8$  km/s. The  $V_p/V_s$  ratio value is 1.72 for the whole medium. The second model comprises only the half-space with  $V_p=5.8$  km/s and  $V_p/V_s=1.72$ .



Table 3. 1 - Events selected for waveform inversion using ISOLA.

Event	Date yyyy-mm-dd	Hypocentre Origin Time (UT)	Epicentre Lat (°)	Epicentre Long (°)	Depth (km)	Md	Stations used
a	2008-02-13	17:05:52.0	-15.0377	-44.3037	0.5	2.3	2/6/7/8
b	2008-03-02	01:54:18.4	-15.0465	-44.2967	0.8	2.3	2/7/8
c	2008-04-09	02:39:09.9	-15.0307	-44.3083	0.2	3.1	2/6/7/8

*UT is universal time. Md is duration magnitude. Lat and Long are latitude and longitude.*

Comparing the preliminary results obtained by inverting the waveforms using both velocity models, we decided to finally use the homogeneous half-space model for two reasons. First because for the frequency range up to 2.8 Hz used in inversion the uppermost layers of the first velocity model have thicknesses smaller than the shortest wavelengths used. Second due to the fact that the inversion results for both velocity models are almost the same.

We inverted for deviatoric moment tensors of three events (a, b, and c of Table 3.1, Figures 3.1 and 3.2). As a common procedure for all events we performed a spatial grid search around the location-provided hypocenter position to find the centroid (center of gravity of the faulted area) location. Naturally, for small events, centroid and hypocenter should be close to each other. The centroid was calculated as the point with optimum waveform fit determined during the moment tensor retrieval. The grid composed by 25 points (5x5) centered at the epicenter, spaced by 0.2 km, was placed at 10 different depth values, from 0.2 km down to 2.0 km, at steps of 0.2 km.

Analogously, we did a temporal grid search to find the “centroid origin time”, starting at the hypocenter origin time  $\pm 1$  second, at time steps of 0.03 seconds. The moment-tensor inversion was performed at each grid point of a horizontal stencil, at each depth and each time shift, thus representing a complete 4D search. We chose the optimum solution showing the best waveform fit.

For the first event, which occurred on 13 February 2008, 17:05:52.0 UT (Md 2.3), we used waveforms band-pass filtered with corner frequencies of 1.6 and 2.8 Hz from stations JAN2, JAN6, JAN7 and JAN8. The second event of 02 March 2008, 01:54:18.4 UT (Md 2.3) had records of stations JAN2, JAN7, JAN8 and JAN9 filtered at frequency band of 1.8 to 2.8 Hz. The waveforms of the third event of 09 April 2008, 02:39:09.9 UT (Md 3.1) at stations JAN2, JAN6, JAN7, JAN8 and JAN9 were inverted at frequency band from 1.0 to 1.5 Hz. The low-frequency limits were determined to get good signal to noise ratio. The high-frequency limit was chosen as to make waveform modeling feasible.

The inversion results are presented in Table 3.2. As seen from this table, all the solutions have the best fitting solution characterized by overall variance reduction near 0.7. Figure 3.2 shows the results of waveform inversion for three studied events. The same figure presents a map with epicenter of Caraíbas-Itacarambi seismicity (open gray circles) and the events studied with ISOLA (full circles). “Beach balls” show the solutions obtained with ISOLA.

Table 3. 2 – Deviatoric moment tensor solutions of the studied events using ISOLA (Table 3.1).

Event	NS	Centroid Origin Time (UT)	Centroid Lat (°)	Centroid Long (°)	Centroid Depth (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	DC (%)	Mw	VR	Ratio min/m ax	KA (°)
a	4	17:05:51.6	-15.0359	-44.3018	0.5	11	65	74	80	0.9	0.69	0.06	34
b	3	01:54:18.0	-15.0483	-44.2967	1.0	41	36	73	71	1.0	0.71	0.11	34
c	4	02:39:08.4	-15.0253	-44.3075	1.0	31	64	73	88	1.4	0.65	0.21	33

*NS stands for number of stations used in inversion. Lat and Long are latitude and longitude. DC stands for double-couple. Mw is moment magnitude. VR is the variance reduction value. Ratio min/max denotes the ratio of the minimum to maximum eigenvalues of the least-squares matrix. KA is the Kagan's angle between focal mechanism solution obtained by ISOLA and reference focal mechanism given by P-wave first motion (Chimpliganond et al., 2010).*

An example of the correlation plot for all points of the spatial grid placed at 1 km depth, used for Event c (Table 3.1), is presented in Figure 3.3. Position number 14 has the largest correlation coefficient between observed and synthetic waveforms and was chosen as the result. Focal mechanism solution and double-couple percentage (DC%) for each point are also displayed in Figure 3.3.

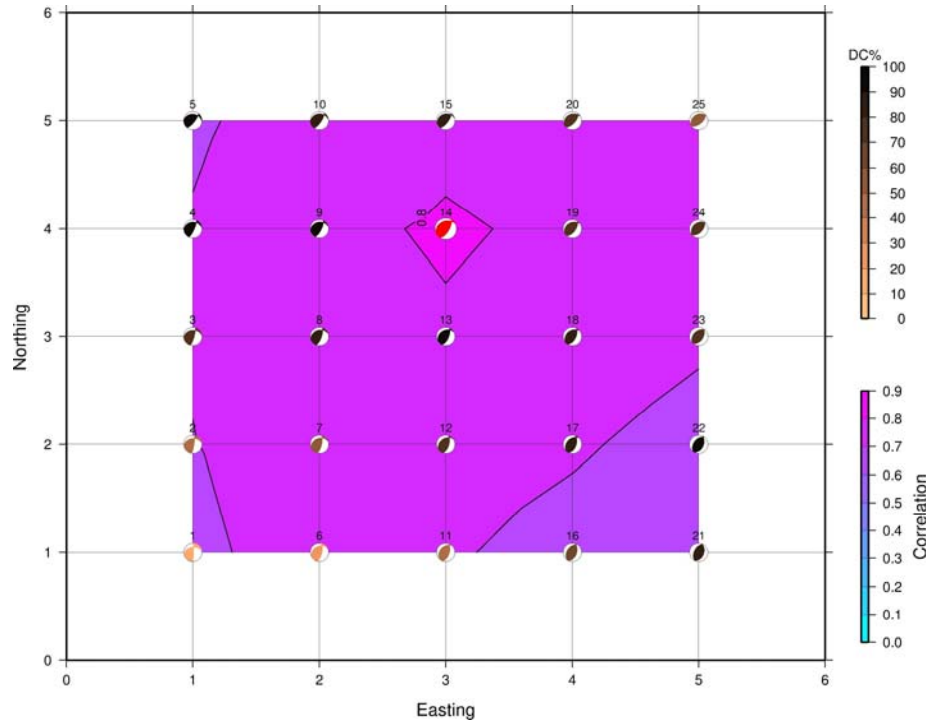


Figure 3.3 - Correlation between observed and synthetic seismograms. The plot shows all 25 trial source positions of the spatial grid of 0.2 x 0.2 km increments in the West-East and South-North direction for Event c (Tables 3.1 and 3.2) at depth of 1 km. Epicenter is in the middle of the plot (point no. 13). The temporally optimized focal mechanism for each point is colored accordingly to the double-couple (DC) percentage. Contour lines display the correlation coefficient value.

Figure 3.4 shows correlation coefficient as a function of time position of source 14 for Event c (Table 3.1). The location-based origin time was formally shifted to time = 20 seconds and we performed the inversion from 2 seconds prior to 1 second after. The result of inversion at each 0.03 second of time step is presented with a beach-ball, color-coded accordingly to DC%. Time 19.29 shows the best-fitting result (the centroid time) with the largest correlation coefficient.

We can also observe a clear dependence of the correlation coefficient on time shift. The periodicity marked by maxima values on correlation coefficients with opposite sign in moment tensor is an undesired effect of inverting seismogram in a relatively narrow frequency band (Zahradník et al., 2005). In that case, the waveforms are similar to sinusoidal signal and if shifted by half-period and with opposite sign it can be fitted equally well. It means that the waveform inversion can retrieve a stable mechanism but it cannot safely retrieve its sign. This ambiguity is easily solved by checking just a few P-wave polarities.

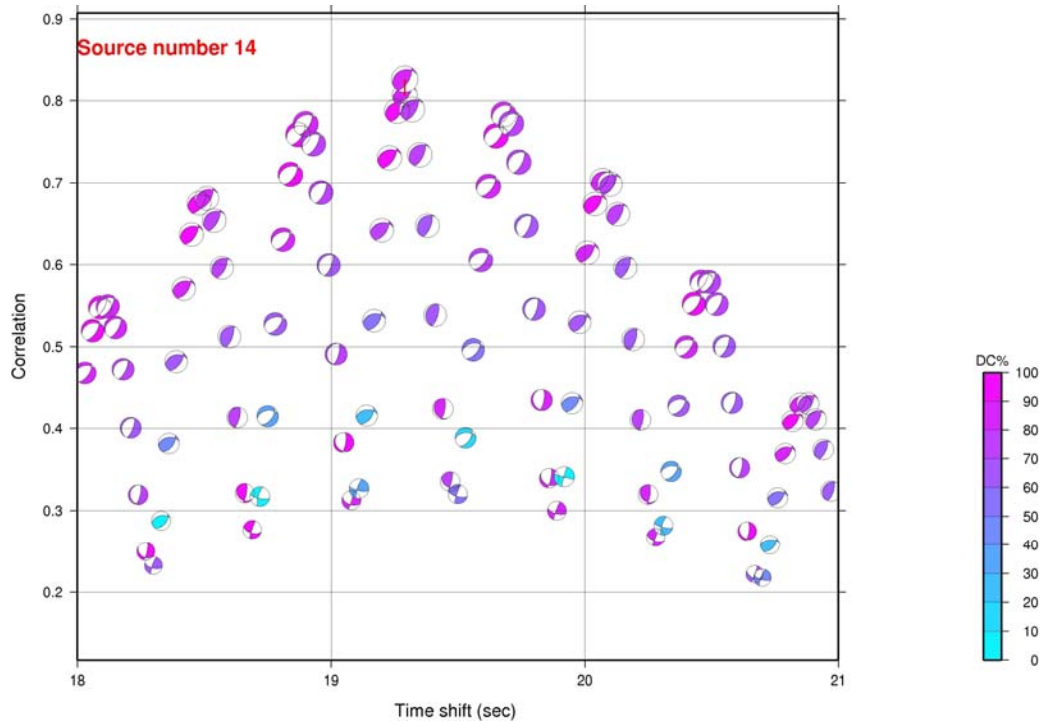


Figure 3. 4 – Plot of correlation coefficient as function of temporal source shift for source number 14 of Event c (Tables 3.1 and 3.2). Best solution (largest correlation coefficient value) is at time shift of 19.29 seconds. The location-provided origin time is formally denoted as time = 20 seconds.

Figure 3.5 shows the fit between observed and synthetic displacement waveforms at stations and the moment tensor inversion result for Event c (Table 3.1). The seismograms were band-pass filtered at corner frequencies of 1.0 Hz and 1.5 Hz. A very good fit is observed for station JAN2, in both amplitude and time, at components North-South (N), East-West (E) and Vertical (Z). Station JAN8 presents a good fit for N and Z components, and stations JAN7 and JAN6, at Z component. No fit could be found at station JAN9, especially for horizontal components. Station JAN9 has the largest epicentral distance, and was installed in soft soil, whereas the other stations were placed at rock sites.

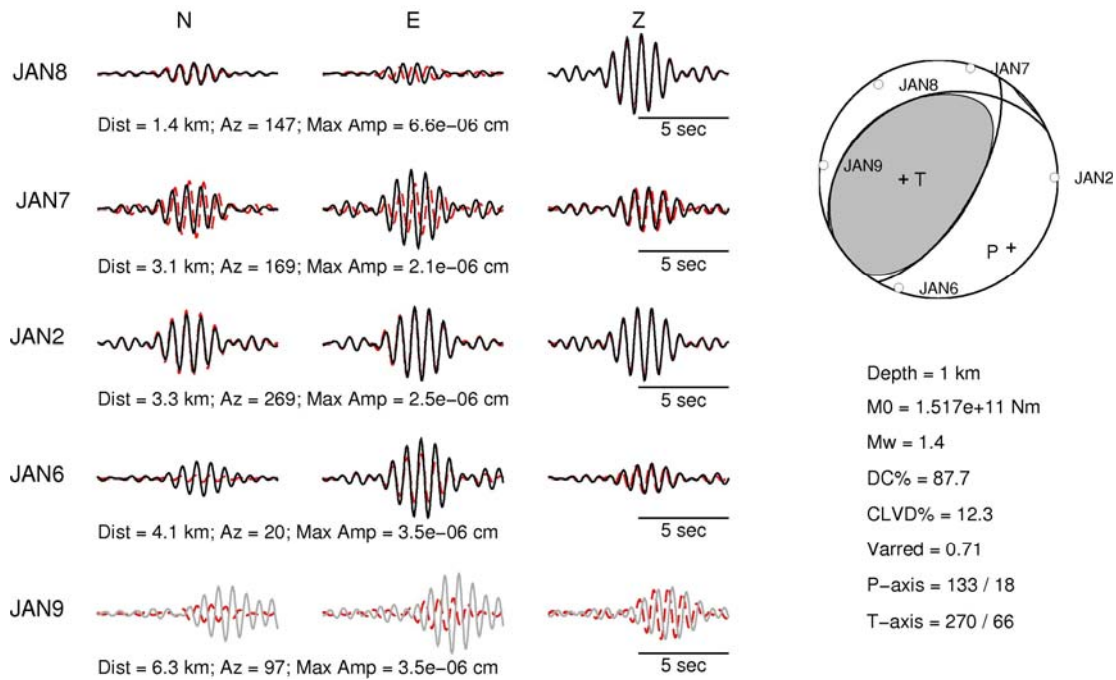


Figure 3. 5 – Waveform fit between observed and synthetic displacements at stations and the moment tensor inversion result for source position number 14 of Event c (Tables 3.1 and 3.2). Observed data are in black and synthetic in red. Gray waveforms were not used in inversion procedure. Open circles in “beach-ball” denote dilatation first P-wave motion.

The waveform misfit in JAN9 is probably related to site effects missing in the modeling because the local velocity structure has not been well known. The inversion was performed with and without JAN9 records and the results are almost the same. The overall variance reduction presented in Figure 3.5 and Table 3.2 correspond to the inversion without station JAN9.

The correlation coefficient and DC% values for all trial source positions and times for Event c (Table 3.1) are displayed by crosses in Figure 3.6. Values corresponding to the best space position and any trial centroid time are marked by squares. Values corresponding to any trial space positions and the optimized centroid time are marked by diamonds. A plot like this, although so far rarely used (Zahradník et al., 2008b), provides a clear insight into the uncertainty of DC%. We see that without temporal optimization of the source we cannot obtain a reasonable estimate of the DC% even if we optimize the source position; indeed, as shown by the squares, DC% attains almost any value. When optimizing the waveform fit with respect to the temporal position of the source (diamonds) the DC% is considerably better constrained. Nevertheless, for example, if we study the correlation ranging between 0.7 and

its maximum value, the DC% varies between 60% and 100%. This is a clear demonstration that even with the temporal optimization, the DC percentage still trades off with the source position. As a result, although having the best-fitting solution with DC percentage of 88%, we cannot determine DC% for Event c) better than to 60-100%. Events a) and b) of Table 3.1 have even larger uncertainty of DC%; in the correlation interval between 0.7 and its maximum value we obtain the DC% ranges 20-90%, and 30-100%, for events a) and b), respectively.

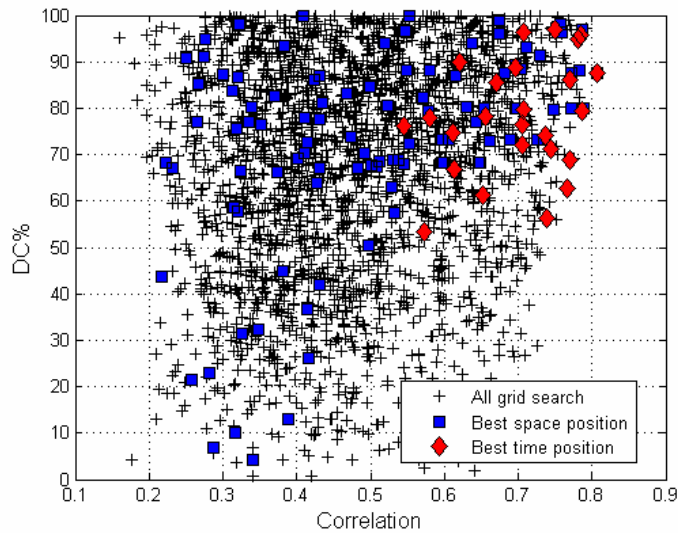


Figure 3. 6 - Correlation coefficient and DC% values for all trial solutions of Event c (Tables 3.1 and 3.2). Crosses denote correlations for all trial source positions and all trial source-time shifts. Squares relate to the optimized source position, but including all trial source time shifts. Diamonds correspond to all trial source positions, but only taking into account the optimized source time shifts. Spread of diamonds in a selected correlation level (*e.g.* for the correlation > 0.7) illustrates the uncertainty of DC% due to its tradeoff with the source position.

### 3.3.2 - Relative Moment Tensor Inversion

A relative moment tensor inversion (RMTI) algorithm was developed by Dahm (1993, 1996) for mutually close (*i.e.* collocated) seismic sources. The main advantage of this method is that we do not need detailed information about the earth velocity structure between source and receiver for spatial cluster of seismic events (placed no more than one wavelength apart) recorded by a common station, the propagation path effects are assumed to be the same and then, can be canceled out.

---

Equation 3.1 above can be rewritten in the matrix form

$$\vec{u} = \vec{G}\vec{m} \quad (3.2)$$

Where  $\vec{u}$  is the displacement,  $\vec{G}$  is the Green's functions, and  $\vec{m}$  is the moment tensor.

The Green's functions  $\vec{G}$  can be divided in two parts: one related to radiation pattern (**h**) and other to linear wave propagation effects (**I**). So, Equation 3.2 becomes:

$$\vec{u} = (hI)\vec{m} \quad (3.3)$$

$h$  depends on takeoff and azimuth angles from stations.

For two collocated events recorded by a common station, the ray paths have almost the same propagation effects (**I**), which can be canceled out when using relative amplitude readings. So we get the RMTI main equation:

$$u^2 h^1 m^1 = u^1 h^2 m^2 \quad (3.4)$$

Where 1 and 2 denote events 1 and 2.

In the case of RMTI with reference event, the moment tensor of one event is known and we can estimate the moment tensor of the other event. The observations  $\vec{u}$  can be either in time domain - peak amplitude, peak-to-peak amplitude (Dahm, 1993; 1996), or in frequency domain - plateau value of amplitude spectrum (Dahm et al., 1999; Hagos et al., 2008; Shomali and Roberts, 2009), both for P-, SV- and SH-waves. The takeoff and azimuth angles are calculated using a given velocity model.

The inversion problem has 6 unknown parameters (6 moment tensor components) so we need more than 6 observations (phases, stations) to solve an overdetermined problem by means of weighted least-squares approach.

---

### 3.3.2.1 – Results

A total of 17 events (Table 3.3) forming 4 clusters (Clusters 1, 2, 3 and 4 in Figure 3.7) were analyzed with RMTI method with reference mechanism. The events were selected based on quality of the hypocentral determination (error smaller than 0.5 km). The reliability of the inversion was tested both in time-domain using peak-to-peak amplitude or frequency-domain using low-frequency asymptote (DC level) values at corner frequency ( $f_c$ ) and at flat part of amplitude spectra. This procedure is illustrated by a synthetic test in Appendix I. Here we apply the method to real data.

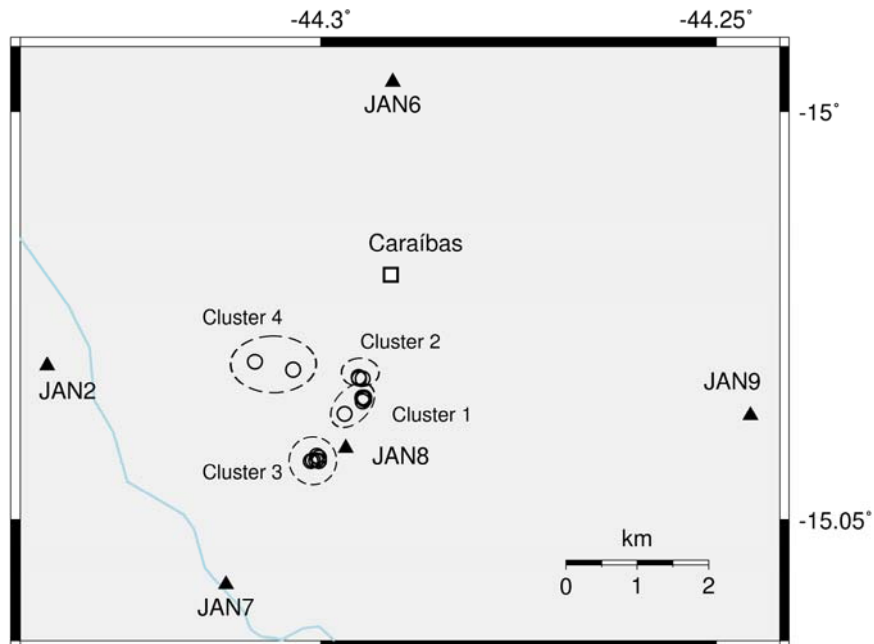


Figure 3. 7 – Clusters of events used for RMTI analysis.

A band-pass filter from 1 to 15 Hz was applied to the seismograms of all clusters prior to the inversion to remove the microseismic noise and keep most of P- and S-waves energy. We adopted the composite focal mechanism (CFM) solution obtained by Chimpliganond et al. (2010) as the source mechanism for the reference events. Based on the results of synthetic tests (see Appendix), the inversion was applied only for DC at flat part of spectrum for both P- and S-waves. The P-wave first motion polarities were also used in inversion. Table 3.4 presents the solutions obtained with RMTI, as explained in the next section.



Table 3. 3 – Events used for Relative Moment Tensor Inversion.

Event	Date yyyy-mm-dd	Origin Time hh:mm:sss	Lat (°)	Long (°)	Depth (km)	Md	Azimuthal Gap (°)	Recorded stations	Cluster
1	2007-10-31	04:50:59.1	-15.0371	-44.2970	1.6	1.9	149	1/2/3/5/6	1
2	2007-11-01	19:19:21.2	-15.0353	-44.2945	1.6	1.7	156	1/2/3/5/6	1
3	2007-11-02	06:46:14.4	-15.0351	-44.2948	1.8	2.2	154	1/2/3/5/6	1
4	2007-11-02	06:46:59.6	-15.0351	-44.2945	1.8	2.1	153	1/2/3/5/6	1
5	2007-11-02	07:17:31.2	-15.0355	-44.2947	1.8	2.5	154	1/2/3/5/6	1
6	2007-12-08	21:52:42.6	-15.0328	-44.2952	0.6	1.6	152	6/7/8/9	2
7	2007-12-08	22:01:29.3	-15.0328	-44.2947	0.6	1.4	151	6/7/8/9	2
8	2007-12-09	02:03:28.4	-15.0326	-44.2952	0.7	4.6*	151	6/7/8/9	2
9	2007-12-10	08:29:36.3	-15.0428	-44.3010	0.4	1.7	156	3/6/7/9	3
10	2007-12-18	05:28:46.7	-15.0428	-44.3013	0.5	1.8	160	3/6/7/9	3
11	2008-02-08	23:45:45.8	-15.0424	-44.3002	0.4	1.2	138	2/7/8/9	3
12	2008-02-10	07:30:45.3	-15.0428	-44.3002	0.4	1.0	135	2/7/8/9	3
13	2008-02-11	02:31:12.3	-15.0422	-44.3005	0.4	1.7	132	2/6/7/8/9	3
14	2008-02-11	13:13:15.4	-15.0428	-44.3006	0.3	1.0	135	2/7/8/9	3
15	2008-02-11	15:20:44.5	-15.0428	-44.3003	0.4	1.0	136	2/7/8/9	3
16	2008-04-08	23:46:34.0	-15.0317	-44.3035	0.6	1.3	108	2/6/7/8/9	4
17	2008-04-09	02:39:09.1	-15.0307	-44.3083	0.8	3.1	111	2/6/7/8/9	4

\*  $m_b$  body-wave magnitude. The mainshock (Event 8) is highlighted.

#### Cluster 1 (foreshocks)

We applied the RMTI for full and deviatoric moment tensor to a set of 5 close lying foreshocks that compose the Cluster 1 (Events 1 to 5 of Tables 3.3 and 3.4). Figure 3.8 shows the waveform of all events of Cluster 1 in station JAN2 at components vertical (a), radial (b) and tangential (c). Figure 3.9a presents the deviatoric moment tensor solutions for events of Cluster 1.

The inversion was performed twice, using Events 1 and 2 as reference events, and then with Events 3, 4 and 5 as reference. Figure 3.9b shows deviatoric (bars) moment tensor double-couple percentage (DC%) for both sets of reference events. The ratio of the minimum to maximum eigenvalues of the least-squares matrix of each event is also presented (open diamonds). As can be seen from Figure 3.9b and Table 3.4, the inversion produces solutions with larger DC% for deviatoric moment tensors using Events 4, 5 and 6 as reference,

compared to Events 1 and 2 as references. Event 4 presents  $DC\% = 59\%$ , the lowest value of Cluster 1. The other events have  $DC\%$  larger than 70% (Table 3.4).

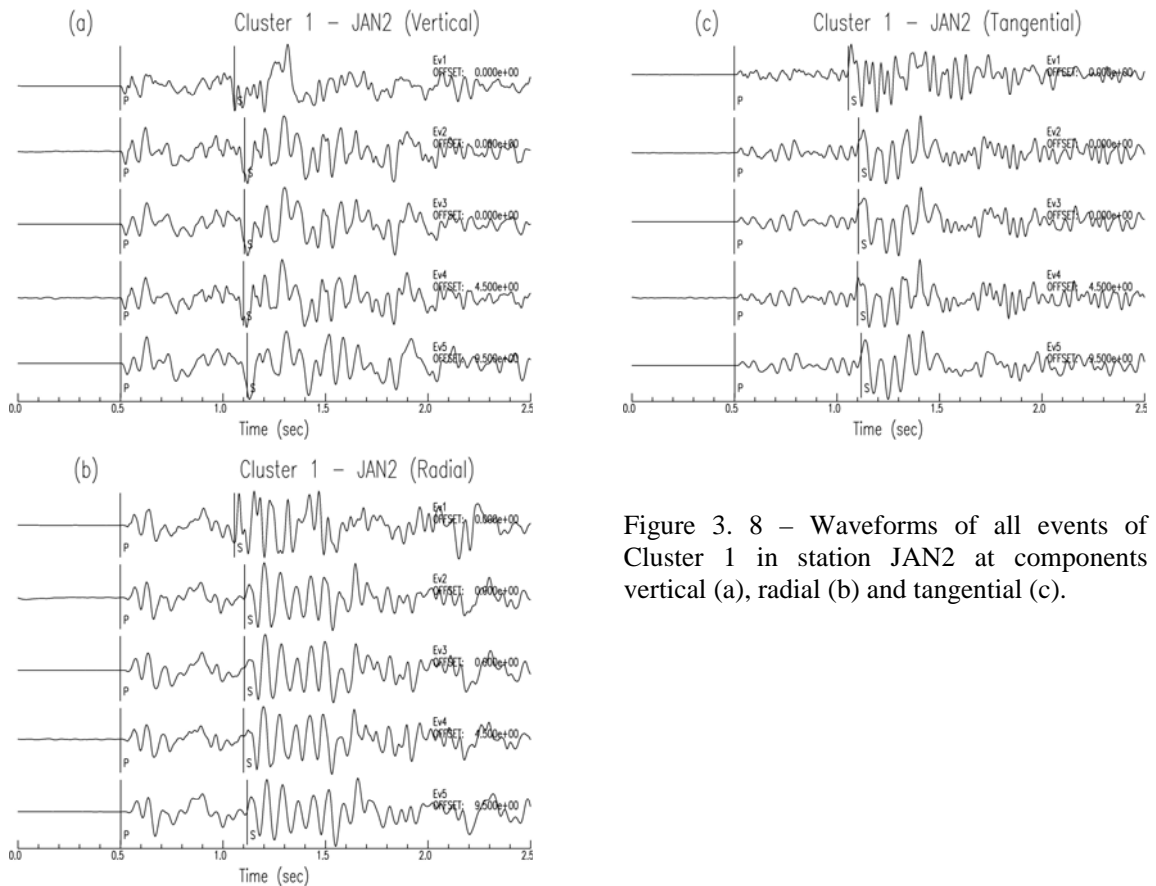


Figure 3. 8 – Waveforms of all events of Cluster 1 in station JAN2 at components vertical (a), radial (b) and tangential (c).

### Cluster 2

The RMTI method was applied to the mainshock and two immediate foreshocks (Events 6, 7 and 8 of Tables 3.3 and 3.4) using only P-waves due to the fact that the S-waves are clipped for the mainshock. Moment tensor of the mainshock was retrieved using Events 6 and 7 as reference. Due to the fact that Events 6 and 7 are too small relatively to the mainshock, only the moment tensor for the mainshock (Event 8) could be retrieved, and the solution is shown in Table 3.4. The result of the inversion presents a double-couple percentage of 85% for the mainshock (Table 3.4). Even using only information from P-waves

due to the fact that S-waves on mainshock waveforms are clipped (hence not used), we could obtain a relatively high value of double-couple percentage for this event.

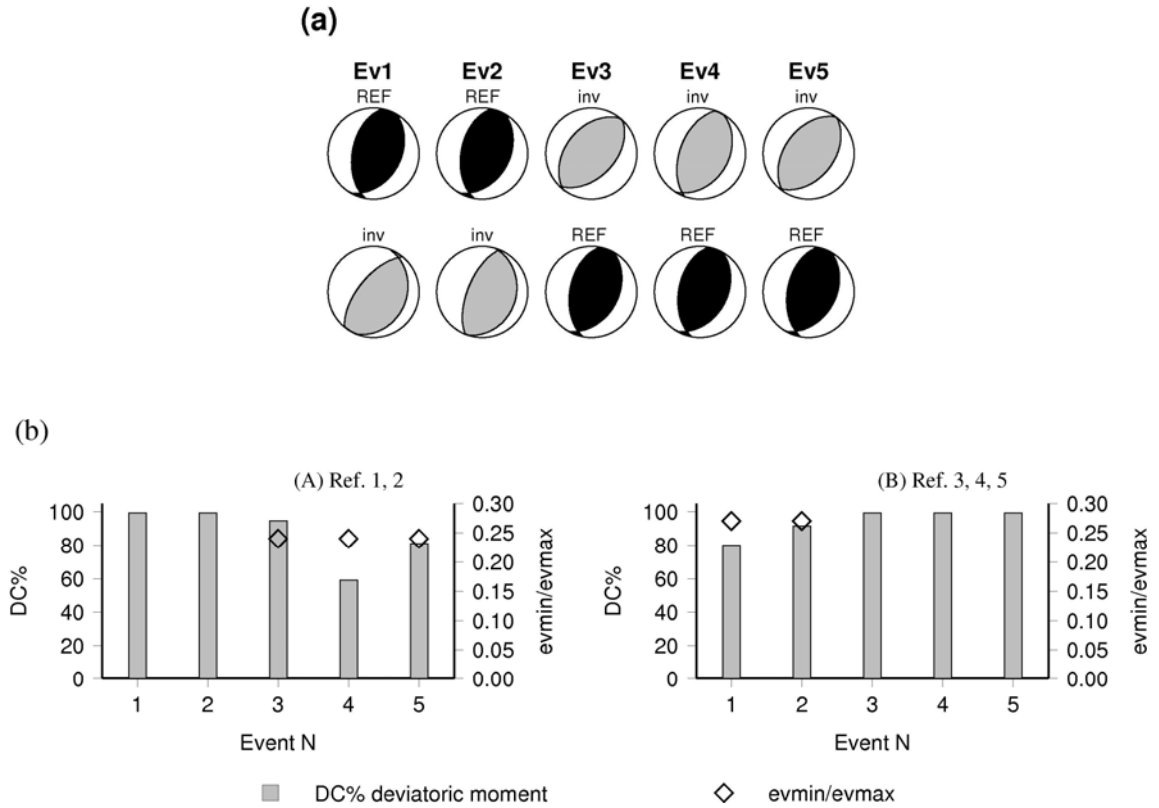


Figure 3. 9 – (a) Deviatoric moment tensor solutions for events of Cluster 1 based on DC at flat part of spectrum for P- and S-waves. The waveforms were band-pass filtered from 1 to 15 Hz. Deviatoric moment tensor solutions have gray color for compression area of “beach balls”. (b) Double-couple percentage (DC%) for deviatoric (vertical bar) moment tensor inversion for events of Cluster 1. Results for different set of reference events (event numbers at top of graph) using DC at flat part of spectrum for P- and S-waves. Open diamonds indicates the ratio of the minimum to maximum eigenvalues of the least-squares matrix ( $ev_{min}/ev_{max}$ ) obtained during the inversion for each event. Horizontal axis denotes event number (Table 3.3) and vertical axis indicates DC% on the left, and ratio  $ev_{min}/ev_{max}$  on the right.

Table 3. 4 – Deviatoric moment tensor solutions of all events studied using RMTI (Table 3.3).

Event	Cluster	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	DC (%)	P		T		Ratio min/max	KA (°)
						Az (°)	Pl (°)	Az (°)	Pl (°)		
1	1	22	27	74	80	303.4	18.4	146.6	70.1	0.27	27
2	1	17	26	85	92	290.5	19.0	117.0	70.9	0.27	17
3	1	44	47	94	95	131.6	1.7	11.5	86.7	0.24	24
4	1	32	37	100	59	295.0	8.4	79.8	79.7	0.24	7
5	1	39	44	93	81	307.5	1.1	70.3	87.9	0.24	20
6	2	30	40	105	-	-	-	-	-	-	-
7	2	30	40	105	-	-	-	-	-	-	-
8	2	42	21	113	85	293.4	25.2	92.8	63.3	-	20
9	3	226	47	134	100	106.3	6.0	206.3	58.7	0.11	42
10	3	47	27	110	63	301.9	18.9	93.9	68.9	0.08	18
11	3	46	39	108	88	303.9	7.4	67.3	76.8	0.06	15
12	3	63	39	124	97	308.8	10.1	63.3	66.7	0.06	21
13	3	54	48	121	98	302.4	0.9	34.4	67.5	0.10	16
14	3	48	48	119	97	297.9	0.8	30.0	68.9	0.05	15
15	3	30	40	105	-	-	-	-	-	-	-
16	4	19	62	75	50	119.6	15.7	257.4	69.3	-	13
17	4	37	63	83	89	132.1	17.2	291.1	71.7	-	10

*Ratio min/max denotes the ratio of the minimum to maximum eigenvalues of the least-squares matrix. Az and Pl denote azimuth and plunge. KA is the Kagan's angle between focal mechanism solution obtained by RMTI and reference focal mechanism given by P-wave first motion (Chimpliganond et al., 2010). The mainshock (Event 8) is highlighted.*

### *Cluster 3 (aftershocks)*

The RMTI was performed to real data of Cluster 3. The set of events used as references were also the same applied on synthetic tests (groups (A) to (E)). The results of inversion for deviatoric moment tensor for events of Cluster 3 are presented in Figure 3.10. Figure 3.11 presents the double-couple percentage (DC%) for deviatoric moment tensor inversion performed for Cluster 3 and the ratio of the minimum to maximum eigenvalues of the least-squares matrix of each event (evmin/evmax). From this figure we can see that the set of reference events (A)

---

presents more stable solutions. It can be related to the fact that Events 9 and 10 have larger magnitudes than the others (Table 3.3).

Based on the values of DC%,  $evmin/evmax$  ratio and moment tensor solutions, we choose the set (A) of reference events to retrieve the moment tensor of Events 12, 13 and 14. To recover the moment tensors of Events 10, 11 and 9, the sets (B), (C) and (E) of reference events, respectively, show the best results.

Table 3.4 presents the moment tensor solutions for all events of Cluster 3. We could not retrieve the moment tensor of Event 15, even trying other set of reference events. The solution presented in Figures 3.10 and 3.11 for Event 15 refers to the output files from RMTI codes, which adopts the results obtained from inversion of the event immediately prior to Event 15. For this reason, it can be clearly seen in Figure 3.10 the similarity between the moment tensor solutions for Events 14 and 15 for set (A) and Events 12 and 15 for set (E).

In Figure 3.11 the DC% for deviatoric (vertical bar) moment tensor inversion for Events 14 and 15 at set (A) and Events 12 and 15 for set (E) are the same, indicating this feature. But, the main indication that the moment tensor for Event 15 was not retrieved is the null value of  $evmin/evmax$  ratio for this event in both set of reference events (Figure 3.11). The explanation for this failure in retrieve the moment tensor is that Event 15 is too small ( $M=1$  in Table 3.3) and the signal-to-noise ratio for this event do not allow the inversion to converge.

#### *Cluster 4*

We analyzed one of the largest aftershock of the Caraíbas-Itacarambi seismic sequence and a collocated event composing Cluster 4 (Events 16 and 17 of Table 3.3) using RMTI method. Event 17 was studied with ISOLA in Section 3.1.1, and has a known focal mechanism. Therefore, we performed RMTI of Cluster 4 using the ISOLA solution for the reference event. Thus we obtained DC% values of 50% for Event 16 and 83% for Event 17 (Table 3.4).

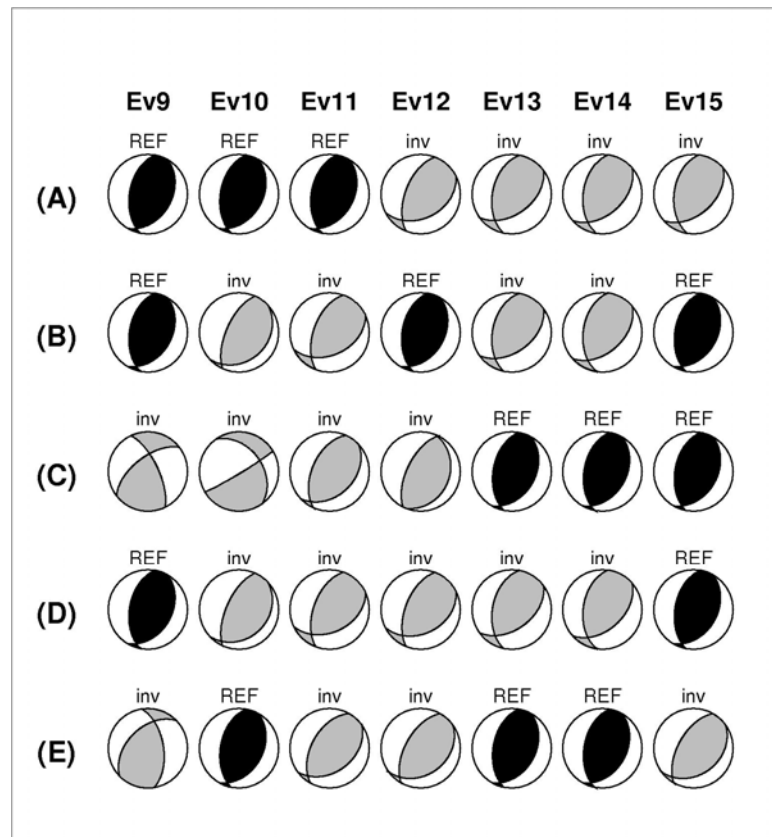


Figure 3. 10 – Deviatoric moment tensor solutions for events of Cluster 3 based on DC at flat part of spectrum for P- and S-waves. The waveforms were band-pass filtered from 1 to 15 Hz. Letters from (A) to (E) denote set of reference events for inversion accordingly to the text. Black color of moment tensor indicates reference mechanism, and gray color denotes inversion result.

### 3.4. *Tectonic implications*

The solutions obtained from ISOLA for events (a), (b) and (c) (see Figure 3.2) have a general trend of strike direction, which agrees with the composite focal mechanism (CFM) solution based on P-wave first motion polarities (Chimpliganond et al., 2010). Kagan's angle (KA) (Kagan, 1991) can be used as a measure of the similarity between two focal mechanisms. If KA is smaller than  $60^\circ$ , the mechanisms can be related to each other. In Figure 3.2 and Table 3.2 we can see that ISOLA solutions have KA of less than  $35^\circ$  with respect to CFM, indicating a very good correlation between the events.

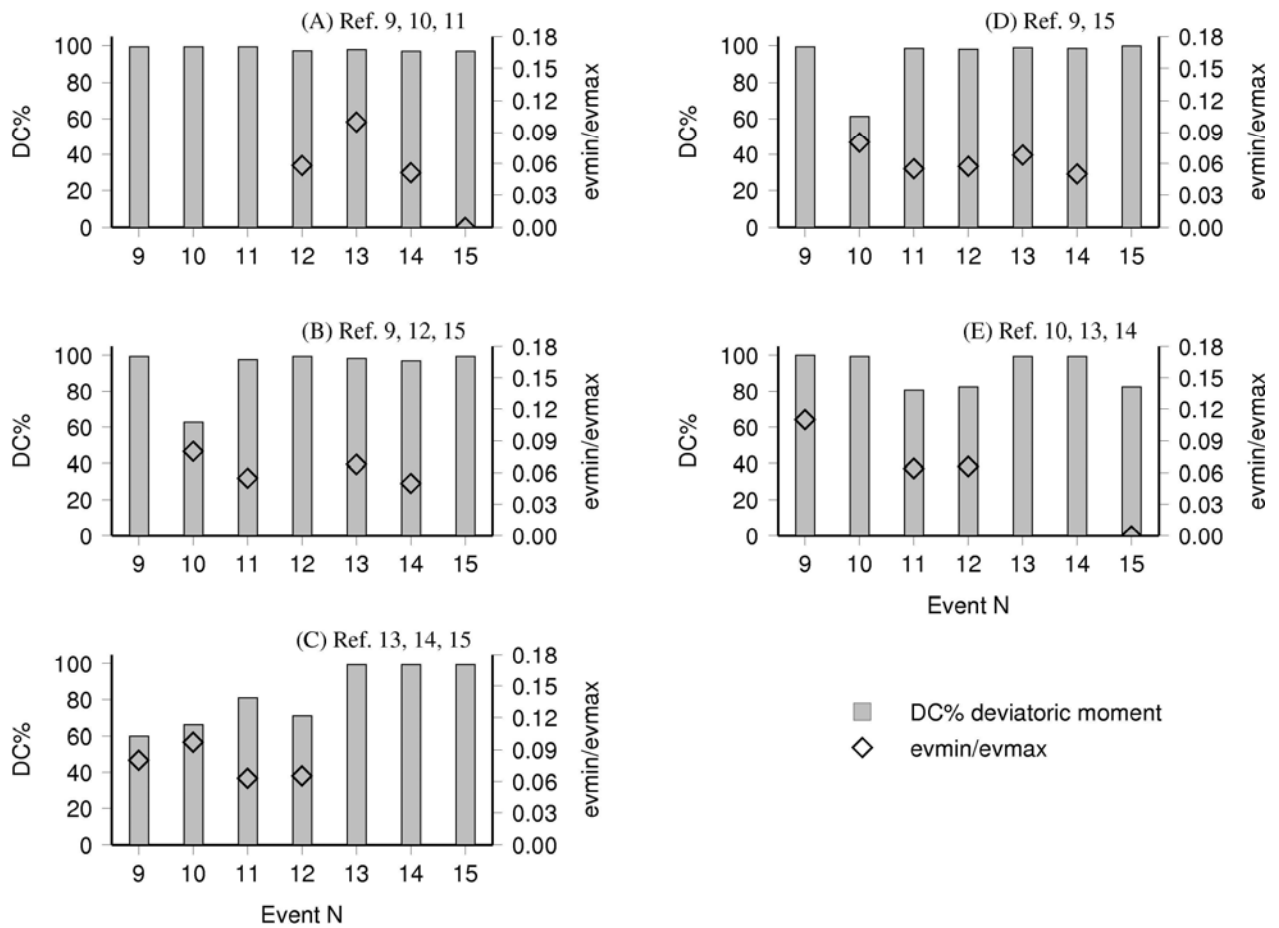


Figure 3. 11 – Double-couple percentage (DC%) for deviatoric (vertical bar) moment tensor inversion for events of Cluster 3. Results for different set of reference events (event numbers at top of graph) using DC at flat part of spectrum for P- and S-waves. Open diamonds indicates the ratio of the minimum to maximum eigenvalues of the least-squares matrix (evmin/evmax) obtained during the inversion for each event. Horizontal axis denotes event number (Table 3.3) and vertical axis indicates DC% on the left, and ratio evmin/evmax on the right.

Moment tensor solutions obtained with RMTI present also a high similarity with results from CFM and ISOLA, as shown in Figure 3.12 and Table 3.4. Event 9 (Cluster 3) presents the worst result for KA, with a value of  $42^\circ$ . This relatively high KA value for Event 9 compared to other events has two possible causes: difference in source mechanism between events or the propagation paths. Inspecting the waveforms for all events of Cluster 3 we clearly see the difference between waveforms of Event 9 and the remaining events. Since all events of Cluster 3 are located very close to each other, and Events 9, 10 and 13 were recorded by at least 3 common stations, the difference observed between the results probably are not related to propagation or

site effects, but associated to different source mechanisms. The other events show KA smaller than  $30^\circ$  (Table 3.4), indicating good similarity with CFM and ISOLA results.

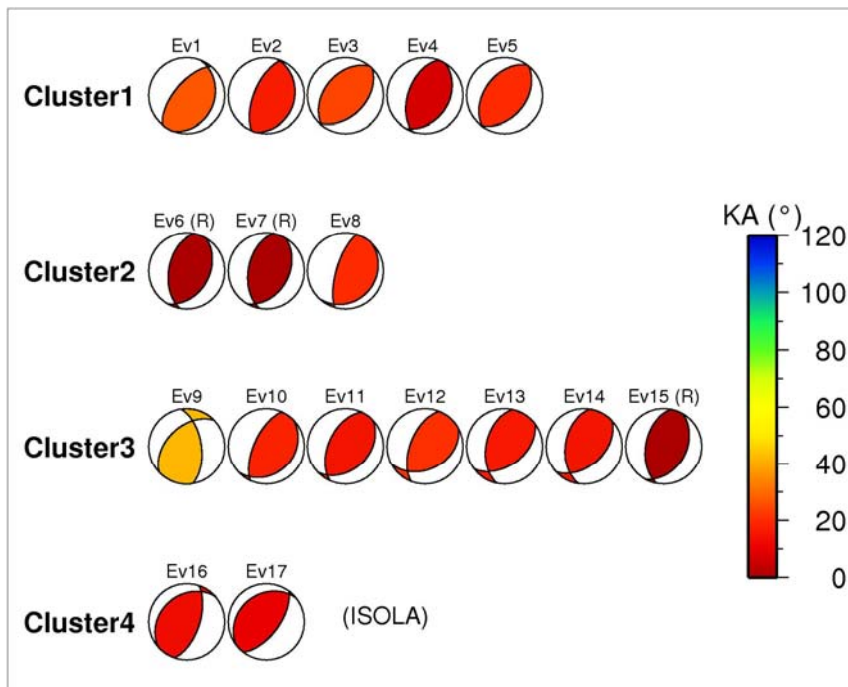


Figure 3. 12 – Final moment tensor solutions obtained with RMTI. Color of moment tensors accordingly with Kagan's angle (KA) calculated with respect the reference composite focal mechanism (CFM). ISOLA stands for focal mechanism used for reference events. (R) denotes that the moment tensor was not retrieved, but adopted as the composite focal mechanism (CFM) solution used as reference mechanism.

Studies of two seismic sequences that occurred at Manga, about 50 km to North, and at Correntina, approximately 150 km to Northwest of Caraíbas-Itacarambi, respectively, also present reverse-fault focal mechanism solutions (Assumpção et al., 1990; Lopes, 2008). Lopes (2008) interpreted the seismicity at Manga, Caraíbas-Itacarambi and Correntina, as a result of E-W compression in the central part of São Francisco Craton, which is compatible with the results obtained by Assumpção (1992) using focal mechanisms, mathematical models of Coblenz and Richardson (1996) and Meijer et al. (1997), and recent studies of strain rate using geodetic observations (Marotta et al., 2012).



---

In Table 3.4, most events have DC% larger than e.g. 70, but a few also show low DC% such as Events 4, 8, 12 and 16. There is no evidence of any feature at the area that can be related to the low DC% for these events. Although Event 10 has hypocentral location very close to the other events from Cluster 3, its waveforms show some differences, mainly on P- and S-wave polarities in opposite sign. Probably the relatively low DC% value for this event is related to this difference. Event 16 is located approximately 0.5 kilometer away from hypocentral position of the Event 17. The low DC% of Event 16 can be related to the distance between both events. Event 4 is very close located to the other events of Cluster 1, and also presents very similar waveforms (see Fig. 3.8).

### ***3.5. Conclusions***

In this paper we obtained moment tensors of weak earthquakes from Caraíbas-Itacarambi seismic area, Southeast of Brazil. In this area no seismicity was detected prior to 2007 when the events started to be felt. We selected the best recorded events, with good hypocentral determinations (error smaller than 0.5 km) to perform moment tensor inversions in time and frequency domains.

In time domain we performed the waveform inversion using ISOLA code for three events with good signal-to-noise ratio. The reverse-fault solutions from ISOLA of these three events are in good agreement with composite focal mechanism (CFM) solution based on P-wave first motion, obtained by Chimpliganond et al. (2010) for the Caraíbas-Itacarambi seismicity, with Kagan's angle (KA) of less than 35°.

We also retrieved the moment tensors of Caraíbas-Itacarambi weak earthquakes using the Relative Moment Tensor Inversion method of Dahm (1993, 1996) in the frequency domain. Relative measurements of DC at flat part of amplitude spectra were performed for events of five clusters. The RMTI results show good agreement with ISOLA and CFM solutions, with KA of less than 30°. Only one event presents KA of 42° and probably has different source mechanism.

The waveform inversion using ISOLA (frequency range from 1.0 to 2.8 Hz) was successfully applied to weak events of Caraíbas-Itacarambi seismic area thanks to the availability of local network (four stations within 6 km distance). In this frequency range, small epicentral

---

distance, and shallow source-depth, full waveforms could be fitted even with simple available velocity models, and robust results were obtained. RMTI method has the advantage that in case of clustered events the moment tensors can be obtained without any detailed information about the velocity model. Both methods can be adapted to automatic routines.

---

## *Appendix*

### *Synthetic Tests*

A total of 17 events (Table 3.3) forming 4 clusters (Clusters 1, 2, 3 and 4 in Fig. 3.7) were analyzed with RMTI method with reference mechanism. The events were selected based on quality of the hypocentral determination (error smaller than 0.5 km). We proceed with synthetic tests for the seven events of Cluster 3 (events 9 to 15 of Table 3.3) in both time and frequency domains for the same geometric distribution of stations of the local network. We produced synthetic seismograms for pure DC sources using the wavenumber integration method (Herrmann, 1996) with sampling interval of 0.05 seconds. To these synthetic seismograms we added an amount of white noise ranging from 5% to 30% of maximum S-wave amplitude.

Deviatoric relative moment tensor inversion were performed for the synthetics assuming focal mechanisms to the events of Cluster 3 as follow (Table A1): For the first event (event 9 of Table 3.3) we used the composite focal mechanism (CFM) solution obtained by Chimpliganond et al. (2010) for the Caraíbas-Itacarambi seismic area. For the remaining events we applied variations on strike, dip and rake of this fault plane. The takeoff angles were calculated using the same velocity model used for hypocentral determination (Chimpliganond et al., 2010) (first velocity model described in Section 3.1.1).

The synthetic waveforms were band-pass filtered in the frequency range from 1.0 to 6.0 Hz, and we included all clear P-wave polarities to the inversion. Each time the inversion was performed for a group of reference events: (A) reference events 9, 10, 11; (B) reference events 9, 12, 15; (C) reference events 13, 14, 15; (D) reference events 9, 15; (E) reference events 10, 13, 14 (see Fig. A1).

For RMTI method in time domain we used peak-to-peak amplitudes of P-waves on vertical components and SV- and SH-waves on horizontal rotated components. The readings were taken in a window around each phase. P- and S-waves arrive almost at the same time at Station JAN8 due to its close proximity to the epicenters. For this reason we decided to remove this station from the inversion. In frequency domain we applied the RMTI to low-frequency asymptote (DC level) values at corner frequency ( $f_c$ ) and at flat part of amplitude spectra for P- and S-waves using the same time window criteria adopted for time domain analysis.

Table A 1 - Focal mechanism solution adopted to events of Cluster 3 for synthetic tests using RMTI method.

Event	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
9*	30	40	105
10	30	20	105
11	20	30	105
12	20	40	105
13	10	40	105
14	30	40	80
15	40	30	105

\* - *Composite focal mechanism solution obtained by Chimpliganond et al. (2010) for Caraibas-Itacarambi seismic area.*

The RMTI results for all these cases are shown in Figure A1. The first row of each figure, labeled by (Ref), indicates the focal mechanisms for each earthquake of the cluster based on Table 3.3. The number above the “beach ball” corresponds to the event number according to Table A1. The other rows labeled by (a) to (e) refers to the set of events used as references, as explained above in the text. Also on top of each “beach ball” solution, there is the indication if the solution was obtained (inv) or used as reference (REF) during the inversion procedure.

Comparing the results obtained from the synthetic tests presented in Figure A1a we concluded that RMTI applied in frequency domain for DC level at flat part of amplitude spectra is more stable (Figure A1c) than that using DC level at corner frequency (Fig. A1b) or using data in time domain (peak-to-peak amplitudes) (Figure A1a). We analyzed the double-couple percentage (DC%) for each event of Cluster 3 without noise and with increasing noise from 5% to 30% of maximum S-wave amplitude.

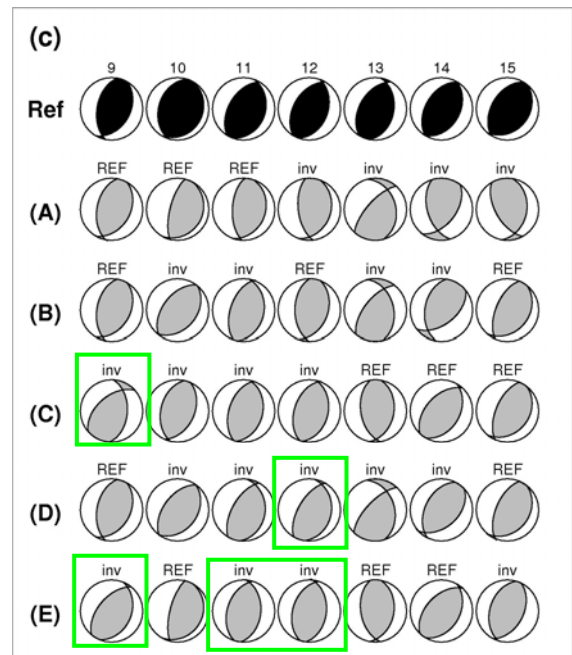
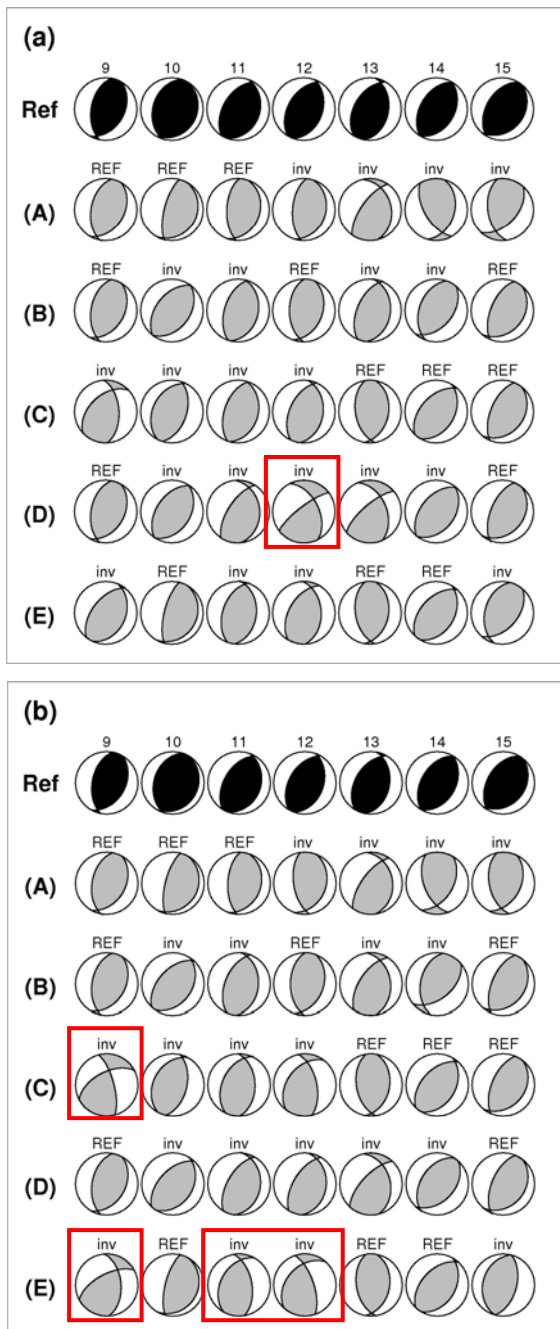


Figure A 1 – RMTI solutions for events of Cluster 3 using synthetic waveforms without noise for both P- and S-wave. (a) corresponds to the solution based on amplitude in time domain, (b) is the DC part of the spectrum close to the corner frequency, and (c) is the DC at the flat part of the spectrum. The first row of each figure (Ref) presents the focal mechanisms for each earthquake of the cluster used as the reference event accordingly to the group of events (A) to (E) (see text). Numbers above moment tensors refer to event number following Table 3.3. On top of each moment tensor solution there is indication if the solution was obtained (inv) or used as reference (REF) during the inversion procedure. Disagreement (red) and agreement (green squares) of inversion solutions with the original focal mechanism.

The presence of noise disturbs the DC%, as expected. The difference in DC% between the lower and the higher content of noise is proportional to the amount of noise added to the synthetic seismogram. Even with the presence of noise, the RMTI gives solutions relatively stable and in agreement with the focal mechanisms solutions used as references, i.e., RMTI is a powerful method and can be applied to weak events.

---

## ***Acknowledgments***

Cristiano Chimpliganond and George Sand França are grateful to National Council of Technological and Scientific Development of Brazil (CNPq) for the Grant No. 201813/2011-4 and PQ grants, respectively. The maps were produced with Generic Mapping Tools (GMT) version 4.3.1 (Wessel and Smith, 1998; [www.soest.hawaii.edu/gmt](http://www.soest.hawaii.edu/gmt), last accessed August 2012). We thank Department of Earth Sciences, Uppsala University, especially Professor R. Robert to support us in this project.

## ***References***

Agurto, H., A. Rietbrock, I. Ryder, and M. Miller (2012). Seismic-afterslip characterization of the 2010 MW 8.8 Maule, Chile, earthquake based on moment tensor inversion, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L20303, doi:10.1029/2012gl053434.

Assumpção, M., J.A. Veloso, J.R. Barbosa, M.L.B. Blum, J.M. Carvalho, E. Neves and A. Bassini (1990). The Manga earthquakes, MG, March of 1990. XXXVI Brazilian Congress of Geology, Natal-RN. Proceedings of the XXXVI Brazilian Congress of Geology, vol. 6. SBG, Natal-RN, pp. 2154-2159.

Assumpção, M. (1992). The regional intraplate stress field in South America. *J. Geophys. Res.* 97, 11889-11903.

Barros, L. V., M. Assumpção, R. Quintero, and D. Caixeta (2009). The intraplate Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon craton – Brazil. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2009.01.006.

---

Benetatos, C., J. Málek, and F. Verga (2012). Moment tensor inversion for two micro-earthquakes occurring inside the Hájé gas storage facilities, Czech Republic, *J. Seismol.*, doi:10.1007/s10950-012-9337-0.

Berrocal, J., M. Assumpção, R. Antezana, C. Dias Neto, R. Ortega, H. França and J.A. Veloso (1984). *Sismicidade do Brasil*. Published by IAG/USP and Comissão Nacional de Energia Nuclear, Brazil, 320 pp.

Bouchon, M. (2003). A review of the discrete wavenumber method. *Pure Appl. Geophys.* 160, 445-465.

CECAV (2007). Base de dados geoespecializados de cavidades naturais subterrâneas do Centro Nacional de Estudo. Proteção e Manejo de Cavernas – CECAV. IBAMA.

Chimpliganond, C., M. Assumpção, M. Von Huelsen and G.S. França (2010). The intracratonic Caraíbas-Itacarambi earthquake of December 09, 2007 (4.9 mb), Minas Gerais State, Brazil. *Tectonophysics* 480, 48-56.

CPRM (2003). Digital atlas of geology and mineral resources of Minas Gerais State, scale 1:500.000.

Coblentz, D. D. and R. M. Richardson (1996). Analysis of the South American intraplate stress field. *J. Geophys. Res.* 101, 8643-8657.

Coutant, O. (1990). Program of numerical simulation AXITRA, Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique Report, University of Joseph Fourier (in French).

Dahm, T. (1993). Relativmethoden zur bestimmung der abstrahlcharakteristik von seismischen quellen, Ph.D. Thesis, University of Karlsruhe.

---

Dahm, T. (1996). Relative moment tensor inversion based on ray-theory: theory and synthetic tests. *Geophys. J. Int.* 124, 245-257.

Dahm, T., G. Manthei, and J. Eisenblätter (1999). Automated moment tensor inversion to estimate source mechanisms of hydraulically induced micro-seismicity in salt rock, *Tectonophysics* 306, 1-17.

Fojtíková, L., V. Vavrycuk, A. Cipciar, and J. Madarás (2010). Focal mechanisms of micro-earthquakes in the Dobrá Voda seismoactive area in the Malé Karpaty Mts. (Little Carpathians), Slovakia, *Tectonophysics* 492, 213-229.

Hagos, L., H. Shomali, B. Lund, R. Bödvarsson, and R. Roberts (2008). An application of relative moment tensor inversion to aftershocks of the June 1998 Hengill earthquake in southwest Iceland, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, 636-650.

Herrmann, R.B. (1996). *Computer Programs in Seismology*, <http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/CPS330.html> (last accessed April 2012), Saint Louis University.

Johnston, A. C. (1989). Seismicity of “stable continental interiors”, in *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margin: Neotectonics and Postglacial Rebound*, edited by S. Gregersen and P. W. Basham, pp.299-327, Kluwer Acad., Norwell, Mass.

Johnston, A.C. and L.R. Kanter (1990). Earthquakes in stable continental crust. *Sci. Am.* 262, 68–75.

Johnston, A.C. (1996). Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions.1. Instrumental seismicity. *Geophys. J. Int.* 124, 381–414.

Jost, M. and R. B. Herrmann (1989). A student guide to and review of moment tensors. *Seism. Res. Letters* 60, 37-57.



---

Kagan, Y. Y. (1991). 3-D rotation of double-couple earthquake sources. *Geophys. J. Int.* 106, 709-716.

Kikuchi, M. and H. Kanamori (1991). Inversion of complex body waves – III. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 81, 2335-2350.

Křížová, D., J. Zahradník, and A. Kiratzi (2013). Resolvability of isotropic component in regional seismic moment tensor inversion, *Bull. Seism. Soc. Am.* (submitted).

Lopes, A. E. V. (2008). Focal mechanisms and lithospheric stresses in Brazil. PhD Thesis (in Portuguese). University of São Paulo, 177 pp.

Marotta, G. S., G. S. França, J. F. G. Monico, R. A. Fuck (2012). Strain rate of South American Lithospheric Plate by SIRGAS-CON geodetic observations. *Journal of South American Earth Sciences* (submitted).

Martínez, M.I. (2007). Stratigraphy of Bambuí Group at the north of the São Francisco River Valley, MG. Master Degree Thesis (in Portuguese), Institute of Geosciences, Federal University of Minas Gerais, 122 pp.

Meijer, P. T., R. Govers, and M. J. R. Wortel (1997). Forces controlling the present-day state of stress of the Andes. *Earth Planet Sci. Lett.* 148, 157-170.

Nobre-Lopes, J. (2002). Diagenesis of the dolomites hosting Zn/Ag mineral deposits in the Bambuí Group at Januária Region-MG, PhD Thesis, University of Campinas, Campinas, São Paulo, Brazil, 183 pp.

Reinoso, P.S. (2011). The upper crustal microseismicity image from the North Chilean subduction zone: implications for tectonics and fluid migration. PhD Thesis, Free University Berlin.

---

Schulte, S.M. and W.D. Mooney (2005). An updated global earthquake catalogue for stable continental regions: reassessing the correlation with ancient rifts. *Geophys. J. Int.* 161, 707–721.

Shomali, H. and R. G. Roberts (2009). An application of Relative Moment Tensor Inversion to the 26 December 2003 MW 6.6 Iran-Bam Earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99, 159-171.

Sokos, E. and J. Zahradník (2008). ISOLA – A Fortran code and Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data. *Comput. Geosci.* 34, 967-977.

Sokos, E. and J. Zahradník (2013). Evaluating centroid\_moment tensor uncertainty in the new version of ISOLA software. *Seis. Res. Letters*, in press.

Waldhauser, F. (2001). HYPODD – a program to compute double-difference hypocenter locations, U.S.Geol.Surv. Open-File Rep, pp. 01-113.

Waldhauser, F. and W.L. Ellsworth (2000). A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the Hayward fault. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90, 1353-1368.

Wessel, P. and W. Smith (1998). New, improved version of generic mapping tools released, *Eos Trans. AGU*, 79(47), 579, doi:10.1029/98EO00426.

Zahradnik, J., A. Serpetsidaki, E. Sokos, and G.-A. Tselentis (2005). Iterative deconvolution of regional waveforms and a double-event interpretation of the 2003 Lefkada Earthquake, Greece, *Bull. Seism. Soc. Am.* 95, 159-172.

Zahradnik, J., J. Jansky, and V. Plicka (2008a). Detailed waveform inversion for moment tensors of M~4 events: examples from the Corinth Gulf, Greece, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, 2756-2771.

---

Zahradník, J., E. Sokos, G-A. Tselentis, and N. Martakis (2008b). Non-double-couple mechanism of moderate earthquakes near Zakynthos, Greece, April 2006; explanation in terms of complexity. *Geophysical Prospecting* 56, 341-356.

---

## **Capítulo 4 - Discussão**

### **4.1 – Introdução**

Neste capítulo são discutidos os resultados obtidos nos Capítulos 2 e 3, relativos à análise de dados sismográficos, buscando correlacioná-los com feições geológicas (fraturas/falhas) que expliquem a sismicidade de Caraíbas-Itacarambi. Processamento de dados de levantamentos geofísicos aéreos, imagens de satélite e dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) foram processados e interpretados no intuito de identificar estas feições.

Os resultados obtidos de análises dos sismogramas dos eventos de Caraíbas-Itacarambi apresentados nos Capítulos 2 e 3 identificam uma falha inversa com direção aproximada N30°E, mergulho de 40° e *rake* de 105°. Os tensores momento sísmico determinados seja utilizando inversão da forma de onda completa, seja por inversão relativa do tensor momento sísmico com evento de referência, indicam fontes sísmicas com porcentagens *double-couple* superiores a 70%, ou seja, fontes tipicamente tectônicas provenientes de movimentação ao longo de um plano de falha.

### **4.2 – Dados Geológicos**

Estudos geológicos realizados na região ao longo dos anos (Costa, 1978; Brandalise *et al.*, 1980; Campos, 2001; Nobre-Lopez, 2002; CPRM, 2003; Cunha Filho, 2004; Martínez, 2007) mostram que as rochas do embasamento do Cráton do São Francisco, na região em estudo, foram afetadas por estruturas tectônicas do tipo “*horst*” e “*graben*” durante o ciclo Brasileiro (Neoproterozóico). Estas estruturas se desenvolveram ao longo de falhas E-W e NW-SE, e dentre elas, destacamos o *horst*-anticlinal de Itacarambi por sua localização muito próxima à área de estudo. Esta feição possui direção do traço axial N45°W e caimento de 10° para NW (Figura 4.1), seccionada por sistema de falhas transversais de menor escala na direção NE-SW (Brandalise *et al.*, 1980).

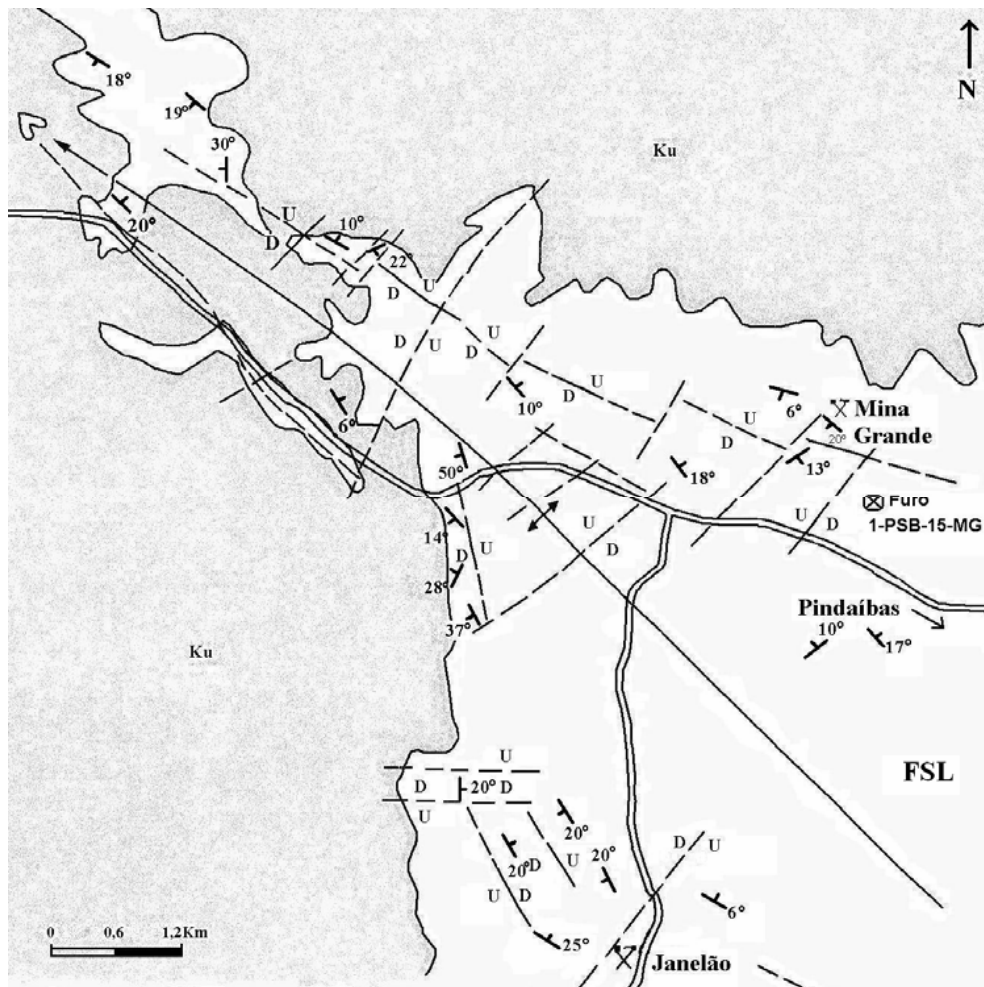


Figura 4. 1 – Esquema estrutural do horst-anticlinal de Itacarambi, na área de Itacarambi-Mina Grande. Ku: arenitos Urucuia; FSL: Formação Sete Lagoas (Brandalise *et al.*, 1980). U e D representam blocos elevados e abatidos respectivamente.

### 4.3 – Dados Geofísicos

Dados geofísicos da Área 5 do Programa de Levantamentos Aerogeofísicos da COMIG/SEME, Projeto Aerogeofísico Itacarambi-Januária-Montalvânia (LASA, 2001), foram processados e seus produtos contribuíram para a caracterização geofísica da região. A Figura 4.2 apresenta a imagem da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) do campo magnético a qual é útil na demarcação da posição das fontes magnéticas. Para a região em estudo claramente são observadas feições regionais com direções NW-SE, WNW-ESE e NE-SW também evidenciadas

por Cunha Filho (2004) e Martinez (2007). Tais feições foram interpretadas por aqueles autores como diques máficos ou como material magnético preenchendo fraturas/falhas do embasamento (Cráton São Francisco).

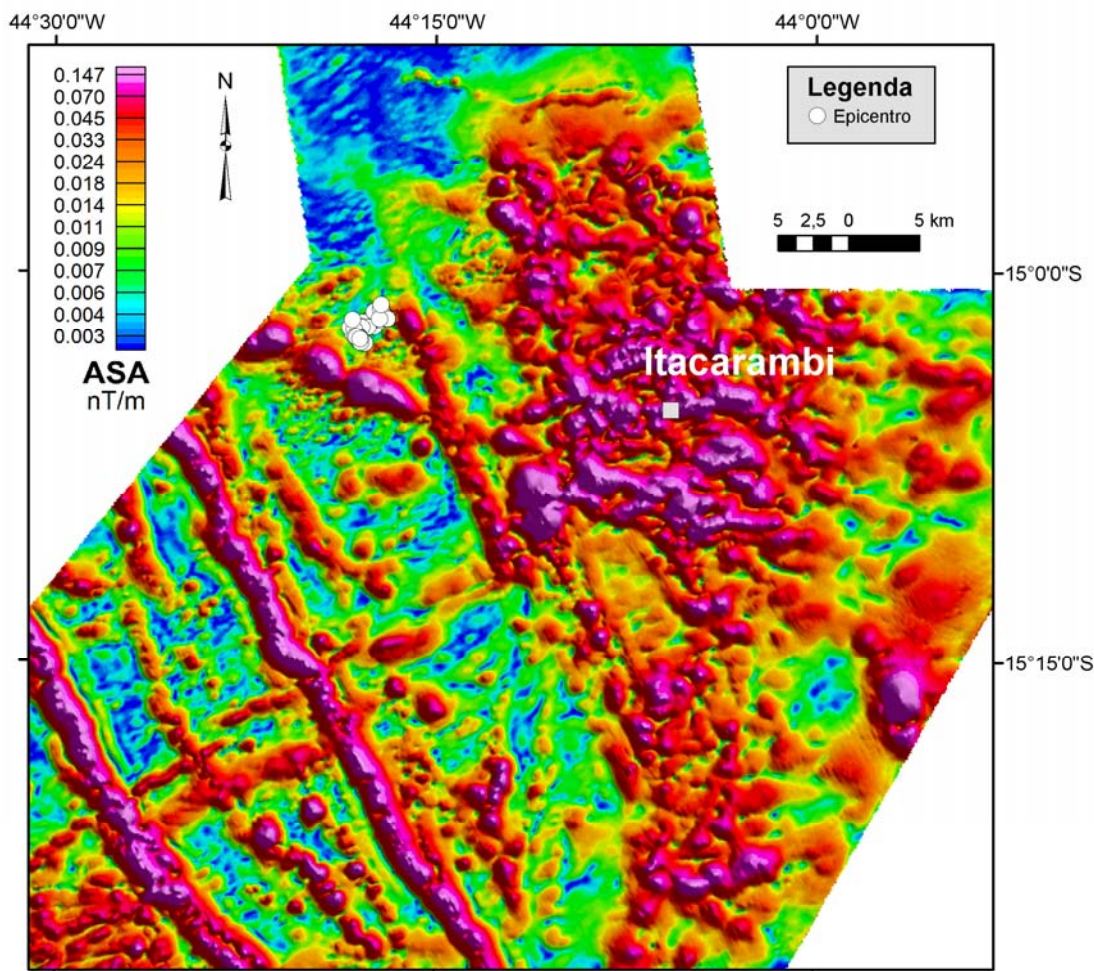


Figura 4. 2 – Imagem da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) do campo magnético para a região de Caraíbas-Itacarambi. Os epicentros (círculos) e a cidade de Itacarambi (quadrado) são mostrados. A escala de cor representa nanoTesla/metro.

Em escala mais local, foram produzidas imagens de Inclinação do Vetor do Sinal Analítico (ISA) e da Deconvolução de Euler. A imagem ISA possibilita um estudo melhorado da fábrica e da estrutura do campo magnético, permitindo melhor demarcação das unidades físicas e estruturas magnéticas associadas. A Figura 4.3 apresenta a imagem ISA para a área próxima aos epicentros, onde podem ser identificadas as feições magnéticas regionais NW-SE e WNW-ESE

identificadas na imagem ASA e também uma textura magnética de direção NE-SW com boa concordância com a direção dos epicentros.

Deconvolução de Euler para a magnetometria objetiva a interpretação quantitativa das posições espaciais das fontes causadoras dos campos magnéticos. A Figura 4.4 mostra a imagem da Deconvolução de Euler para a área de Caraíbas, na qual é possível identificar feições na direção regional NW-SE (identificadas nas imagens anteriores), e também feições na direção NE-SW em boa concordância com o alinhamento de epicentros. As feições NW-SE localizam-se a profundidades maiores que as dispostas na direção NE-SW.

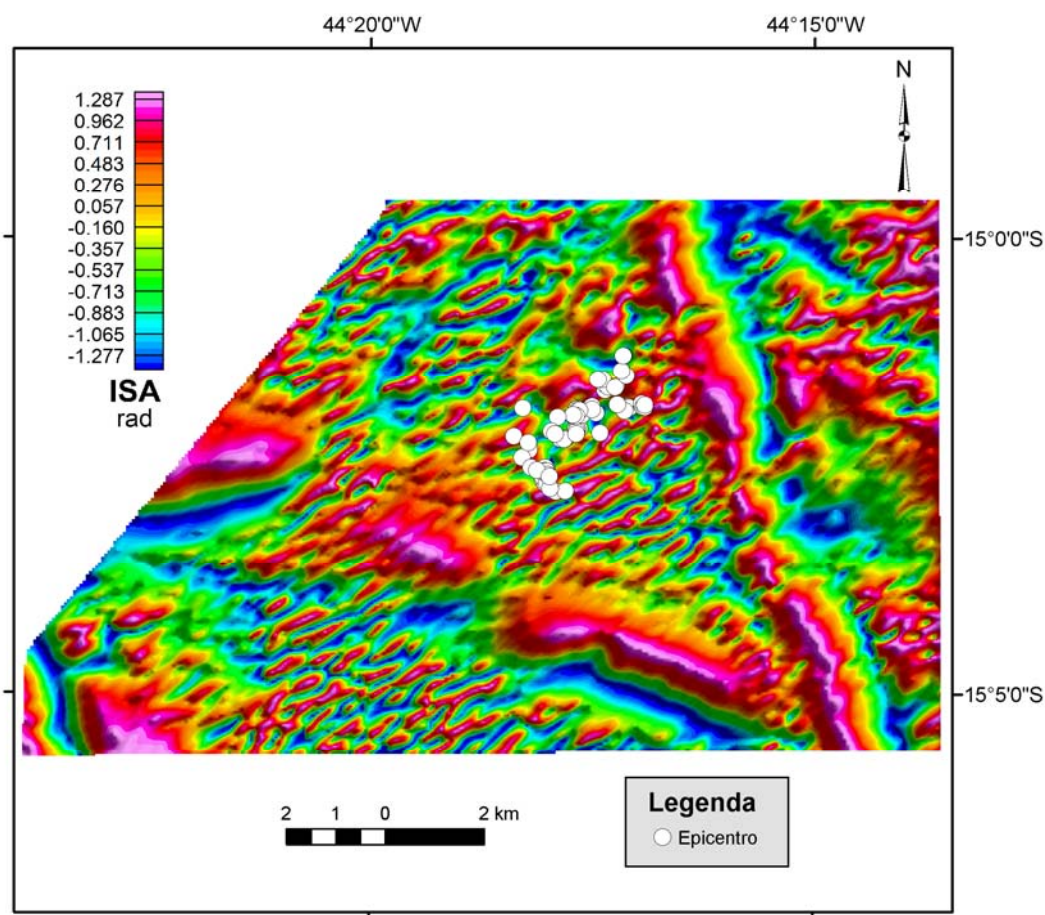


Figura 4. 3 – Imagem da Inclinação do Vetor Sinal Analítico (ISA) do campo magnético para a região de Caraíbas-Itacarambi. Os epicentros estão representados como círculos. A escala de cor representa ângulo de inclinação em radianos.

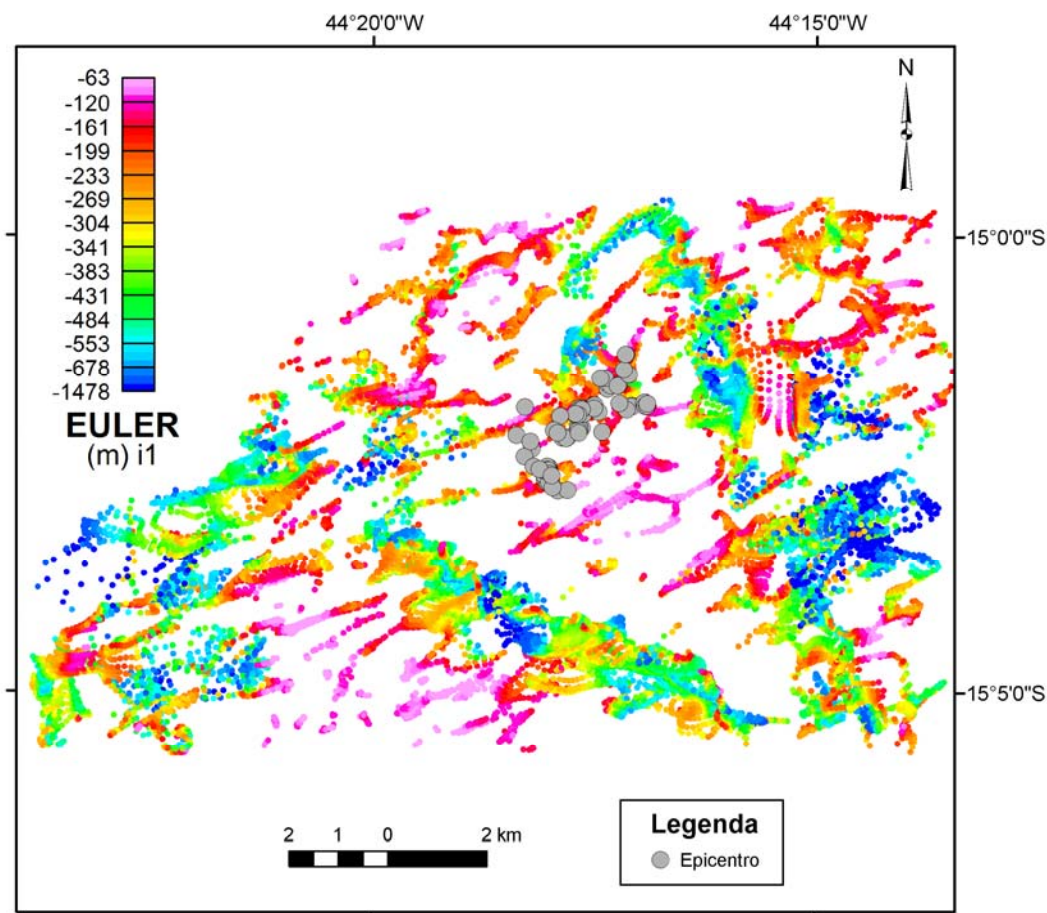


Figura 4. 4 – Imagem da Deconvolução de Euler do campo magnético para a região de Caraíbas-Itacarambi. Os epicentros estão representados como círculos. A escala de cor representa a profundidade da fonte magnética em metros.

#### 4.4 – Dados Geomorfológicos (Imagens de Satélite e SRTM)

A direção geral NE-SW do Rio São Francisco, entre as localidades de São Francisco e Januária, foi sugerida por vários pesquisadores como sendo controlada por falha Neoproterozóica (Falha de Januária) com rejeito vertical, responsável pela falta de correspondência entre as sucessões litológicas da Formação Sete Lagoas observadas nas margens esquerda e direita deste rio (Martínez, 2007).

O mapa de falhas e lineamentos Quaternários no Brasil de Saadi *et al.* (2002) identifica a Falha de Manga definida entre as cidades de Januária (MG) e Paratinga (BA) quase coincidente



com o Rio São Francisco, e responsável pela sismicidade observada em Manga (MG) em 1990 (Veloso *et al.*, 1990; Assumpção *et al.*, 1990).

A Figura 4.5 é um mapa hipsométrico construído a partir do modelo digital de elevação (MDE) usando dados processados e refinados de sua resolução inicial de 90 metros para 30 metros (Valeriano & Albuquerque, 2010). Nesta figura são mostrados os epicentros estudados nesta Tese, a cidade de Itacarambi e o traço da Falha de Manga (Saadi *et al.*, 2002).

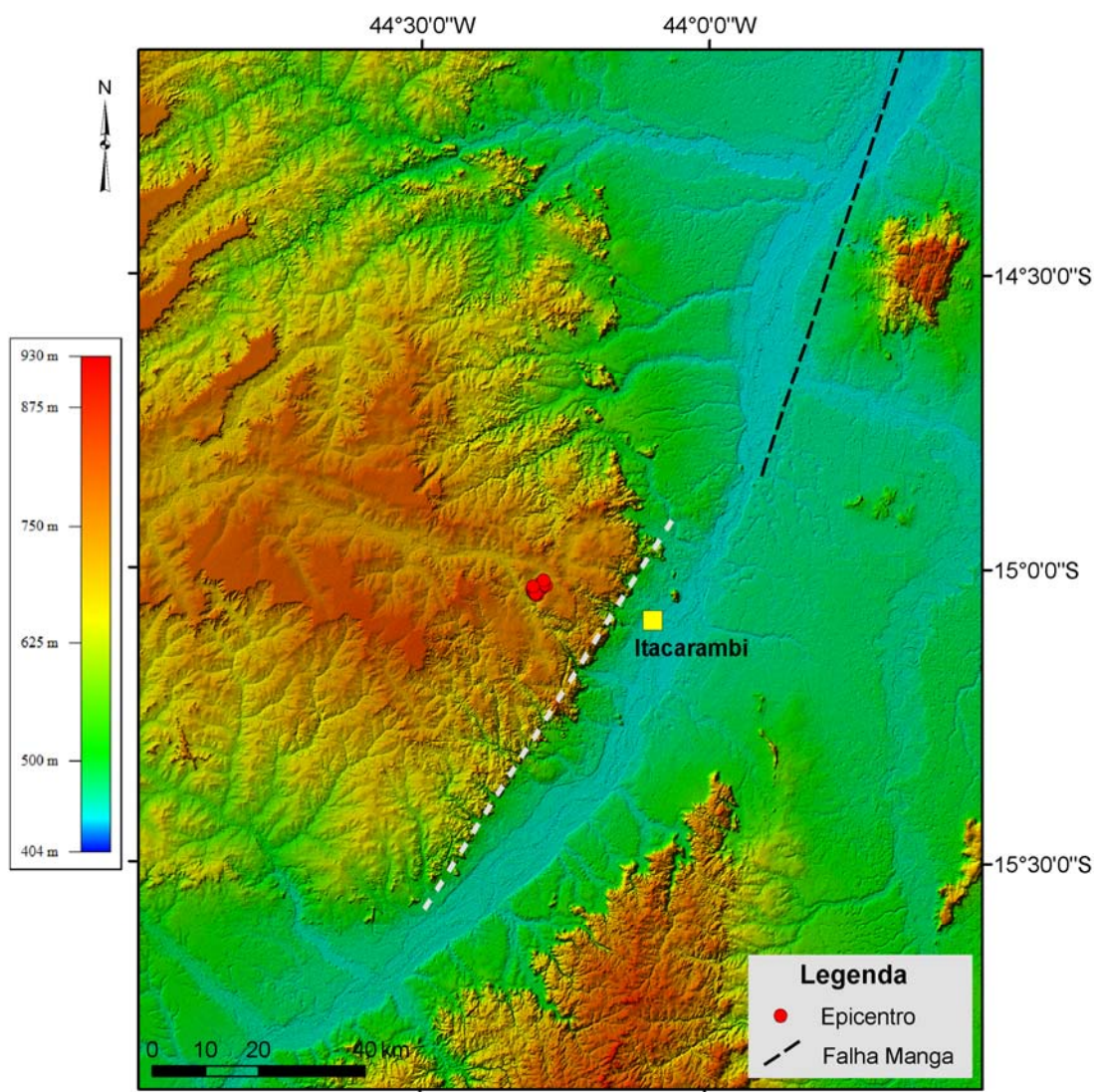


Figura 4. 5 – Mapa hipsométrico SRTM da região de Caraíbas-Itacarambi. São mostrados os epicentros, a cidade de Itacarambi, a Falha de Manga (Saadi *et al.*, 2002) e borda de chapada entre Caraíbas e Itacarambi.

---

Também foi delimitado neste mapa o traço aproximado demarcando a quebra negativa do relevo nas proximidades de Caraíbas, simbolizado por linha tracejada cinza. Esta linha mostra uma interessante feição geomorfológica na área, também com direção NE-SW, representada pela borda da chapada à esquerda do Rio São Francisco, entre a cidade de Itacarambi e a vila de Caraíbas.

A extração de elementos de drenagem a partir de imagens de satélite Landsat ETM+ (bandas 4,5,6 no padrão de cores RGB) e de dados SRTM são apresentadas nas Figuras 4.6 e 4.7, respectivamente.

A partir do processamento destes dados puderam ser identificadas feições lineares com até 1 km de extensão, aqui denominadas de lineamentos, e com até 500 metros, chamadas de foliações (Chimpliganond *et al.*, 2011). As Figuras 4.8 e 4.9 mostram os lineamentos e foliações identificados a partir de imagem de satélite e dados SRTM, respectivamente. Na parte inferior destas figuras são apresentados os diagramas de rosetas mostrando a frequência de observação para cada feição.

Os diagramas de rosetas para os lineamentos tanto da imagem de satélite quanto de SRTM mostram dois picos de frequência de observações nas direções NW-SE e aproximadamente N30°E. No caso das foliações, de maneira geral a direção predominante é NW-SE, mas se considerarmos apenas foliações com até 200 metros de dimensão, dois picos (NW-SE e NE-SW) de frequências aparecem nas mesmas direções observadas para os lineamentos.

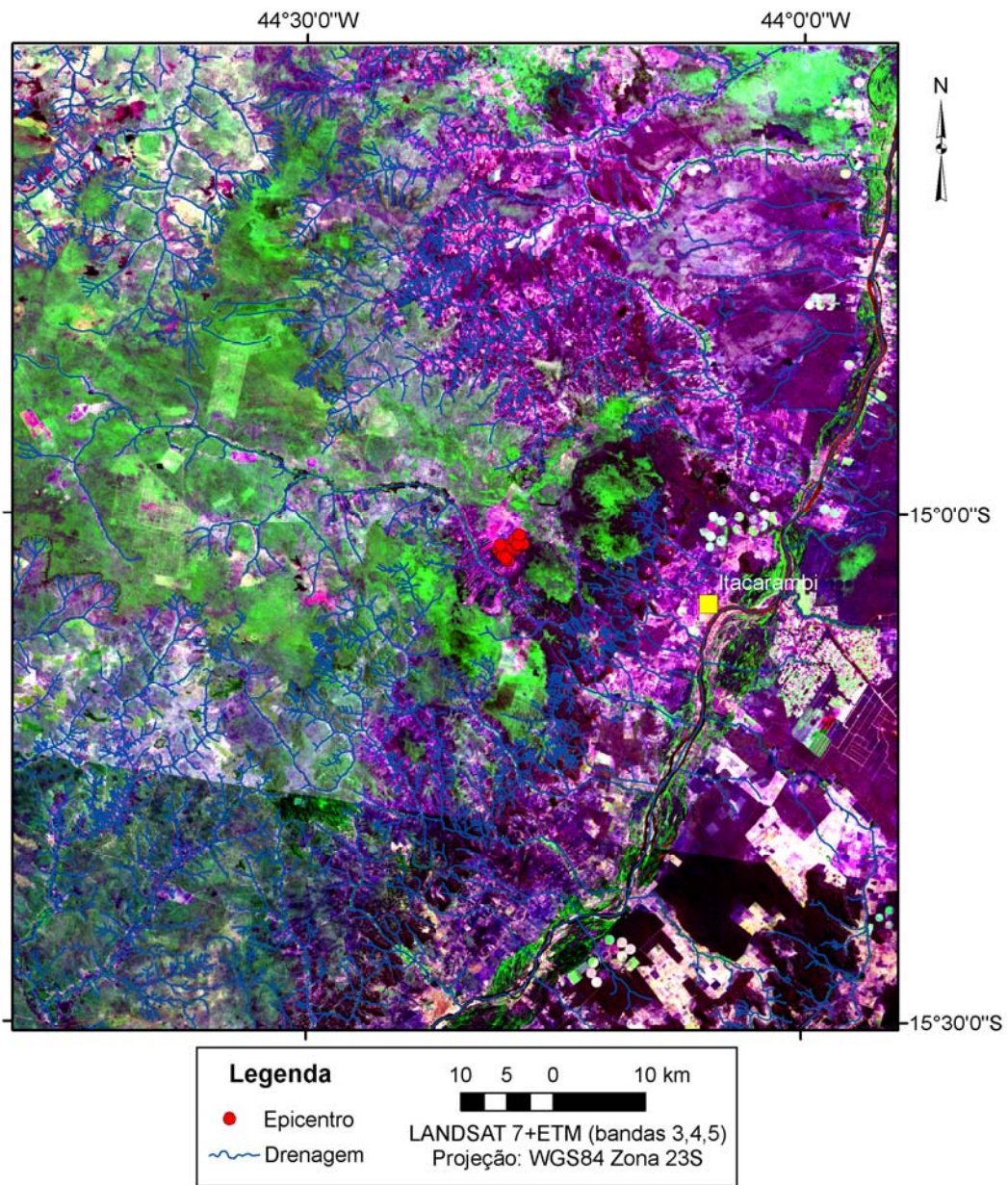


Figura 4. 6 – Imagem de satélite Landsat 7+ETM (bandas 3,4,5) da região de Caraíbas-Itacarambi. São mostrados os epicentros, a cidade de Itacarambi e drenagens.

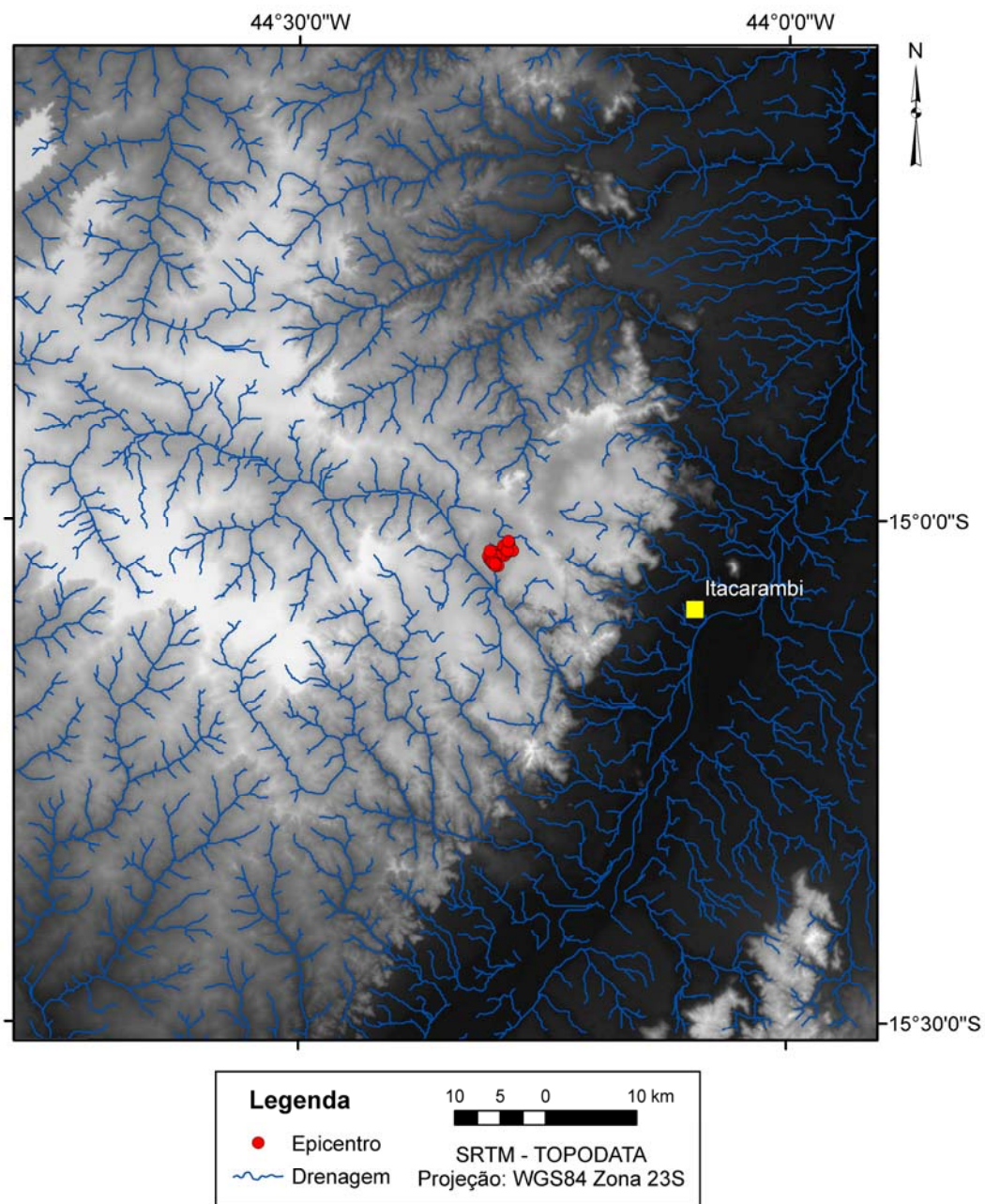


Figura 4. 7 – Imagem SRTM – TOPODATA (resolução espacial: 30 metros) da região de Caraíbas-Itacarambi. São mostrados os epicentros, a cidade de Itacarambi e drenagens.

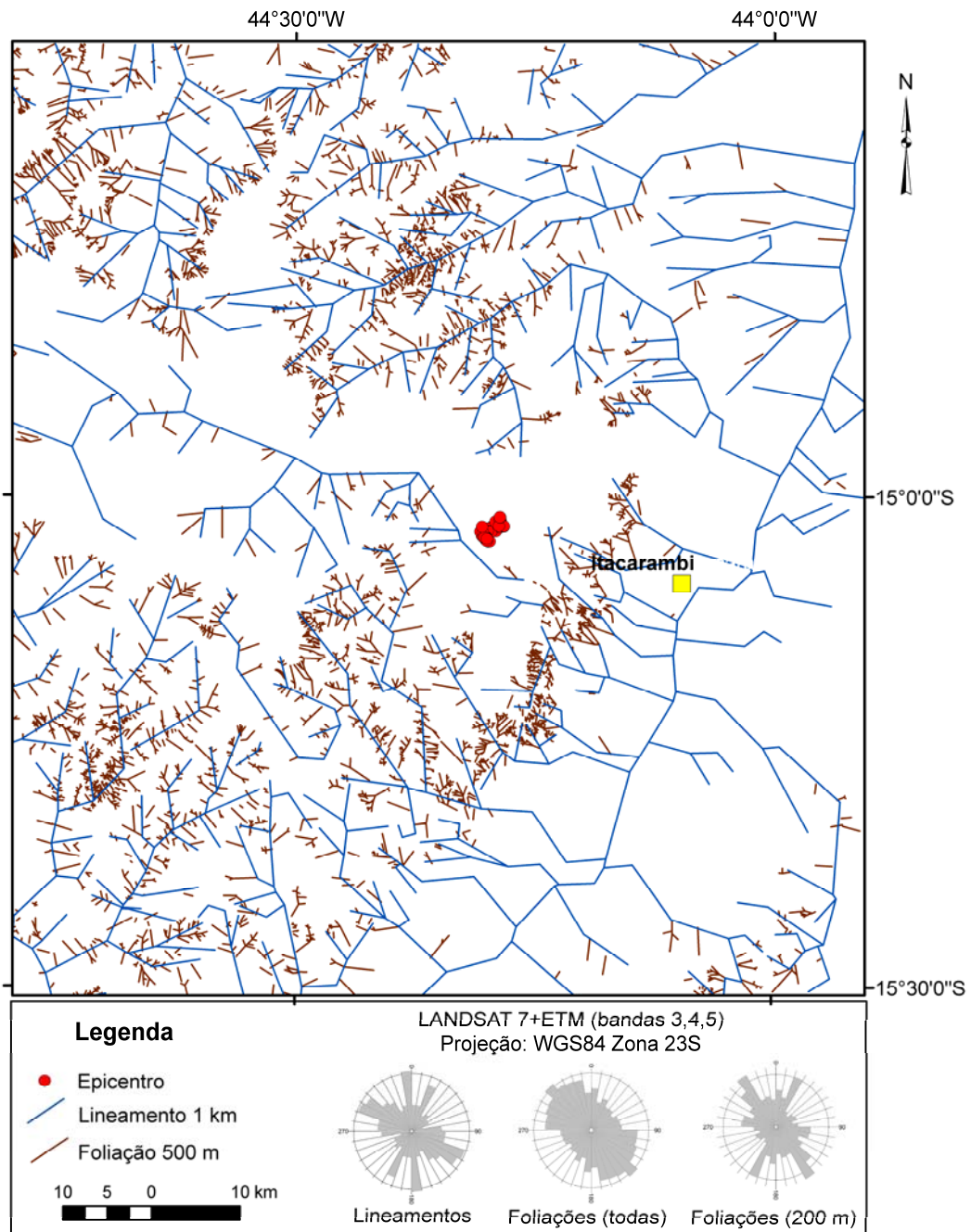


Figura 4. 8 – Lineamentos e foliações obtidos de imagem de satélite para região de Carajás-Itacarambi. São mostrados os epicentros e a cidade de Itacarambi. Na porção inferior são apresentadas as rosetas para as feições identificadas.

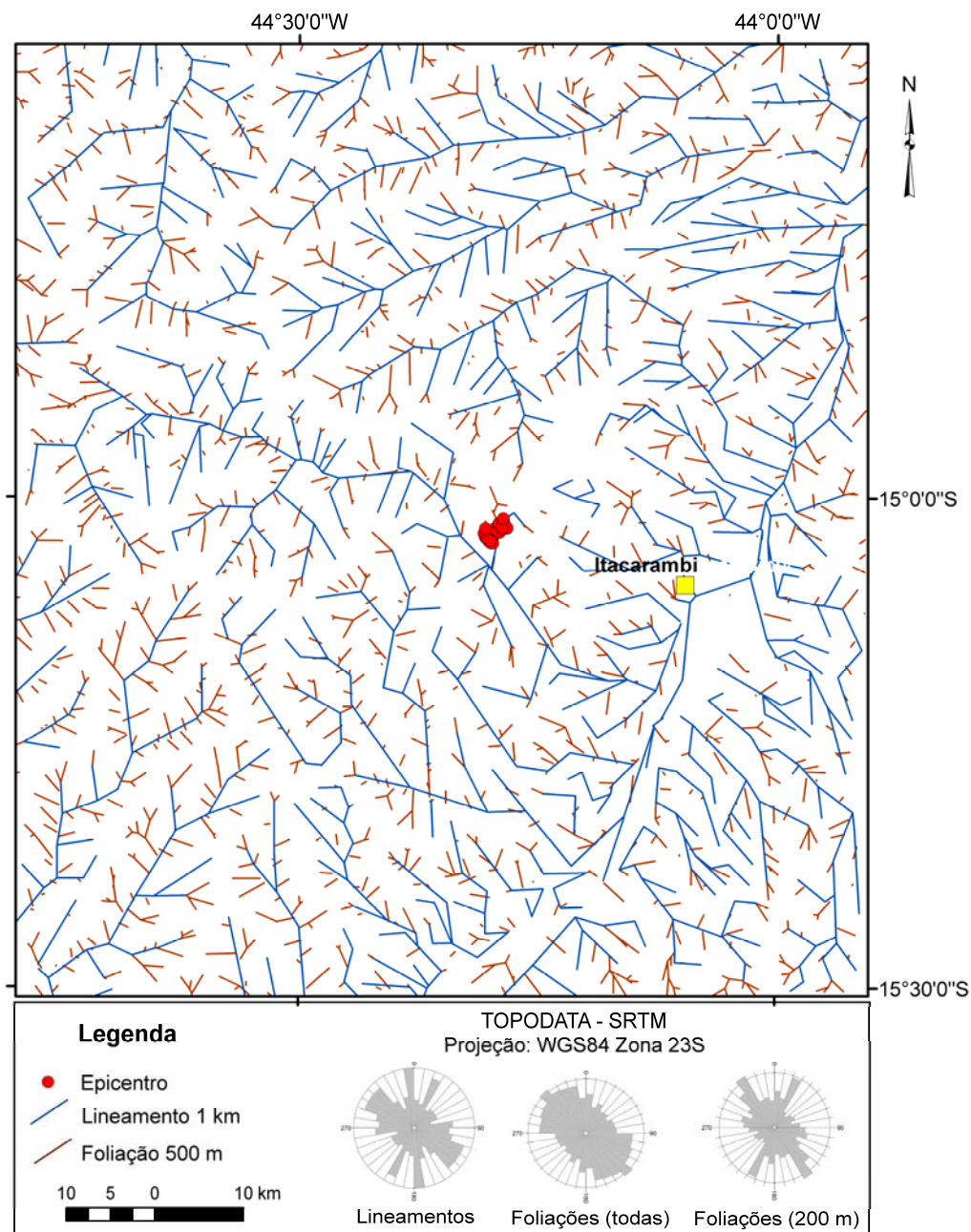


Figura 4. 9 – Lineamentos e foliações obtidos de imagem SRTM para região de Caraíbas-Itacarambi. São mostrados os epicentros e a cidade de Itacarambi. Na porção inferior são apresentadas as rosetas para as feições identificadas.

---

#### 4.5 – Dados Sismológicos regionais

Os resultados de estudos de mecanismos focais para 4 eventos, sendo 2 no Cráton São Francisco e outros 2 nas faixas dobradas marginais, são discutidos juntamente com o mecanismo de Caraíbas-Itacarambi. A Figura 4.10 mostra o mapa com estes resultados.

Uma seqüência sísmica ocorrida em 1990 na localidade de Manga/MG, localizada aproximadamente 50 quilômetros a norte da área de Caraíbas-Itacarambi foi estudada por Veloso *et al.* (1990) e Assumpção *et al.* (1990). Estes estudos relacionam a sismicidade de Manga/MG como resposta a movimentação em uma falha inversa com direção aproximada N-S (Figura 4.10).

Lopes (2008) estudou a sismicidade ocorrida em Correntina/BA, cerca de 150 quilômetros a noroeste da área de Caraíbas-Itacarambi, ocorrida em 2003. O mecanismo focal obtido para esta sismicidade também corresponde a uma falha inversa com direção aproximada N20°W (Figura 4.10). O sismo de Brasília/DF, ocorrido em 2000, também foi estudado por Lopes (2008), que evidenciou falha inversa de direção N80°W (Figura 4.10). O mecanismo focal obtido por Veloso (1990) para a seqüência sísmica de Encruzilhada/BA (Figura 4.10) sugere falha inversa N20°W.

Lopes (2008) interpretou as sismicidades em Manga/MG, Caraíbas/MG e Correntina/BA como resposta a compressão E-W na parte central do Cráton do São Francisco. Esta interpretação concorda com resultados obtidos por Assumpção (1992) usando mecanismo focal, e com modelos matemáticos de Coblentz & Richardson (1996) e Meijer *et al.* (1997) para estimativas da distribuição dos esforços na Placa Sul-Americana. Estudos recentes de Marotta *et al.* (2012) para taxa de deformação da parte mais superficial da crosta, a partir de observações geodésicas, também estão de acordo com a interpretação de Lopes (2008).

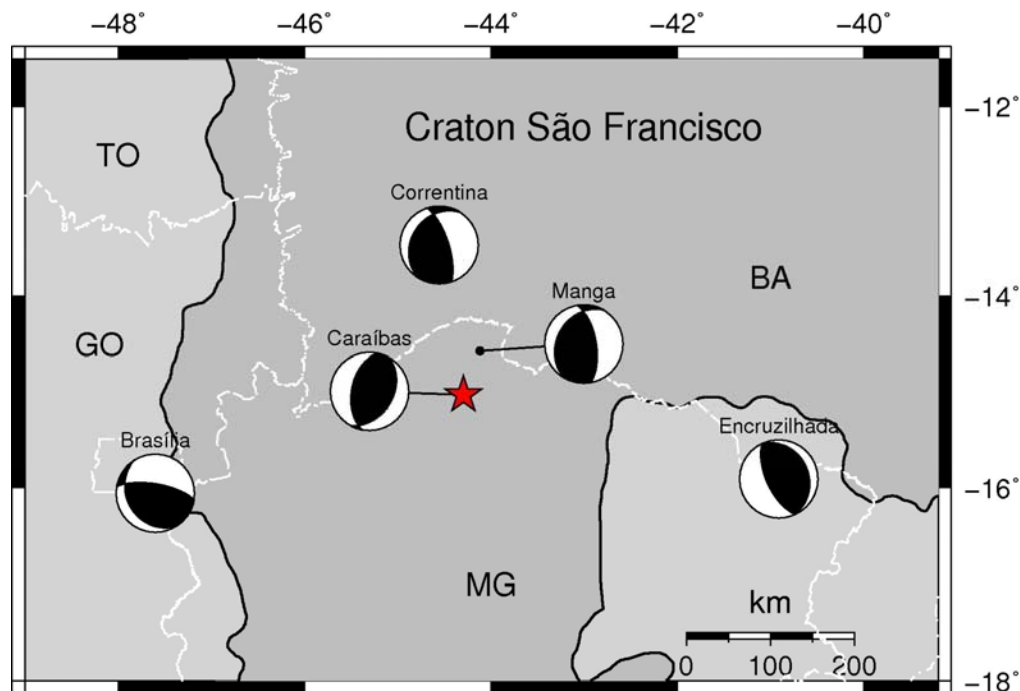


Figura 4. 10 – Mapa apresentando os mecanismos focais obtidos para as seqüências sísmicas: Correntina/BA (Lopes, 2008), Manga/MG (Assumpção *et al.*, 1990; Veloso *et al.*, 1990), Caraíbas/MG (Chimpliganond *et al.*, 2010), Brasília/DF (Lopes, 2008) e Encruzilhada/BA (Veloso, 1990). Limite do Crátón São Francisco definido por linha preta contínua e dos estados em linha branca tracejada.

#### 4.6 – Considerações Finais

Os modelos propostos para explicar a sismicidade intraplaca consideram que os terremotos resultam de rupturas em zonas de fraquezas e/ou de concentrações de esforços (*e.g.* Sykes, 1978; Talwani, 1989; Talwani & Rajendran, 1991; Kenner & Segal, 2000). Johnston (1989) e Schute & Mooney (2005) correlacionaram zonas de fraquezas crustais, como crostas estendidas em riftes abortados ou margens continentais, com terremotos intraplaca. Gangopadhyay & Talwani (2005) consideram zonas de fraquezas como interseção de falhas. Concentração de esforços na crosta superior devido a heterogeneidades estruturais também tem sido usada para tentar explicar a sismicidade intraplaca (Sykes, 1978; Talwani, 1989; Talwani & Rajendran, 1991; Kenner & Segal, 2000; Assumpção *et al.*, 2004).

No entanto, a maioria dos modelos usados para explicar a sismicidade intraplaca consideram apenas padrões regionais e não procuram explicar a sismicidade em escala local. Para



---

isso, são necessárias localizações hipocentrais precisas e mapeamento geológico detalhado. Só assim podem ser afirmado que a sismicidade ocorre em falhas pré-existentes mapeadas ou não.

A maioria dos terremotos no Brasil, mesmo os com focos mais rasos que 10 quilômetros e ocorrendo em zonas sísmicas de 30 a 40 quilômetros de extensão, não apresentam clara correlação com falhas conhecidas em superfície (Takeya *et al.*, 1989; Ferreira *et al.*, 1998).

Entretanto, Bezerra *et al.* (2007) conseguiram usar dados de alta qualidade da sismicidade em João Câmara/RN para mostrar a coincidência espacial dos hipocentros com fábrica rúptil composta por veios de quartzo e zonas de falha silicificadas. Esta falha, chamada Falha Samambaia, foi descoberta por meio de estudos sismológicos de Ferreira *et al.* (1987) e Takeya *et al.* (1989). Diversos estudos foram realizados para dimensionar a zona de falha e determinar o mecanismo focal desta impressionante sequência sísmica (e.g., Ferreira *et al.*, 1987; Takeya *et al.*, 1989; Sophia & Assumpção, 1989; Von Huelsen, 1993). Da mesma forma, Ferreira *et al.* (2008) usaram registros locais de terremotos e detalhado mapeamento geológico estrutural para mostrar a reativação cosísmica do Lineamento Pernambuco na região de Caruaru/PE.

Assim, a reativação de fraturas e falhas do embasamento do Cráton São Francisco orientadas segundo as direções NE-SW e N-S a NW-SE poderiam explicar as sismicidades observadas em Caraíbas-Itacarambi e nos demais casos citados, respectivamente, em virtude da ação do campo de esforços compressivos E-W.

Para o caso de Caraíbas-Itacarambi, a presença de estruturas do tipo *horsts* e *grabens* do embasamento podem ter contribuído para a concentração dos esforços tectônicos ao longo do tempo. Os resultados das análises realizadas para dados geofísicos aéreos, imagens de satélite e dados SRTM, evidenciam a presença de estruturas com orientações coincidentes com os mecanismos focais obtidos nesta Tese para a sismicidade de Caraíbas-Itacarambi. Assim, a presença de fraturas e falhas pré-existentes nas rochas do embasamento, orientadas preferencialmente de maneira a permitir movimentação em resposta ao esforço E-W, podem explicar a sismicidade em Caraíbas-Itacarambi.

---

## **Referências**

- Assumpção, M., Veloso, J.A.V., Barbosa, J.R., Blum, M.L.B., Carvalho, J.M., Neves, E., Bassini, A., 1990. The Manga earthquakes, MG, March of 1990. In: XXXVI Brazilian Congress of Geology, 1990, Natal-RN. Proceedings of the XXXVI Brazilian Congress of Geology. Natal-RN: SBG, 1990. v. 6. p. 2154-2159.
- Assumpção, M., 1992. The regional intraplate stress field in South America, *J. Geophys. Res.* 97(B8), 11889-11903.
- Assumpção, M., Schimmel, M., Escalante, C., Barbosa, J.R., Rocha, M., Barros, L.V., 2004. Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spot. *Geophys. J. Int.* 159, 390–399.
- Bezerra, F.H.R., Takeya, M.K., Sousa, M.O.L. & do Nascimento, A.F., 2007. Coseismic reactivation of the Samambaia fault, Brazil, *Tectonophys.*, 430, 27-39.
- Brandalise, L.A., Pimentel, G.B., Steiner, H.P., Soares, J., Mendes, J.R., Queiroz, N.F., Lima, O.M., Pádua, W. de, 1980. Projeto Sondagens Bambuí em Minas Gerais: relatório final. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, v.5.
- Campos, J.E.G., 2001. Zoneamento Ecológico-Econômico – ZEE do Vale do São Francisco – nota explicativa do Mapa Geológico do Vale do Rio São Francisco. CODEVASF.
- Chimpliganond, C., M. Assumpção, M. Von Huelsen and G.S. França (2010). The intracratonic Caraíbas-Itacarambi earthquake of December 09, 2007 (4.9 mb), Minas Gerais State, Brazil. *Tectonophysics* 480, 48-56.
- Chimpliganond, C., Almeida, T., Algarte, K.T.S & Martins, R., 2011. Remote sensing tools applied to structural lineaments identification at Caraíbas-Itacarambi seismic zone, Minas Gerais, Brazil, Twelfth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brasil, 6p.
- Coblentz, D.D. & Richardson, R.M., 1996. Analysis of the South American intraplate stress field, *J. Geophys. Res.*, 101, 8643-8657.
- Costa, P.C.G., 1978. Geologia das Folhas de Januária, Mata do Jaíba, Japoré e Manga, Minas Gerais. Memória Técnica. CETEC. Belo Horizonte.
- CPRM, 2003. Atlas digital de geologia e recursos minerais do Estado de Minas Gerais, escala 1:500.000.
- Cunha Filho, E.M. da, 2004. Contribuição para a geologia e avaliação do potencial mineral da região de Januária-Itacarambi-Montalvânia (MG), Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 141 pp.

- 
- Ferreira, J.M., Takeya, M.K., Costa, J.M., Moreira, J. Assumpção, M., Veloso, J. & Pearce, R.G., 1987. A continuing intraplate sequence near João Câmara, northeastern Brazil-preliminary results, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 1042-1045.
- Ferreira, J.M., Oliveira, R.T., Takeya, M.K. & Assumpção, M., 1998. Superposition of local and regional stresses in NE Brazil: evidence from local mechanisms around the Potiguar marginal basin, *Geophys. J. Int.*, 134, 341-355.
- Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Nascimento, A.F. & França, G.S.L.A., 2008. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil, *Tectonophysics*, 456, 111-126, doi:10.1016/j.tecto.2008.01.009.
- Gangopadhyay, A. & Talwani, P., 2005. Fault intersections and intraplate seismicity in Charleston, South Carolina: insights from a 2-D numerical model, *Current Sci.*, 88 (10), 1609-1616.
- Johnston, A. C., 1989. Seismicity of “stable continental interiors”, in *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margin: Neotectonics and Postglacial Rebound*, edited by S. Gregersen and P. W. Basham, pp.299-327, Kluwer Acad., Norwell, Mass.
- Kenner, S.J. & Segal, P., 2000. A mechanical model for intraplate earthquakes: application to the New Madrid seismic zone. *Science* 289 (5488), 2329–2332.
- LASA, 2001. Projeto Januária-Itacarambi-Montalvânia, Minas Gerais – Área 5: Brasil, Rio de Janeiro, LASA-Engenharia e Prospecções S.A. Relatório Final do levantamento Processamento dos dados magnetométricos e gamaespectométricos, Vol. I, Texto técnico.
- Lopes, A. E. V., 2008. Mecanismos focais e esforços litosféricos no Brasil, Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 177 p.
- Marotta, G. S., G. S. França, J. F. G. Monico, R. A. Fuck, 2012. Strain rate of South American Lithospheric Plate by SIRGAS-CON geodetic observations. *Journal of South American Earth Sciences* (submetido).
- Martínez, M.I., 2007. Stratigraphy of Bambuí Group at the north of the São Francisco River Valley, MG. Master Degree Thesis (in Portuguese), Institute of Geosciences, Federal University of Minas Gerais, 122 pp.
- Meijer, P. T., Govers, R., and Wortel, M. J. R. (1997). Forces controlling the present-day state of stress of the Andes. *Earth Planet Sci. Lett.* 148, 157-170.
- Nobre-Lopes, J., 2002. Diagenesis of the dolomites hosting Zn/Ag mineral deposits in the Bambuí Group at Januaria Region-MG, PhD Thesis, University of Campinas, Campinas, São Paulo, Brazil, 183 pp.

- 
- Saadi, A., Machette, M.N., Haller, K.M., Dart, R.L., Bradley, L-A & de Souza, A.M.P.D., 2002. Map and database of Quaternary faults and lineaments in Brazil, U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 02-230, 59 pp.
- Schulte, S.M. & Mooney, W.D., 2005. An updated global earthquake catalogue for stable continental regions: reassessing the correlation with ancient rifts, *Geophys. J. Int.* 161, 707-721.
- Sophia, C.M. & Assumpção, M., 1989. Padrão de ruptura da falha de Samambaia, RN, durante a reativação de fevereiro de 1987. I Congr. Soc. Bras. Geof., 350-356, Rio de Janeiro.
- Sykes, L.R., 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zone of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Rev. Geophys. Space Phys.* 245, 298-302.
- Takeya, M.K., Ferreira, J.M., Pearce, R.G., Assumpção, M., Costa, J.M. & Sophia, C.M., 1989. The 1986-87 intraplate earthquake sequence near João Câmara, northeast Brazil – evolution of seismicity, *Tectonophysics*, 167, 117-131.
- Talwani, P., 1989. Characteristic features of intraplate earthquakes and the models proposed to explain them. In: Gregersen, S., Basham, P.W. (Eds.), *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post-Glacial Rebound*. Kluwer, Dordrecht, pp. 289-297.
- Talwani, P. & Rajendran, K., 1991. Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes. *Tectonophysics* 186, 19-41.
- Valeriano, M.M. & Albuquerque, P.C.G.A., 2010. TOPODATA: processamento dos dados SRTM, INPE-16702-RPQ/854, São José dos Campos, 79 p.
- Veloso, J.A., 1990. Atividade sísmica de Encruzilhada-BA, 36º Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, Boletim de Resumos.
- Veloso, J.A., Assumpção, M., Carvalho, J., Barbosa, J.R., Fontenele, D., Bassini, A., Gomes, I.P., Blum, M., & Ribeiro, R.K., 1990. Sismicidade recente nos estados de Minas Gerais e Bahia, in *Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Continental Cenozóica no Sudeste do Brasil*, 1, Belo Horizonte, 1990: Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte-MG, N. 11, p. 57-61.
- Von Huelsen, M.G., 1993. Mecanismo focal na região de João Câmara, Dissertação de Mestrado, Departamento de Geofísica, Universidade de São Paulo, 122 p.

---

## *Capítulo 5 - Conclusões*

A área de Caraíbas-Itacarambi, norte do Estado de Minas Gerais, foi estudada neste trabalho de forma detalhada, tanto do ponto de vista do zoneamento espacial e temporal da sismicidade quanto das características das fontes sísmicas geradoras dos eventos. O entendimento dessa sismicidade é importante principalmente devido ao baixo nível de atividade sísmica observado na porção central do Cráton São Francisco.

O monitoramento local evidenciou uma seqüência sísmica completa, com precursoros ocorridos dias antes, quiescência sísmica de aproximadamente 21 dias, precursoros iminentes (algumas horas antes), evento principal e centenas de réplicas. O evento principal de 09 de dezembro de 2007 gerou intensidade máxima de VII MM, causando a primeira vítima fatal de terremoto no Brasil, e sendo sentido a até 80 quilômetros de distância do epicentro.

A instalação de uma rede sismográfica digital bem próxima à área sísmica permitiu determinar as localizações hipocentrais dos eventos com erros baixos (menores que 50 metros). Devido a esta precisão na localização e pelo fato de ter sido registrado por estações a distâncias regionais e telessísmicas, o evento principal de 09 de dezembro de 2007 é o primeiro terremoto brasileiro usado como referência em estudos mundiais de avaliação de risco/perigo sísmicos (Anexo 1).

A distribuição espacial dos hipocentros indica uma zona de 3 quilômetros de extensão, aproximadamente alinhada na direção NE-SW, na qual os focos mostram-se mais rasos a NW e mais profundos a SE, não superando os 2 quilômetros.

Os mecanismos focais dos eventos da seqüência sísmica de Caraíbas-Itacarambi foram determinados usando três metodologias distintas e independentes. Primeiramente o mecanismo focal composto foi calculado utilizando informações das polaridades dos primeiros movimentos da onda P no programa FPFIT. Combinando este resultado com dados de polaridades da onda P para o evento principal detectado em estações regionais e telessísmicas, e usando a direção dos hipocentros, resultou num mecanismo de falha inversa, com plano na direção N30°E, mergulho de 40° para SE e *rake* de 105°.

---

Eventos bem registrados pela rede local foram estudados para obtenção de seus tensores momento sísmico, usando dados nos domínios do tempo e da frequência.

No domínio do tempo foi realizada inversão da forma de onda completa (ISOLA) para três eventos. Os resultados obtidos indicam fontes sísmicas com porcentagens *double-couple* de pelo menos 70%. A inversão de forma de onda foi realizada com sucesso somente porque, apesar dos eventos serem muito fracos (pequenos), a rede sismográfica local foi disposta a distâncias muito próximas (raio de até 6 quilômetros). Dessa forma, para a banda de frequência utilizada (1,0 a 2,8 Hz) e distâncias epicentrais, o ajuste das formas de ondas completas pode ser realizado mesmo utilizando um modelo de velocidades simples, gerando resultados robustos.

No domínio da frequência foram estudados 4 grupos de eventos com localizações epicentrais muito próximas, o que permitiu a utilização do método de inversão relativa do tensor momento sísmico (RMTI). Os resultados também mostram fontes com porcentagens *double-couple* de pelo menos 70% em sua grande maioria.

O método RMTI possui a vantagem de, no caso de eventos agrupados, os tensores momento sísmico podem ser obtidos sem qualquer informação detalhada do modelo de velocidades. Assim, é útil inverter eventos maiores individualmente usando o ISOLA e depois aplicar o método RMTI para eventos menores localizados próximos. Ambos os métodos possuem a vantagem de serem adaptados a rotinas automatizadas.

Apesar dos métodos de inversão utilizados não serem novos, suas aplicações para eventos muito fracos registrados por estações locais a frequências relativamente altas são metodicamente desafiadores.

Avaliação dos mecanismos focais calculados usando os três métodos por meio do ângulo Kagan (KA) mostra uma forte correlação entre eles, com valores de KA, em sua grande maioria, menores que 30°.

A presença de feições NE-SW que poderiam estar associadas com a sismicidade de Caraíbas-Itacarambi foi identificada neste trabalho através de análises de imagens de satélite, dados SRTM e levantamentos geofísicos. Estudos anteriores (*e.g.*, Brandalise *et al.*, 1980; Campos, 2001; Saadi *et al.*, 2002; Cunha Filho, 2004; Martinez, 2007) também sugerem a presença de estruturas NE-SW na região de Caraíbas-Itacarambi.

---

Os resultados de mecanismo focal e tensor momento sísmico obtidos neste trabalho estão em conformidade com estudos de inversão de mecanismos focais realizados na região do Cráton São Francisco por Lopes (2008), nos quais evidencia a presença de esforço compressivo aproximadamente E-W. Lopes (2008) atribui a sismicidade na região central do Cráton São Francisco como movimentação ao longo de fraturas/falhas pré-existentes no embasamento em resposta a este esforço compressivo. A mesma teoria é adotada na presente Tese para explicar a sismicidade observada em Caraíbas-Itacarambi.

## ***Referências***

- Brandalise, L.A., Pimentel, G.B., Steiner, H.P., Soares, J., Mendes, J.R., Queiroz, N.F., Lima, O.M., Pádua, W. de, 1980. Projeto Sondagens Bambuí em Minas Gerais: relatório final. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, v.5.
- Campos, J.E.G., 2001. Zoneamento Ecológico-Econômico – ZEE do Vale do São Francisco – nota explicativa do Mapa Geológico do Vale do Rio São Francisco. CODEVASF.
- Cunha Filho, E.M. da, 2004. Contribuição para a geologia e avaliação do potencial mineral da região de Januária-Itacarambi-Montalvânia (MG), Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 141 pp.
- Lopes, A. E. V., 2008. Mecanismos focais e esforços litosféricos no Brasil, Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 177 p.
- Martínez, M.I., 2007. Stratigraphy of Bambuí Group at the north of the São Francisco River Valley, MG. Master Degree Thesis (in Portuguese), Institute of Geosciences, Federal University of Minas Gerais, 122 pp.
- Saadi, A., Machette, M.N., Haller, K.M., Dart, R.L., Bradley, L-A & de Souza, A.M.P.D., 2002. Map and database of Quaternary faults and lineaments in Brazil, U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 02-230, 59 pp.

---

## *Anexo 1*



***Informações do evento de Caraíbas-Itacarambi de 09 de dezembro de 2007 no banco de dados de eventos de referência (GT5) do IASPEI Ground Thruth (GT)***

Event 13285572 Brazil

Date	Time	Err	RMS	Latitude	Longitude	Smaj	Smin	Az	Depth	Err Ndef	Nsta	Gap	mdist	Mdist	Qual
2007/12/09	02:03:29.72	0.22	0.945	-15.1178	-44.2814	7.5	5.519	43	10.0f	115	136	43	3.64	94.99	m i de

ISC 12684675

(#PARAM pP\_DEPTH=9.62821)

2007/12/09	02:03:28.36			-15.0326	-44.2953			0.7							ke IASPEI	01417080
------------	-------------	--	--	----------	----------	--	--	-----	--	--	--	--	--	--	-----------	----------

(#PRIME)

(Caraíbas-Itacarambi, Brazil)

(GT5 from local network data)

(Chimpliganond, C., M. Asumpção, M. Von Huelsen and G.S. França, The intracratonic Caraíbas–Itacarambi earthquake of December 09, 2007 (4.9 mb), Minas Gerais State, Brazil, Tectonophysics, 480, 48-56, 2010.)

Magnitude	Err	Nsta	Author	OrigID
-----------	-----	------	--------	--------

MS	4.3	0.2	18 IASPEI	01417080
----	-----	-----	-----------	----------

mb	4.7	55	IASPEI	01417080
----	-----	----	--------	----------

