

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Análise dos processos deflagradores de movimentos gravitacionais de massa com ênfase para a relação chuva x deslizamentos para o município de Baixo Guandu - ES, Brasil**

**TIAGO ANTONELLI**

Orientador: Prof. Dr. Marcos Egydio da Silva

**Dissertação de Mestrado**

**Nº 802**

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Marcos Egydio da Silva

Dr. Eduardo Soares de Macedo

Dr. Rogério Pinto Ribeiro

Dr. Edilson Pizzato

SÃO PAULO

2018

TIAGO ANTONELLI

**Análise dos processos deflagradores de movimentos gravitacionais de massa com ênfase para a relação chuva x deslizamentos para o município de Baixo Guandu – ES, Brasil**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo para a obtenção do título de Mestre em Geociências

Área de concentração: Geotectônica

Orientador: Prof.º Dr. Marcos Egydio da Silva

São Paulo

2018

AUTORIZO A REPRODUÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO,  
POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA  
FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

Assinatura: \_\_\_\_\_ Data \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_

## **DEDICATÓRIA**

Dedico esse trabalho a todas as pessoas que direta ou indiretamente fizeram parte desse projeto, em especial:

Dedico a meus pais, por me incentivarem em todos os momentos.

À minha irmã, Mariana, pelo auxílio e conselhos ao longo dessa jornada.

À minha esposa Érika pela compreensão e apoio em todos os momentos de dificuldade que passei nesse período.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço, primeiramente, a Deus por me dar forças e saúde para que eu pudesse desenvolver esse trabalho.

Agradeço a toda minha família: meus pais Maria do Carmo e Adilson, irmã Mariana e minha esposa Érika pelo suporte e incentivo constante durante o processo do metrado.

Ao meu orientador, professor Doutor Marcos Egydio da Silva, que aceitou me orientar nesse projeto, mesmo diante de tantos compromissos e ocupações. Meus sinceros agradecimentos!

Á todos meus amigos da turma do IGc USP com quem ainda tenho contato, e aos amigos que trabalham comigo na CPRM – Serviço Geológico do Brasil, pelos conselhos e ajudas.

Obrigado a todos!!

Antonelli, T.A. Análise dos processos deflagradores de movimentos gravitacionais de massa com ênfase para a relação chuva x deslizamentos para o município de Baixo Guandu – ES, Brasil [dissertação]. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo; 2018.

## RESUMO

A compreensão dos condicionantes deflagradores de movimentos de massa é importante na medida em que a partir do entendimento desses é possível prevenir ou mitigar desastres naturais em determinada região. No caso do município de Baixo Guandu-ES, mais de 1200 cicatrizes de deslizamentos foram fotointerpretadas e posteriormente checadas em trabalhos de campo. Segundo informações da Defesa Civil Municipal a deflagração desses eventos se deu, majoritariamente, em 25 de dezembro de 2013 durante uma forte precipitação, causada por um corredor de umidade que estacionou sobre a região pela ação de uma Zona de Convergência do Atlântico Sul. Cerca de 77% das cicatrizes mapeadas estão em encostas com declividade não superiores a 30°. Até o dia 23 de dezembro, apesar do acumulado de chuva de mais de 600 milímetros, nenhum ou pouco evento de movimentações de massa haviam ocorrido no município. As análises mostraram que a região com maior quantidade de cicatrizes observada é coincidente com a área onde o acumulado de chuva entre os dias 23/12/2013 e 24/12/2013 (dois dias antes de ocorrer os deslizamentos) foi de mais de 120 milímetros. Dentre as condicionantes estudadas, o principal agente deflagrador para os movimentos de massa que atingiram região de Baixo Guandu-ES foi a chuva de dois dias antes dos eventos, onde o solo já se encontrava quase saturado e as forças atuantes estavam praticamente iguais as forças de resistentes do maciço.

Palavras-chave: Baixo Guandu, PrecMerge, Deslizamento.

## **ABSTRACT**

The knowledge of the triggering factors of mass movements is important for the prevention and mitigation of natural disasters in a particular region. In the case of the municipality of Baixo Guandu-ES, more than 1200 sliding scars were photointerpreted and later assessed in field work. According to information shared by the Municipal Civil Defense Office, the outbreak of these events had occurred mainly on December 25, 2013 during a heavy rainfall, caused by a humidity corridor that parked over the region by the action of a South Atlantic Convergence Zone. About 77% of the scars mapped are located on slopes not exceeding 30°. Until December 23, despite accumulated rain of more than 600 millimeters, no mass movement event had occurred in the city. Data revealed that the region with the highest number of scars coincides with the area where the accumulated rainfall between 12/23/2013 and 12/24/2013 (two days before landslides) was more than 120 mm. Among the potential variables studied, the main deflagrating agent for the mass movements that reached the Baixo Guandu-ES region was the rainfall of two days before the events; since the soil was already almost saturated and the driving forces were practically equal to the resistance forces.

Keywords: Baixo Guandu, PrecMerge, landslide.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área de estudo. ....	15
Figura 2 - Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira. ....	17
Figura 3 - Mapa dos componentes geotectônicos do Orógeno Araçuaí e Faixa Congo Ocidental.....	19
Figura 4 - Ilustração mostrando a evolução e amalgamação dos crátons São Francisco e do Congo com geração de rochas graníticas em diferentes fases. ....	20
Figura 5 - Mapa Geológico o Orógeno Araçuaí. ....	22
Figura 6 - Mapa Geológico Simplificado do município de Baixo Guandu.....	24
Figura 7 - Aspecto bandado do gnaiss milonítico do Complexo Paraíba do Sul. ....	26
Figura 8 - Relevo Serrano sustentado pelo Maciço Ibituba.....	27
Figura 9 - Afloramento em Lajedo de Microclina Granito do Maciço de Ibituba. ....	28
Figura 10 - Charnockito melanocrático, de cor esverdeada, ocorrendo porções mais escuras, de granulação grossa a média, com fenocristais de feldspato (fd). Fonte: Vieira. ....	29
Figura 11 - Exemplo de leucogranito deformado da Suíte Carlos Chagas.....	33
Figura 12 - Exemplo de leucogranito tipo S da Suíte Carlos Chagas. ....	34
Figura 13 - Mapa geológico simplificado do Complexo Charnockítico Aimorés: 1. granadagrânitos; 2. Granodioritos porfiríticos; 3. charnockito; 4. hiperstênio-monzodiorito e titanita-quartzo-monzodiorito; 5. embasamento gnáissico- granítico indiscriminado.....	36
Figura 14 - Mapa Geológico simplificado da área de estudo com as principais zonas de cisalhamento da região. Legenda: 1 – Supergrupo Minas e Rio das Velhas 2 - Complexo Paraíba do Sul 3 – Grupo Rio Doce; 4 – Suíte tipo I, 5 – Suíte tipo-I G1 6 – Suíte tipo S G2 e G3S; 7 – Suíte tipo I G5 8 - Cobertura Fanerozóica; 9 – Sentido do transporte tectônico principal; 10 – Zonas de cisalhamento; 11 – Limite do Cráton São Francisco 12.....	38

Figura 15 - Imagem do Satélite GOES do dia 25/12/2015, mostrando atuação da ZCAS, com o corredor de umidade NW-SE formado passando pelo estado do ES. ....	40
Figura 16 - Desenho esquemático do satélite TRMM.....	41
Figura 17 - Distribuição espacial dos pluviômetros na América do Sul.. ....	42
Figura 18 - Precipitação média num trimestre utilizando apenas dados de observação de pluviômetros (a) e dados do PrecMerge (b). ....	43
Figura 19 - Classificação dos movimentos de massa. ....	45
Figura 20 - Modelo de escorregamento rotacional.....	46
Figura 21 - Deslizamento rotacional em Caraguatatuba – SP.....	46
Figura 22 - Modelo de escorregamento planar.....	47
Figura 23 - Escorregamento planar em Baixo Guandu – ES.....	48
Figura 24 - Corrida de massa em Itaóca – SP.....	49
Figura 25 - Processo de rastejo na vertente de um morro baixo em Ipeúna.....	50
Figura 26 - Exemplo de rolamento de blocos em Nova Friburgo – RJ.....	51
Figura 27 - Deslizamentos ocorridos em 25/12/2013 em Baixo Guandu – ES.....	54
Figura 28 - Deslizamento planar raso em Baixo Guandu – ES.....	56
Figura 29 - Deslizamento planar mais profundo em Baixo Guandu – ES. ....	56
Figura 30 - Deslizamentos na região serrana de Baixo Guandu.....	58
Figura 31 - Deslizamentos planares, rasos em Baixo Guandu – ES.....	58
Figura 32 - Distribuição das Cicatrizes de deslizamento no município de Baixo Guandu – ES. Imagem em Relevo Sombreado com iluminação no azimute 45° e inclinação 45°, realçando a geomorfologia.....	59
Figura 33 - Mapa de declividade em graus para a região de Baixo Guandu – ES gerado a partir do modelo digital de elevação, com a distribuição das cicatrizes (pontos amarelos).....	62

Figura 34 - Mapa de relevo de Baixo Guandu, com destaque para área central do município em que predomina morrotes, morros baixos e morros altos, onde houve o maior número de movimentos de massa.....	64
Figura 35 - Mapa de chuva acumulada em Dezembro de 2013 no município de Baixo Guandu – ES gerado com dados extraídos do PrecMerge. ....	68
Figura 36 - Mapa de chuva acumulada de 01/12/2013 até 23/12/2013 no município de Baixo Guandu – ES gerado com dados extraídos do PrecMerge.....	69
Figura 37 - Mapa de chuva acumulada nos dias 23/12/2013 e 24/12/2013 no município de Baixo Guandu – ES gerado com dados extraídos do PrecMerge.....	70
Figura 38 - Ortofoto do município de Baixo Guandu – ES com a distribuição das Cicatrizes de deslizamentos (pontos amarelos).....	71
Figura 39 – Mapa geológico simplificado de Baixo Guandu – ES, sobreposto com as cicatrizes de deslizamentos (pontos verdes).....	76

## **LISTA DE TABELAS**

Tabela 1 - Quantidade de deslizamentos ocorridos por intervalos de declividade.....	61
Tabela 2 - Quantitativo de cicatrizes por unidades geológicas e os respectivos litotipos. ....	74

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>13</b>
<b>2. OBJETIVOS</b> .....	<b>14</b>
<b>3. JUSTIFICATIVA</b> .....	<b>14</b>
<b>4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	<b>15</b>
<b>5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	<b>16</b>
<b>5.1 Geologia Regional</b> .....	<b>16</b>
5.1.1 Geotectônica .....	16
<b>5.2 Geologia Local</b> .....	<b>22</b>
5.2.1 Unidades Litológicas.....	22
5.2.2 Geologia Estrutural .....	36
<b>5.3 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)</b> .....	<b>38</b>
<b>5.4 Satélite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission)</b> .....	<b>40</b>
<b>5.5 PRECMERGE</b> .....	<b>42</b>
<b>5.6 Definições de Movimentos de Massa</b> .....	<b>44</b>
<b>6. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>51</b>
<b>6.1 Materiais</b> .....	<b>51</b>
<b>6.2 Métodos</b> .....	<b>53</b>
<b>7. RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	<b>55</b>
<b>8. CONCLUSÕES</b> .....	<b>77</b>
<b>9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>78</b>

## 1. INTRODUÇÃO

Em dezembro de 2013, uma forte precipitação causada pela Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS (Guimarães, 2014) atingiu uma área que engloba partes dos estados de Minas Gerais e do Espírito Santo. No Estado do Espírito Santo foi decretado estado de emergência em 55 municípios (de um total de 78 em todo estado), gerando um total de 61.773 pessoas desabrigadas (Defesa Civil – ES, 2014). Estima-se que o prejuízo financeiro causado pelo evento no estado foi da ordem de 1,36 bilhão de reais (Taveira, 2014).

No Brasil a frequência e a intensidade de desastres naturais vêm sofrendo um aumento significativo nas últimas décadas (Marcelino *et al.*, 2006). Esta intensificação pode ser explicada principalmente pelo aumento populacional, a ocupação desordenada e à intensificação da urbanização e industrialização.

Dentre os diversos tipos de desastres naturais, um dos mais impactantes são os movimentos de massa (em especial os deslizamentos) classificados no grupo dos desastres geológicos (MI, 2012). Os deslizamentos têm como características produzir cicatrizes com uma geometria definida pela cabeceira (onde se inicia o processo), pelo corpo (ao longo da faixa afetada pela remoção e transporte de material) e pela base (onde se deposita o material transportado) (Zaruba & Mencl, 1982; Hansen, 1984; IPT, 1989). Esse é um tipo de desastre que tem se intensificado nos últimos anos sendo responsável por matar em média 69 mil pessoas por ano, entre 2001 e 2010 (Araújo, 2014). São vários fatores que propiciam a deflagração de movimentações de massa sendo que dentre os mais importantes está a intensidade pluviométrica (Tatizana *et al.*, 1987).

Além das chuvas, diversos outros fatores influenciam as movimentações de massa, como a compartimentação geomorfológica, geológica-estrutural, declividade do relevo, parâmetros geomecânicos, entre outras que serão abordadas nesse trabalho.

Nos trabalhos de fotointerpretação prévios e na posterior checagem de campo foram contabilizadas cerca de 1200 cicatrizes de deslizamentos apenas na extensão do município de Baixo Guandu– ES (Figura 1). Segundo a Defesa Civil Municipal, a grande maioria das movimentações de massa foi deflagrada na madrugada do dia 25 de dezembro de 2013, mês que houve grande acumulado de chuvas.

## **2. OBJETIVOS**

O presente trabalho terá como objetivo principal a análise da correlação entre os movimentos de massa ocorridos na cidade de Baixo Guandu – ES em dezembro de 2013 e fatores naturais como: geomorfologia local, declividade do relevo, volume de chuva acumulado, geologia, além de possíveis influências antrópicas no terreno, a fim de elencar a importância dos principais condicionantes deflagradores desses eventos.

Paralelamente a isso será discutida a geometria dos escorregamentos (planar, rotacional) bem como da espessura de solos transportado, área de atingimento, correlacionando com o relevo e com a compartimentação geológico/geotécnica a fim de encontrar padrões de ocorrência desses eventos.

## **3. JUSTIFICATIVA**

A compreensão física dos deslizamentos, bem como dos principais agentes deflagradores desses eventos na cidade de Baixo Guandu - ES, além do caráter acadêmico, na medida em que se tentará procurar parâmetros numéricos para compreender a dinâmica das movimentações de massa nos diferentes relevos, declividades, tipos de solo, geologia, volumes acumulados de chuva por área, também se atribuirá um caráter social visto a importância da prevenção e resposta a esse tipo de evento.

O entendimento das correlações entre os deslizamentos e as condicionantes é importante na medida em que conhecendo os principais agentes deflagradores de deslizamentos há mais subsídios para embasar sistemas de alertas e mitigar os danos causados pelos desastres.

O estudo da correlação chuva x deslizamentos, utilizando dados de satélite também é fundamental uma vez que ainda há no Brasil uma carência de dados de chuva obtidos por pluviômetros e pluviógrafos. Com os dados obtidos a partir do satélite tem-se uma cobertura maior de informações de precipitação para regiões que atualmente não há instrumentação instalada.

#### 4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área do município de Baixo Guandu, segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), é de 917,07 km<sup>2</sup> sendo que 6,48 km<sup>2</sup> constituem a zona urbana e os 910,59 km<sup>2</sup> restantes constituem a zona rural. O mesmo situa-se no oeste do estado do Espírito Santo e está a uma distância de 186 quilômetros a oeste da Vitória. Seus municípios limítrofes são: Pancas, a norte; Resplendor, a noroeste; Aimorés a oeste; Laranja da Terra, a sul; e Colatina e Itaguaçu, a leste (Figura 1).

**Figura 1** - Localização da área de estudo.



Fonte: CPRM (2015)

## 5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Nesse capítulo consta uma revisão bibliográfica dos itens mais relevantes para o trabalho. Inicia-se com uma compilação da geologia regional e local da área de estudo – região do município de Baixo Guandu –ES. Posteriormente foram feitos levantamentos bibliográficos sobre eventos de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que ocorreram no período de estudo desse trabalho e provocaram volumosas chuvas na região do estado do Espírito Santo, caracterizações e definições de movimentos de massa encontrados na literatura. Por fim discorreu-se sobre o satélite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) que fora utilizado na obtenção de dados de chuvas para as análises feitas no estudo.

### 5.1 Geologia Regional

O entendimento da geologia para o presente estudo é importante na medida em que os movimentos de massa, muitas vezes, são deflagrados em condições geológicas específicas. A revisão acerca da geologia regional terá como foco, os principais componentes geotectônicos que atuam na conformação do relevo na região, e as litologias, com suas respectivas estruturas, que são encontradas na área de estudo.

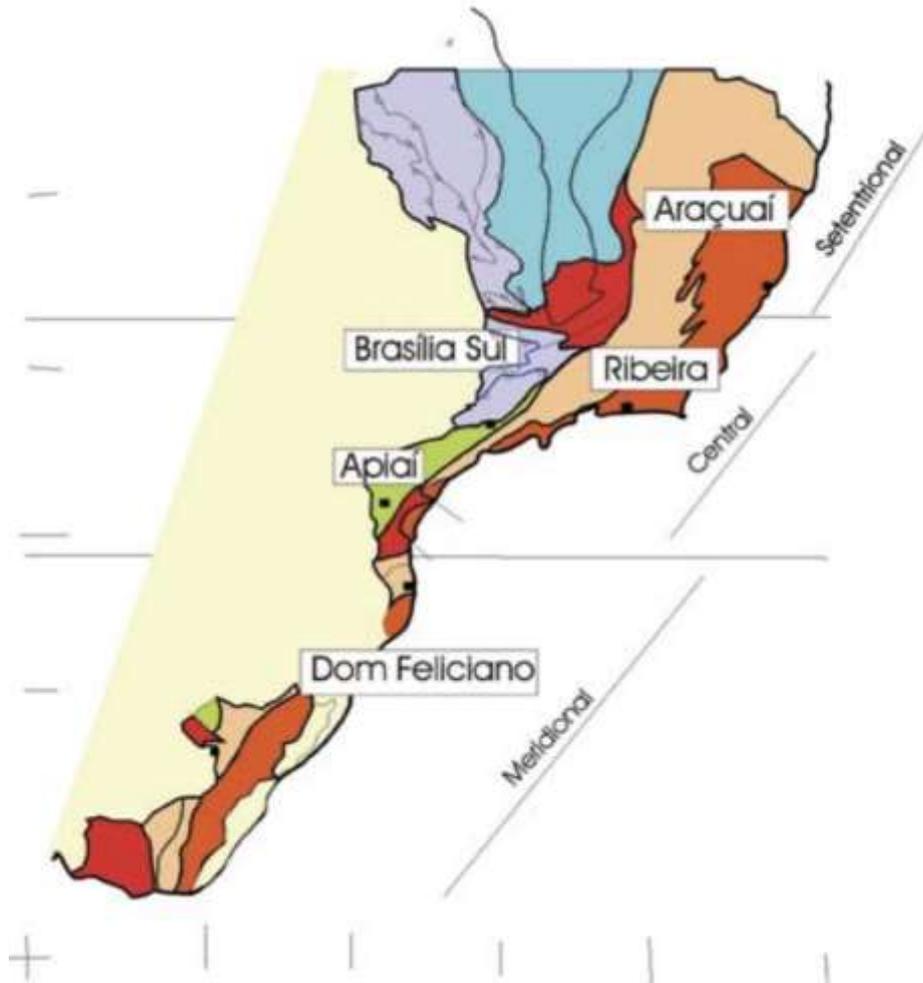
#### 5.1.1 Geotectônica

Em termos geotectônicos, a área estudada faz parte do segmento setentrional da Faixa/Cinturão Ribeira (Almeida *et al.*, 1973; Hasui *et al.*, 1975) ou meridional da Faixa Araçuaí (Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa Soares *et al.*, 2001) e da Província Mantiqueira Setentrional (Almeida & Hasui, 1984).

O Sistema Orogênico Mantiqueira se estende, segundo Heilbron *et al.* (2004), do sul da Bahia ao Uruguai totalizando uma área de aproximadamente 700.000 Km<sup>2</sup>. Segundo os mesmos autores o sistema se desenvolveu durante a Orogenia Neoproterozóica Brasileiro - Pan Africana que resultou na amalgamação do Paleocóntinente Gondwana Ocidental e é constituído pelos Orógenos Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel e pela interferência entre os Orógenos Ribeira e Brasília (Figura 2).

Segundo Heilbron *et al.* (2004) tanto as etapas de subducção como as de colisão continental são diacrônicas ao longo do sistema orogênico. Segundo os mesmos autores o diacronismo é demonstrado, por exemplo, pelas diferenças das idades entre as fases sincolisionais. Os episódios colisionais mais antigos encontram-se nos Terrenos Apiaí-Guaxupé (790 Ma) e Orógeno São Gabriel (700 Ma). Posteriormente foram seguidos por colisões no Orógeno Brasília Meridional, nos Terrenos Apiaí-Guaxupé (630-610 Ma) e no Orógeno Dom Feliciano (600 Ma). A colisão nos Orógenos Ribeira e Araçuaí ocorreu no período entre 580 e 520 Ma. Já do Cambriano ao Ordoviciano (510-480 Ma), deu-se o colapso tectônico dos orógenos da Província Mantiqueira (Heilbron *et al.*, 2004).

**Figura 2** - Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira.



Fonte: Heilbron *et al.* (2004).

A província Mantiqueira (Brito-Neves *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2004) como dito anteriormente faz parte do sistema orogênico brasileiro-panafricano do Paleocôntinente Gondwana sendo que a Faixa Congo Ocidental é a contraparte do Orógeno Araçuaí, que foi herdada pela África após a abertura do Oceano Atlântico (Vieira, 2007) (Figura 3).

Pedrosa Soares *et al.*, (2007) caracterizaram o Orógeno Araçuaí como um orógeno confinado devido a diversos fatores:

- A bacia precursora evoluiu na reentrância limitada pelos crátons do São Francisco e Congo, fechada a norte pela ponte cratônica Bahia-Gabão, mas aberta a sul, rumo à bacia precursora do Orógeno Ribeira.

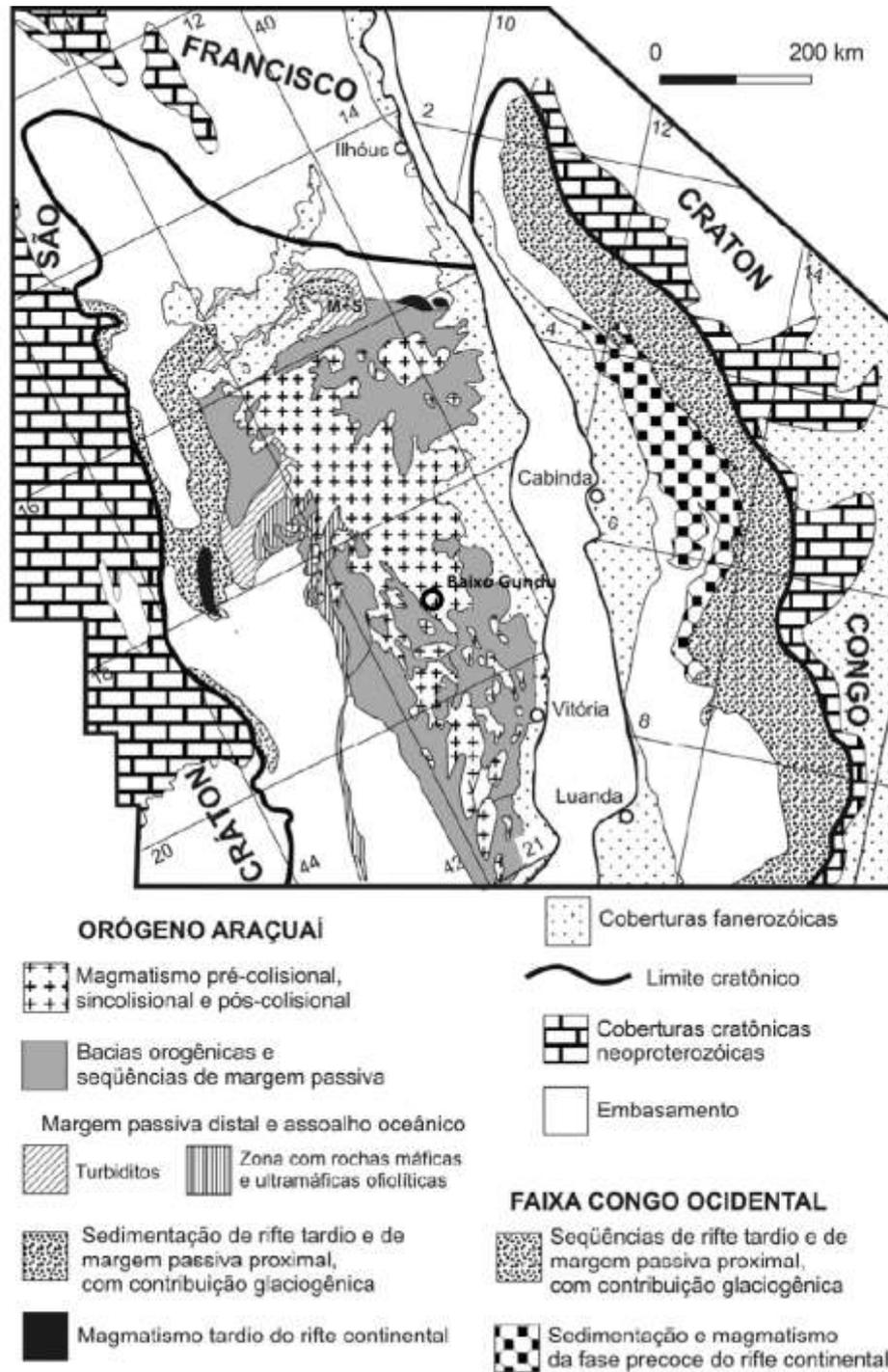
- O setor norte desta bacia permaneceu ensialítico, mas no setor meridional ocorreu abertura oceânica atestada pelos remanescentes ofiolíticos e formação de arco magmático em ambiente de margem continental ativa.

Devido as conceituações expostas acima a contraparte brasileira do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental passou a designar a região orogênica que está, aproximadamente, entre os paralelos 15° e 21°S desde o limite leste do Cráton do São Francisco até o litoral Atlântico. Na altura do paralelo 21° a passagem do Orógeno Araçuaí para o Orógeno Ribeira é marcada pela deflexão da estruturação brasileira que muda da direção NNE, a norte para NE a sul (Heilbron *et al.*, 2004).

Almeida, (1977) cita que a fronteira setentrional do Orógeno Araçuaí descreve uma importante curvatura com concavidade para sul. Alkmim *et al.*, (2006) estenderam para norte o limite setentrional do Orógeno Araçuaí, adentrando o segmento meridional do corredor Paramirim.

O limite meridional do Orógeno Araçuaí, embora ainda não determinado com precisão, é balizado pela extremidade sul do Cráton do São Francisco, ou seja, pelo paralelo 21° S, onde a estruturação brasileira de direção NE, característica do Orógeno Ribeira, sofre inflexão para NNE a N-S (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000). Para Egidio-Silva e Vauchez (2011), Araçuaí e Ribeira são atualmente consideradas como pertencentes ao mesmo orógeno, cuja cinemática resultou em padrões estruturais distintos.

Figura 3 - Mapa dos componentes geotectônicos do Orógeno Araçuaí e Faixa Congo Ocidental.



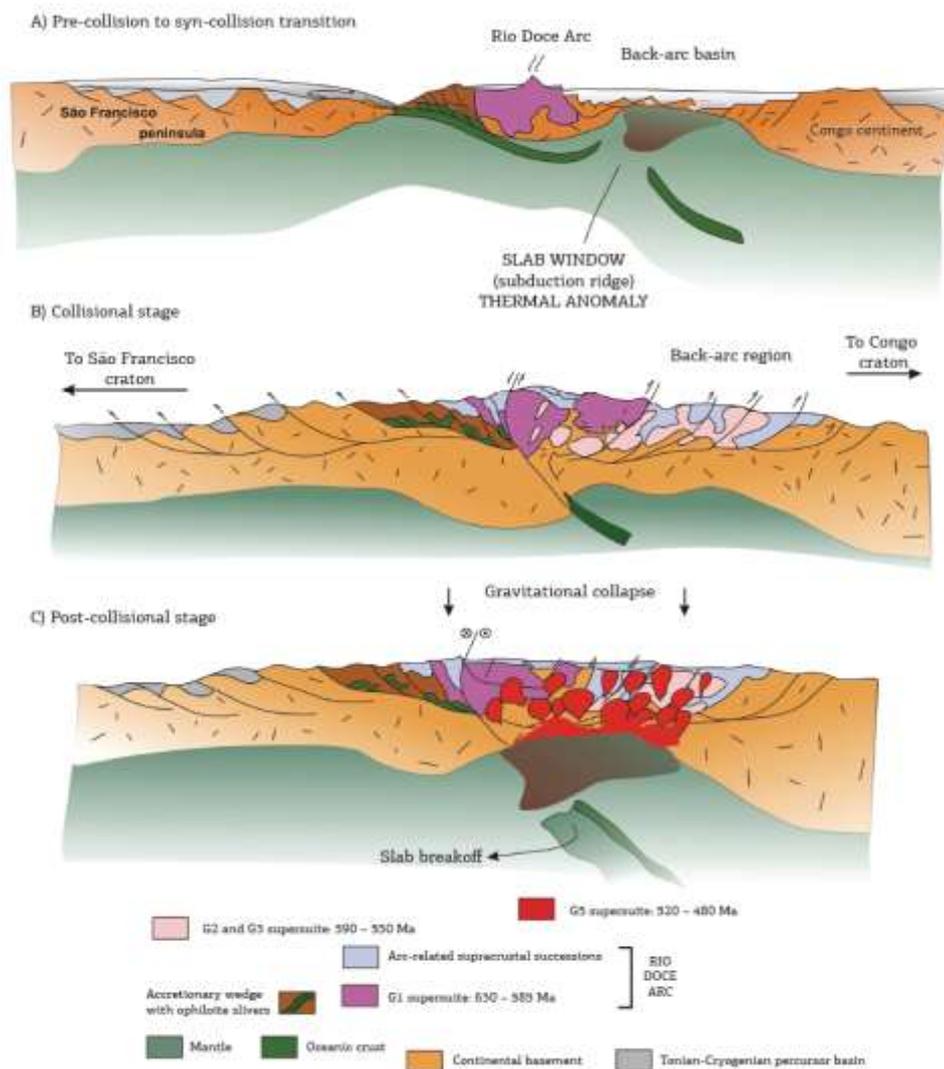
Fonte: Pedrosa-Soares *et al.* (2007).

A região centro-norte do Espírito Santo, inserida no contexto do Orógeno Araçuaí, é composta, basicamente por terrenos gnássicos-migmatíticos nos quais ocorrem granulitos, charnockitos e intercalações de metassedimentos (Vieira *et al.*, 2006). Diferentes complexos

metamórficos que se estendem paralelamente à costa Atlântica têm sido individualizados e interpretados como domínios crustais distintos (Wiedemann *et al.*, 1986; Campos Neto & Figueiredo, 1995).

Como fora dito anteriormente este segmento crustal foi profundamente afetado pela Orogênese Araçuai-Oeste Congo com geração de considerável espessamento crustal em toda a região por dobramentos e falhamentos, com transporte de massas preferencial de leste para oeste nas proximidades do maciço (Vieira *et al.*, 2006). Uma grande geração de magmas graníticos ocorreu na região ao longo da faixa que se estende em direção norte-sul no interior do Orogênio Araçuai por cerca de 700 km de extensão e 150 km de largura (Noce *et al.*, 2000, Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, Heilbron *et al.*, 2004, Martins *et al.*, 2004) (Figura 4).

**Figura 4** - Ilustração mostrando a evolução e amalgamação dos crátons São Francisco e do Congo com geração de rochas graníticas em diferentes fases.



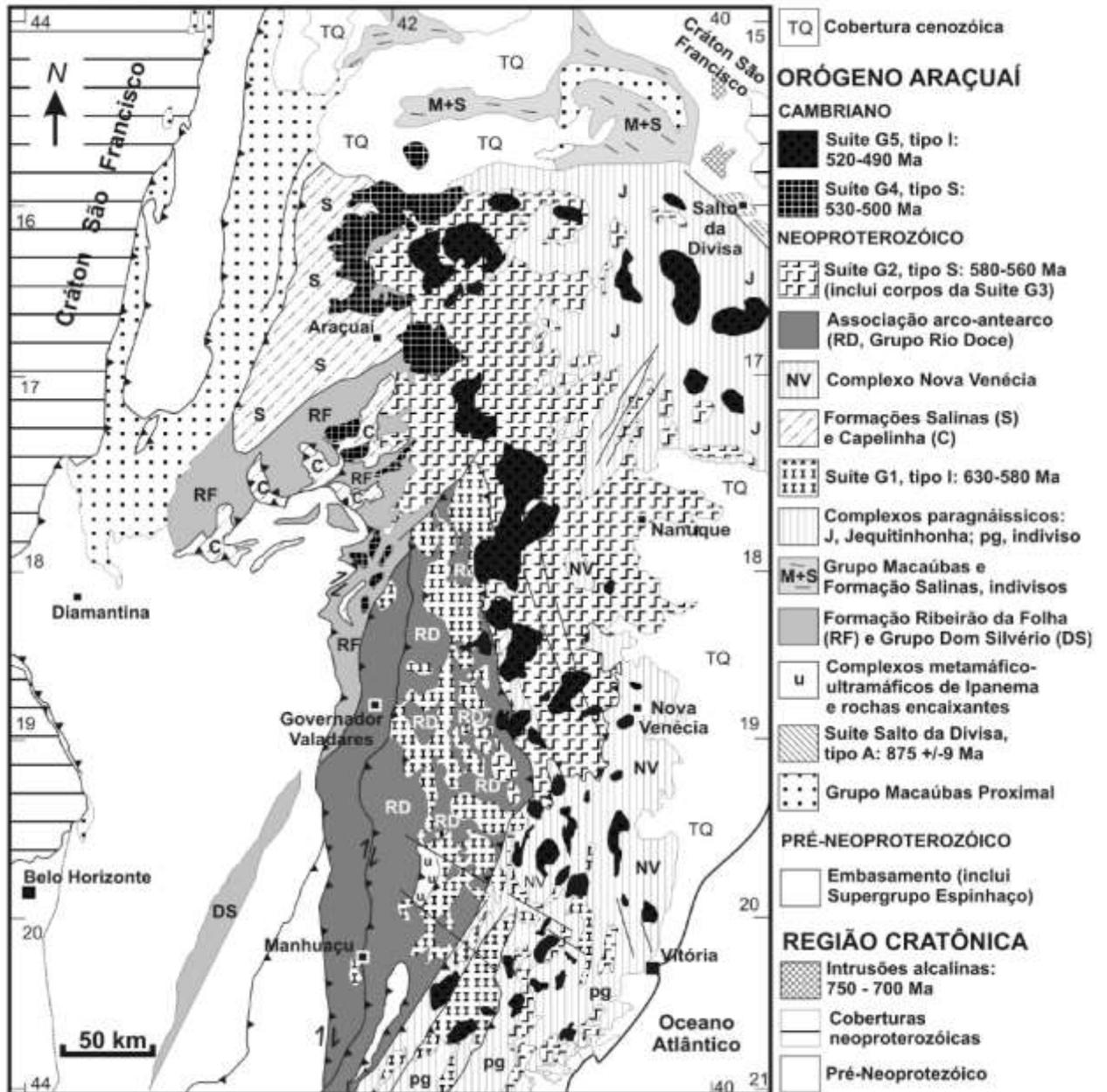
Fonte: Gradim (2014).

Foram reconhecidas fases distintas de geração de magma: pré, sin, tardi e pós-tectônica (Siga Jr., 1986, Campos Neto & Figueiredo, 1995). Estes grupos deram origem a cinco diferentes fases de geração de magmas denominadas de G1 a G5, da mais antiga para a mais jovem (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000). Segundo os mesmos autores, a Suíte G1 (625-585 Ma), pré colisional, é composta por tonalitos e granodioritos com dioritos subordinados. A Suíte G2 (580-560 Ma), sin colisional, consiste de granitos tipo S. A Suíte G3 (~535- 510 Ma), tardi a pós colisional, constituída por leucogranitos peraluminosos. As suítes G4 e G5 (520-490 Ma) são tardi- a pós-tectônicas e constituídas, principalmente de granitos tipo S peraluminosos e granitos tipo I calco-alcalinos, respectivamente (Figura 5).

Os trabalhos mapeamento geológico do Projeto de Levantamento Geológico Básico (PLGB) em escala 1:100.000, realizados pela CPRM na região do vale do Rio Doce, dividem o magmatismo granítico em três grupos deformacionais: 1. pré a sin-tangencial; 2. sin-transcorrente; 3. pós-transcorrente (Féboli, 1993; Tuller, 1993). Os complexos charnockíticos da região (Aimorés, Lagoa Preta, Várzea Alegre, dentre outros) foram incluídos no terceiro grupo.

Ainda sobre os complexos charnockíticos da região, Viera *et al.* (2006) descrevem que entre Neoproterozóico/Cambriano, um plutonismo granitóide/charnockitóide intrudiu o Complexo Paraíba do Sul sob a forma de batólitos e stocks. Silva *et al.* (1987), incorporou nesse evento de plutonismo as intrusões de Lagoa Preta e Ibituba as quais englobam rochas anortosíticas, charnockíticas, graníticas e dioríticas.

Figura 5 - Mapa Geológico o Orógeno Araçuaí.



Fonte: Pedrosa-Soares *et al.* (2007).

## 5.2 Geologia Local

### 5.2.1 Unidades Litológicas

Basicamente, em termos litológicos, afloram na região estudada granitóides oriundos das distintas fases de geração de magma descritas anteriormente além de terrenos gnáisses-

migmatíticos nos quais ocorrem granulitos, charnockitos e intercalações de metassedimentos, entre outros (Vieira, 2006).

Segue abaixo (Figura 6) o mapa geológico simplificado para o município de Baixo Guandu - ES, apenas com as unidades geológicas mapeadas na região, que fora extraído do mapa Geológico Estadual do Estado do Espírito Santo na escala de 1:400.000, executado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 2015), que fora compilado e atualizado à partir de folhas de maior escala existentes do referido estado.

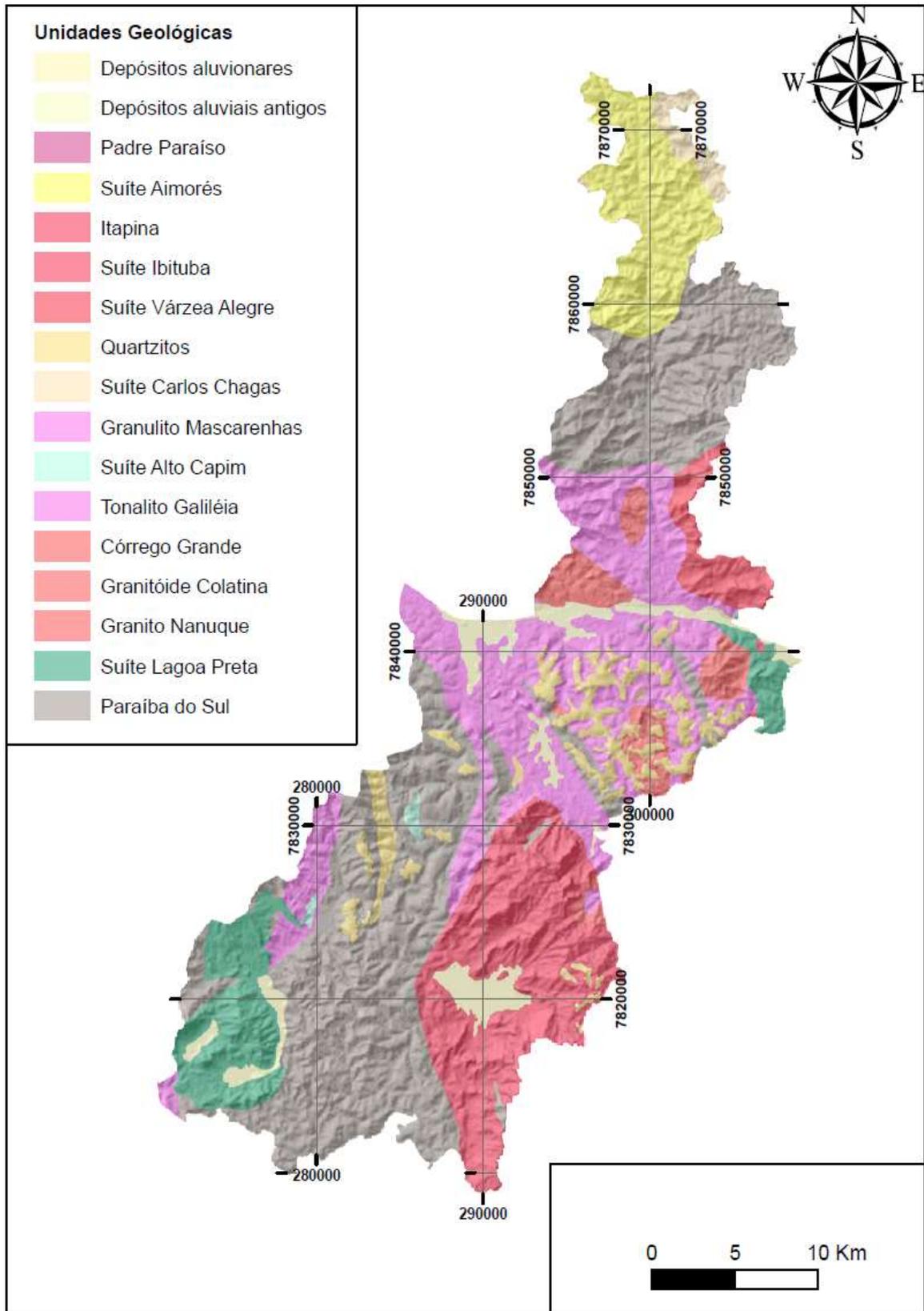
Posteriormente, nas descrições das unidades, seguirão os mapas em detalhe de algumas regiões do município com as unidades mais importantes e representativas da área de estudo, com as respectivas informações geocronológicas.

A seleção das unidades que serão descritas foi feita com base na representatividade em termos de área de ocorrência no município, e de quantidade de movimentos de massa que ocorreram em cada uma.

O recorte do Mapa Geológico Estadual do Espírito Santo foi feito em ambiente SIG a partir do mapa estadual vetorizado.

**Figura 6** - Mapa Geológico Simplificado do município de Baixo Guandu - ES.

## Geologia Baixo Guandu, ES



Fonte: Modificado de CPRM (2015).

## Complexo Paraíba do Sul

O Complexo Paraíba do Sul é representado por rochas de diversas origens e graus metamórficos como, por exemplo: milonito gnaisses, blastomilonitos, migmatitos estromáticos, rochas cálcio-alcálicas, anfibolitos, mármore, gnaisses granitoides, quartzitos e paragnaisses. Essa grande variedade litológica provém do fato de sua ocorrência estender-se ao longo de uma zona de cisalhamento dúctil, onde foram submetidas à compressão e estiramento, estando essas diversas litologias limitadas por faixas cataclásticas (Marinho 2007). Dados geocronológicos indicam para os protólitos dos paragnaisses do Complexo Paraíba do Sul idades variando em torno de 2100 Ma e 770–580 Ma interpretadas como idades máximas e mínimas das fontes sedimentares (Noce *et al.*, 2004).

No presente trabalho utilizou-se a denominação complexo Paraíba do Sul para definir as rochas do Domínio Supra Crustal da Crosta Intermediária correspondendo as rochas de origem sedimentar do Complexo Pocrane (Silva *et al.*, 1987) e daquelas correlatas no Complexo Paraíba do Sul (Lima *et al.*, 1981).

Na região de interesse do presente estudo o complexo Paraíba do Sul aflora, predominantemente, em gnaisses miloníticos e granada gnaisses.

### *Gnaisses aluminosos (granada gnaisses):*

Essa unidade estende-se desde o extremo sudeste da Folha Baixo Guandu, alongando-se para norte terminando nas proximidades da localidade de Conceição do Capim. Em amostras de mão, trata-se de um gnaisse de cor cinza-escuro, bandado que localmente apresenta estruturas dobradas. A rocha possui granulação média e composição mineral formada de quartzo, feldspato biotita, anfibólio, sillimanita, granada rosada e, localmente, grafita e cordierita. A fácies metamórfica é de anfibolito alto (Vieira, 1993).

### *Gnaisses miloníticos:*

Nas zonas afetadas pelo lineamento transcorrente de Guaçuí, as rochas assumem estrutura milonítica, apresentam cor cinza esbranquiçada e granulação média. A unidade é marcada pela presença de níveis anfibolíticos (Vieira, 1993) (Figura 7).

**Figura 7** - Aspecto bandado do gnaiss milonítico do Complexo Paraíba do Sul.



Foto: G. R Sadowski.

### Granulito Mascarenhas:

O Granulito Mascarenhas (Vieira, 1993 e Tuller, 1993) fora incluída por Pedrosa-Soares *et al.* (2011) na Supersuíte G1, como parte do Batólito Baixo Guandu – Mascarenhas.

As litologias presentes nessa unidade são, principalmente, tonalitos, localmente milonitizados, granodioritos, trondhjemitos, enderbitos, granulitos e charnockitos. Estas rochas possuem predominantemente uma granulação média, sendo que os três primeiros possuem cor cinza-esbranquiçada a branco acinzentada, onde se identifica macroscopicamente o quartzo, feldspato, anfibólio e titanita (CPRM, 2015). O charnockito/granulito possui cor cinza-escura com tons esverdeados, sendo identificado o quartzo, feldspato, anfibólio, biotita, hiperstênio (CPRM, 2015). Para Vieira (1993) partes dessas rochas foram afetadas por um cisalhamento de direção N50W. Ao longo desta zona de cisalhamento são observados: 1- granodioritos em contato difuso com rocha charnockítica; 2-

granodiorito charnockitizado; 3- dique de granito com feldspato róseo, charnockitizado; 4- zona de migmatização de estrutura dobrada, afetada pelas zonas de cisalhamento (N25°E/65°E – dextral) 5- porção homogênea-anisotrópica, de rochas classificadas como variando de trondhjemito a granodiorito; 6- porção homogênea-isotrópica, do trondhjemito a granodiorito (CPRM, 2015).

#### Maciço Ibituba:

O Maciço Ibituba (Vieira,(1993), Tuller, (1993)) está localizado a sudeste da cidade de Baixo Guandu (ES), constituindo uma das principais elevações, sustentando morros altos, relevos serranos e formando inselbergs cuja hipsometria atinge cotas de 1140 metros (Figura 9). Segundo Vieira (1993) este maciço faz contato ao norte com rochas do Granulito Mascarenhas, a sul, leste, oeste com os gnaisses quartzosos do Complexo Nova Venécia (Figura 8). Há também ocorrência de uma associação de migmatitos e granitos com injeções graníticas.

**Figura 8** - Relevo Serrano sustentado pelo Maciço Ibituba.



Foto: Tiago Antonelli

Os principais litotipos individualizados nesse maciço, segundo Vieira (1993) e Tuller (1993) são: charnockitos (hiperstênio-granitos), microclina granito (Figura 9), diorito e uma associação de migmatitos e granitos.

**Figura 9** - Afloramento em Lajedo de Microclina Granito do Maciço de Ibituba.



Foto: Tiago Antonelli

Vieira (1993) identificou e descreveu uma mistura mecânica, processada na câmara magmática, entre dioritos e microclina granitos, ocorrendo fenocristais de feldspato na massa diorítica, caracterizando a mistura de magmas. Vieira (1993) ainda observou que o contato, com os gnaisses granatíferos do Complexo Nova Venécia, situados a sul da localidade de Ibituba, é brusco, ocorrendo apófises de charnockitos (hiperstênio granitos) nestes gnaisses.

Os charnockitos são descritos mesoscopicamente como de meso a melanocráticos, de cor esverdeada (Figura 10), ocorrendo porções escuras, de granulação grossa a média, com pórfiros de feldspato. A mineralogia principal apresenta anfibólio, hiperstênio, feldspato esverdeado, biotita e quartzo. A estrutura dessas rochas é homogênea. Ocorrem também xenólitos de ortogneisse e de paragneisse foliado, com formas alongadas, de tamanho

decimétrico, onde se identificam biotita, plagioclásio e quartzo. Diques de granito, de várias espessuras, cortam os charnockitos atingindo desde 10 cm até 1m de espessura (CPRM, 2015).

**Figura 10** - Charnockito melanocrático, de cor esverdeada, ocorrendo porções mais escuras, de granulação grossa a média, com fenocristais de feldspato (fd).



Fonte: Vieira (1993).

Ainda segundo CPRM (2015) a associação de migmatitos e granitos está representada principalmente por migmatito estromático, com xenólitos de biotita gnaiss, rochas calcissilicáticas e anfibolito. Esses migmatitos são cortados por soleiras de granito com espessura métrica e por veios pegmatóides de composição quartzo-feldspática de espessura dessimétrica. O granito, em amostras de mão, possui cor cinza-esbranquiçada, granulação fina com presença de fenocristais de granada.

Os dioritos são melanocráticos de granulação fina com piroxênio e anfibólio observados em amostra de mão (CPRM, 2015).

Já os microclina granitos são descritos como mesocráticos, possuindo uma matriz grossa com quartzo, biotita e anfibólio. Há também presença de pórfiros de microclina que atingem dimensões de até 3 x 2 cm (CPRM, 2015).

### Maciço Lagoa Preta

Vieira (1993) denominou, primeiramente, esse maciço de Maciço Lagoa Preta. Em seguida Vieira (1997) o renomeou para Suíte Lagoa Preta. Em CPRM (2015) o nome Maciço Lagoa Preta voltou a ser utilizado e será adotado nesse trabalho.

O Maciço Lagoa Preta corresponde a um plúton, cuja constituição varia de olivina gabro a charnockito (hiperstênio granito), com anortosito associado que intrudiu gnaisses do embasamento regional durante o brasileiro (Vieira, 2014).

A partir de dados magnetométricos foi possível realizar uma modelagem deste maciço até uma profundidade de 5 km, indicando uma intrusão constituída por dois plútons adjacentes que se inclinam em profundidade em direção ao norte (CPRM, 2015). Ainda segundo CPRM (2015) o Plúton Norte é constituído de litologias gabróicas com ocorrência de anortosito e troctolitos, sem deformação de caráter penetrativo. Já o Plúton Sul, é constituído por charnockitos; gabro; olivina gabro; diorito e granito, pouco deformados e metamorfisados e tem formato aproximadamente circular.

O Plúton Norte é constituído por gabros e anortosito distribuídos exclusivamente em forma de blocos de escala que variam de métricos a dessimétricos que ocorrem em meio a espessa camada de solo de alteração de cor avermelhada (CPRM, 2015).

Em amostras de mão as rochas do Plúton Norte são semelhantes e a distinção entre elas, segundo Vieira (1997), não é possível de ser feita. Ao microscópio foi possível caracterizar a ocorrência de anortositos e olivina-gabros (Vieira, 1997).

Segundo CPRM (2015) as rochas do Plúton Norte não apresentam deformação, enquanto as rochas do Plúton Sul estão tectonicamente deformadas. Foi identificada uma foliação cataclástica com orientação 120/30 que sobrepõe à foliação magmática.

### Maciço Itapina

O Maciço Itapina está localizado na porção centro-oeste do Estado do Espírito Santo, a leste da cidade de Baixo Guandu-ES. Este maciço possui uma forma alongada de direção norte-sul, estreitando ao sul (CPRM, 2015). Foram descritos por Tuller (1993) os seguintes litotipos neste maciço: charnockito (hiperstênio-granito porfirítico), microclina granito e diorito.

O charnockito (hiperstênio-granito porfirítico) ocupa a porção norte da intrusão e em amostras de mão trata-se de uma rocha com matriz fina a média, coloração cinza escura com porções esverdeadas, isotrópica, com presença de plagioclásio euédricos, chegando a atingir até 5 cm de comprimento, distribuídos aleatoriamente na matriz da rocha (CPRM, 2015).

O microclina granito porfirítico ocorre principalmente na porção sul do plúton e, localmente na forma de pequenos corpos situados a norte do município de Baixo Guandu - ES. Em amostra de mão, trata-se de uma rocha com matriz fina a média, coloração cinza-clara. São observadas tanto porções isotrópicas como foliadas, onde pode se observar certa orientação dos porfiroblastos de K-feldspatos, evidenciando fluxo magmático (CPRM, 2015). Também são descritos xenólitos de rochas supracrustais com formato alongado, de tamanho decimétrico. Identifica-se o quartzo, K-feldspato, biotita e allanita. Esta rocha encontra-se quase sempre percolada por diques de pegmatoides centimétricos, de matriz fina com pórfiros de K-feldspato euédricos de até 8 cm de comprimento (CPRM, 2015).

Já o diorito ocorre na porção sul deste plúton. Possui granulação fina, foliação marcante, além de porfiroclastos de K-feldspato de dimensões centimétricas, em parte euédricos, estando alguns zonados, apresentando textura rapakivi (CPRM, 2015). Segundo Tuller (1993) nas porções mais elevadas das serras sustentadas pelo diorito há a predominância da presença de K-feldspatos e a matriz praticamente se torna inexistente. Assim, segundo o autor, a rocha evolui de um termo mais básico para um mais ácido, confirmado pela morfologia presente, que varia em função da matriz e dos K-feldspatos presentes na rocha.

### Ortognaisse Rio Guandu

Esse litotipo tem ocorrência em três faixas com direção quase norte-sul sendo que duas delas situam-se a sul da cidade de Baixo Guandu - ES e a terceira tem área de ocorrência próxima da Fazenda Riacho Alegre, a leste de Conceição do Capim.

A localidade tipo da unidade situa-se na porção norte do município de Baixo Guandu - ES, na Fazenda do Quilômetro Quinze com ocorrência de um ortognaisse cinza esbranquiçado de granulação média, constituído, principalmente de quartzo, feldspato, anfíbólio e biotita (Silva *et al.*, 1987)

Ainda segundo Silva *et al.* (1987) nas proximidades do contato com os litotipos da Sequência pelito arenosa Sobreiro, as rochas se encontram bastante deformadas indicando a presença de uma zona de cisalhamento. Já no contato com o hiperstênio-granito da suíte intrusiva Ibituba o contato é por falha. Os limites com o tonalito da Suíte intrusiva Galiléia são balizados por outra zona de cisalhamento de direção NE-SW.

Nessas zonas afetadas pelo cisalhamento é comum, segundo Vieira *et al.* (1987) a presença de xenólitos de anfíbolitos estirados e dobrados, segundo a direção do cisalhamento.

### Suíte Carlos Chagas

Segundo CPRM (2015) a suíte Carlos Chagas foi cartografada no Estado do Espírito Santo, durante a execução do PRONAGEO por Castañeda *et al.* (2007), Gradim *et al.* (2007), Queiroga *et al.* (2012), e recentemente por Fortes *et al.* (2014). Na área de interesse desse trabalho esta unidade está representada por duas sub-unidades: Leucogranito Carlos Chagas (deformada) (Figura 11) e Leucogranito Carlos Chagas Porfiríticos (indeformada) (Figura 12) (CPRM 2015).

A subunidade deformada do Leucogranito Carlos Chagas encontra-se afetada pelo Feixe de Lineamentos Colatina (Alkmim *et al.*, 2012).

Já a unidade indeformada foi diferenciada por Castañeda *et al.* (2007), e possui, segundo os autores, porções preservadas da deformação, que mostram texturas e estruturas ígneas clássicas e biotita-granada leucogranito porfirítico, de granulação muito grossa a

grossa. Esta rocha é rica em fenocristais euédricos, centimétricos a decimétricos, de feldspato potássico perítico (CPRM, 2015).

**Figura 11** - Exemplo de leucogranito deformado da Suíte Carlos Chagas.



Fonte:Vieira (1993).

**Figura 12** - Exemplo de leucogranito tipo S da Suíte Carlos Chagas.



Fonte: Vieira (1993).

### Maciço Várzea Alegre

Tuller (1993) realizou o primeiro trabalho de cartografia geológica nesse Maciço. Posteriormente Mendes *et al.* (1999) abordaram as condições de formação das rochas charnockíticas magmáticas que ocorrem no Maciço Várzea Alegre.

Basicamente as litologias que constituem o referido maciço consistem de noritos, dioritos, charnockitos, tonalitos, microclima granitos, datados de 508 Ma (Vieira *et al.*, 2004).

O Maciço Várzea Alegre fora definido como sendo uma estrutura múltipla de aproximadamente 150 km<sup>2</sup> (De Campos *et al.*, 2004), com gabro e diorito na porção central circundados por um granitóide de granulação grossa e um domínio externo constituído de charnockito de coloração verde escura (CPRM, 2015).

No trabalho de Tuller (1993) há descrição de norito e diorito no centro da estrutura, circundados por microclina granito e tonalito e, na parte externa, por hiperstênio granito. O mesmo autor também individualizou microclina granito no extremo sudoeste deste maciço.

Ainda de acordo com Tuller (1993), o contato do domínio externo da estrutura com as rochas encaixantes, quando exposto, é brusco. Já o contato entre o charnockito e o domínio interno (norito/diorito/granito) é dúctil e interdigitado. A foliação magmática interna possui mergulho acentuado.

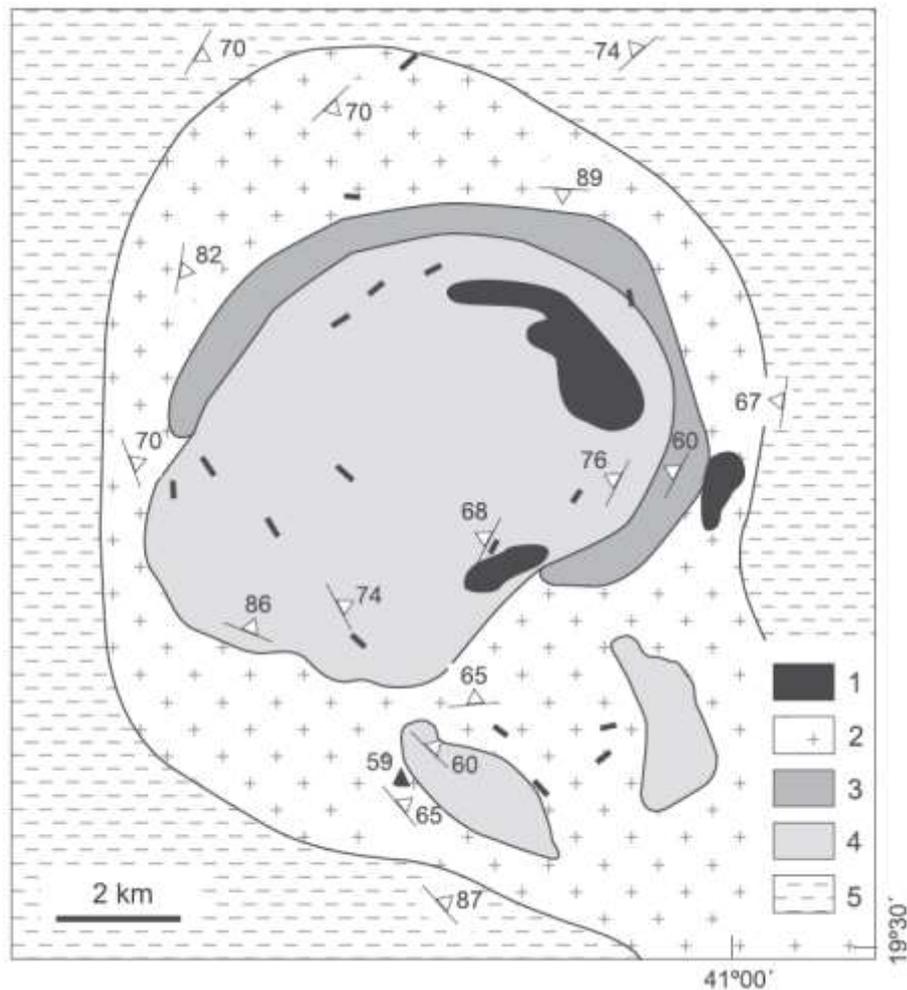
### Complexo Aimorés

Segundo Mello *et al.* (2011) o Complexo Aimorés caracteriza-se por uma estrutura interna de alto ângulo, com predomínio de mergulhos para o interior do corpo e presença de foliação de fluxo magmático nos granitoides porfiríticos. Segundo os mesmos autores, o Complexo é constituído, em sua parte central, por rochas básicas e intermediárias e por rochas progressivamente mais ácidas em direção a porção externa da estrutura com ocorrências de leucogranitos no interior e na parte externa do complexo (Figura 13).

Estruturalmente, é possível observar uma zona de cisalhamento dúctil de alto ângulo com direção próxima E-W, observada na parte norte e noroeste do corpo (Mello *et al.*, 2011).

As principais unidades do complexo descritas no mapa faciológico de Mello (2000) são: hiperstênio monzodioritos, Charnockitos, Granodioritos Porfiríticos, Granada-Granitos além de enclaves de rochas básicas e ácidas na unidade Granada-Granitos.

**Figura 13** - Mapa geológico simplificado do Complexo Charnockítico Aimorés: 1. granada-granitos; 2. Granodioritos porfíricos; 3. charnockito; 4. hiperstênio-monzodiorito e titanita-quartzo-monzodiorito; 5. embasamento gnáissico- granítico indiscriminado.



Fonte: Mello *et al.* (2011).

### 5.2.2 Geologia Estrutural

Regionalmente, nas folhas Conselheiro Pena, Baixo Guandu e São Gabriel da Palha, que consistem na área de estudo desse trabalho, foram descritos três diferentes domínios estruturais: Domínio 1 situa-se a SW do Rio Doce, o Domínio II a NE do mesmo e o Domínio III encontra-se bordejando o referido rio. Os três possuem diferentes características, sendo que o primeiro mostra predomínio de estruturas NE, o segundo caracteriza-se por empurrões oblíquos NW e o terceiro representa uma zona transpressiva, também NW (Oliveira, 2000).

O Domínio I está situado geograficamente ao sul do Rio Doce e caracteriza-se, basicamente, segundo CPRM (2000), por apresentar predominância de estruturas NE

representado por grandes lineamentos evidenciados em imagens de satélite e fotografias aéreas, que controlam em parte a rede de drenagem da região.

Já o Domínio II, segundo os mesmos autores, situa-se a norte do Rio Doce e caracteriza-se por predomínio de empurrões oblíquos NW, com transporte de massa de NE para SW.

O Domínio III caracteriza-se por uma zona de cisalhamento de direção N30-40W, na qual o Rio Doce está encaixado. Nalini Junior (1997) descreve a cinemática da referida zona de cisalhamento como preferencialmente dextral interpretada através de indicadores cinemáticos de sigmoides quartzo-feldspático.

Devido ao escopo do trabalho, se priorizará a caracterização local das principais estruturas geológicas presentes em detrimento as grandes estruturas de caráter regional que já foram abordadas anteriormente.

Karniol & Machado (2004) realizaram uma análise estrutural ao longo de uma seção geológico-estrutural no vale do Rio Doce entre as cidades de Baixo Guandu e Colatina. Os autores dividiram a seção em quatro domínios estruturais (I, II, III e IV) fundamentados na geometria da foliação e da lineação, conforme proposto por Turner & Weiss (1963). Para o presente trabalho será focada a descrição do Domínio Estrutural I que corresponde a área de estudo do presente trabalho (Figura 14).

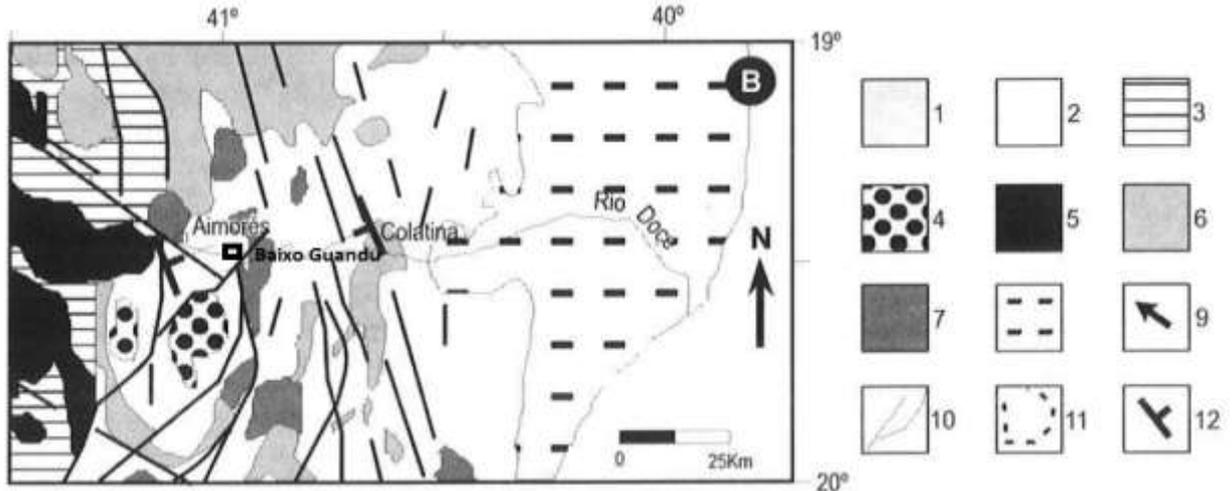
O Domínio Estrutural I, descrito por Karniol & Machado (2004) estende-se do município de Baixo Guandu até as proximidades do município de Itapina (ES) e foi subdividido nos domínios estruturais IA e IB sendo que o IA corresponde ao trecho entre Baixo Guandu (ES) e o distrito de Mascarenhas e o Domínio IB, entre Mascarenhas e Itirapina.

O Domínio 1A engloba uma associação de granulitos de composição variando de intermediária a básica com gnaisses e granitoide subordinados e é caracterizado, ainda segundo os autores, por uma foliação gnáissica ou milonítica com orientação variável entre N10-70°W (máximo N48°W/60°) e mergulhos entre 50° e 80° para NE. Os altos mergulhos são característicos na porção central do domínio e passam para mergulhos intermediários na sua parte central, progressivamente mais suave a leste.

Karniol & Machado (2004) relatam, a partir de análises da geometria de leucogranitos, em cortes da BR-459, nas proximidades de Baixo Guandu-ES indícios de um sistema de esforços extensional com movimentação de topo para E-NE.

Já o Domínio Estrutural 1B é caracterizado pela presença de um corpo de charnockito profirítico, homogêneo, de granulação grossa, coloração cinza esverdeado. Nesse domínio, segundo Karniol & Machado (2004), os indicadores cinemáticos sugerem um sistema compressivo para SW.

**Figura 14** - Mapa Geológico simplificado da área de estudo com as principais zonas de cisalhamento da região. Legenda: 1 – Supergrupo Minas e Rio das Velhas 2 - Complexo Paraíba do Sul 3 – Grupo Rio Doce; 4 – Suíte tipo I, 5 – Suíte tipo-I G1 6 – Suíte tipo S G2 e G3S; 7 – Suíte tipo I G5 8 - Cobertura Fanerozoica; 9 – Sentido do transporte tectônico principal; 10 – Zonas de cisalhamento; 11 – Limite do Cráton São Francisco 12.



Fonte: Karniol & Machado (2004).

### 5.3 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

O mês de dezembro de 2013 ficou marcado como sendo o mais chuvoso da história do estado do Espírito Santo (Deina & Coelho, 2015). Segundo os mesmos autores o principal evento responsável pela por essa precipitação foi a atuação de uma Zona de Convergência do Atlântico Sul na região de estudo (Figura 15).

Climatologicamente a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) pode ser identificada, a partir da observação de imagens de satélite, como uma banda de nebulosidade

de orientação NW/SE, estendendo-se desde o sul da região Amazônica até a porção central do Atlântico Sul (Kousky, 1988).

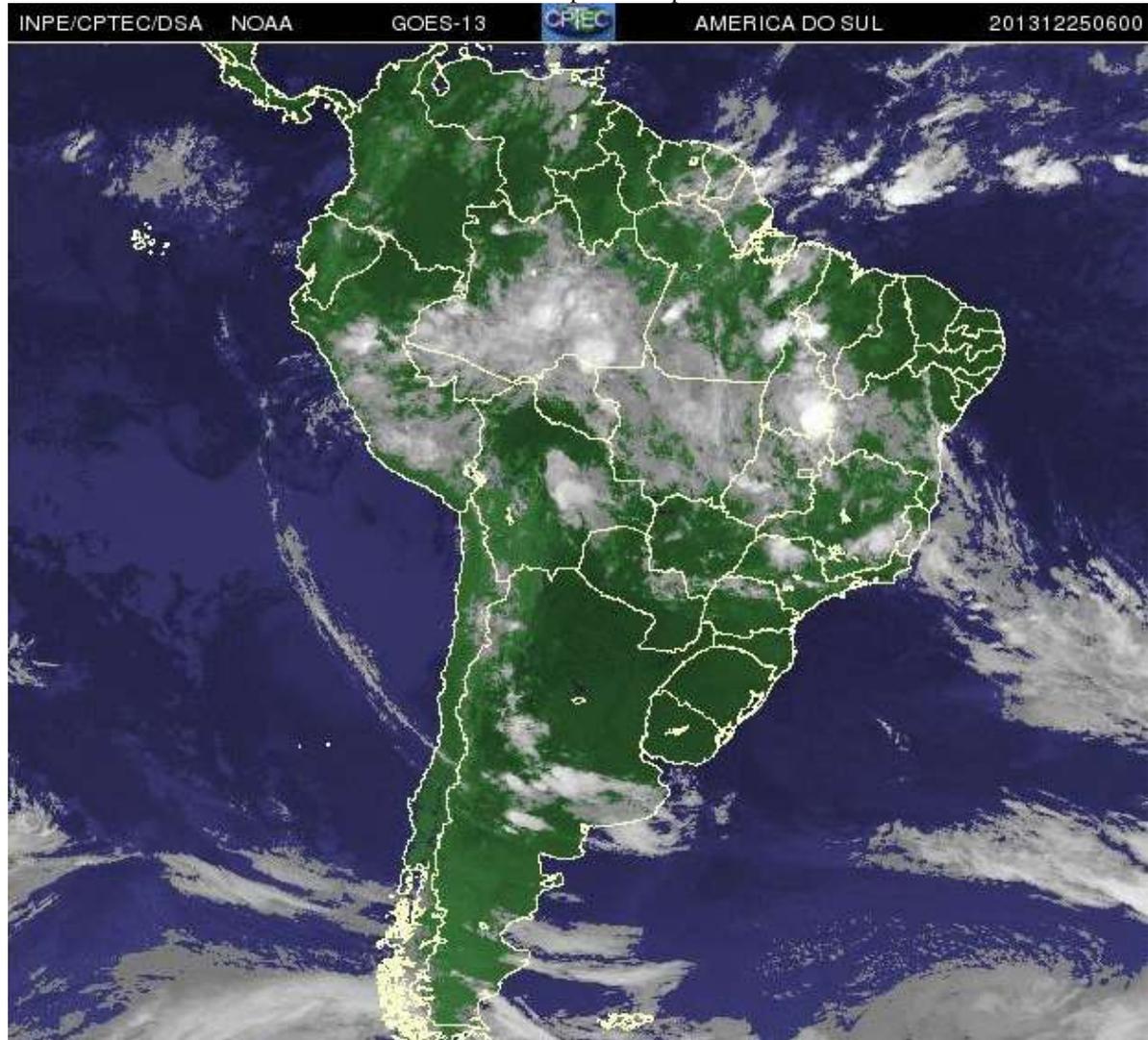
As ZCAS são um dos mais importantes fenômenos na escala intrasazonal, que ocorre no verão da América do Sul, com episódios de estiagem prolongada e chuvas duradouras que atingem diversas regiões do país (Rocha & Gandu, 2013). Segundo os mesmos autores, apesar dos mecanismos que originam e mantêm a ZCAS ainda não estarem totalmente definidos, os estudos observacionais e numéricos sugerem que esse sistema sofre influência tanto de fatores remotos quanto locais.

Em relação aos fatores remotos influenciam na formação e permanências das ZACS Casarim & Kousky (1986) mostraram que a convecção na região centro-oeste do Pacífico Sul, especificamente na ZCPS (Zona de Convergência do Pacífico Sul), implicava numa intensificação posterior da ZCAS.

Já dentre os fatores locais, entretanto, o único consenso é sobre a importância do papel da convecção na região Amazônica. Kodama (1993) mostrou que essas zonas aparecem somente quando duas condições de grande escala são satisfeitas: (i) o escoamento de ar quente e úmido, em baixos níveis, em direção às altas latitudes; e (ii) um jato sub-tropical (JST) em altos níveis fluindo em latitudes subtropicais.

Consta na literatura também o efeito relacionado a geomorfologia da Cordilheira dos Andes, que nos estudos de Figueroa *et al.*, (1994); Gandu e Geisler, (1991); Kalnay *et al.*, (1986), intensificam o escoamento em baixos níveis, auxiliando a convergência com o ar úmido da região Amazônica.

**Figura 15** - Imagem do Satélite GOES do dia 25/12/2015, mostrando atuação da ZCAS, com o corredor de umidade NW-SE formado passando pelo estado do ES.



Fonte: (Retirado de <http://satellite.cptec.inpe.br/acervo/goes>. Acessado em 03/2018)

#### **5.4 Satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*)**

O Satélite TRMM foi criado por meio de uma parceria entre a Agência Japonesa de Exploração Aeroespacial (JAXA) e a NASA, tendo sido lançado em novembro de 1997, em caráter experimental, com o objetivo principal de monitorar o regime de precipitação dos trópicos. Devido a qualidade dos dados obtidos pelo satélite, o mesmo teve seu status alterado de “satélite experimental” para “satélite operacional”. Algumas características do satélite como: a órbita polar baixa (403 Km atualmente) e seu curto período de translação (91 minutos) permite uma alta resolução espacial e temporal do imageamento (Anjos *et al.*, 2016).

Durante mais de doze anos o TRMM (Figura 16) voou entre latitudes de aproximadamente 30° em torno do equador realizando 16 órbitas diárias (Passow, 2010). Segundo o mesmo autor a plataforma TRMM contém cinco instrumentos básicos:

*Radar de precipitação:* instrumento espacial concebido para fornecer mapas tridimensionais da estrutura da tempestade;

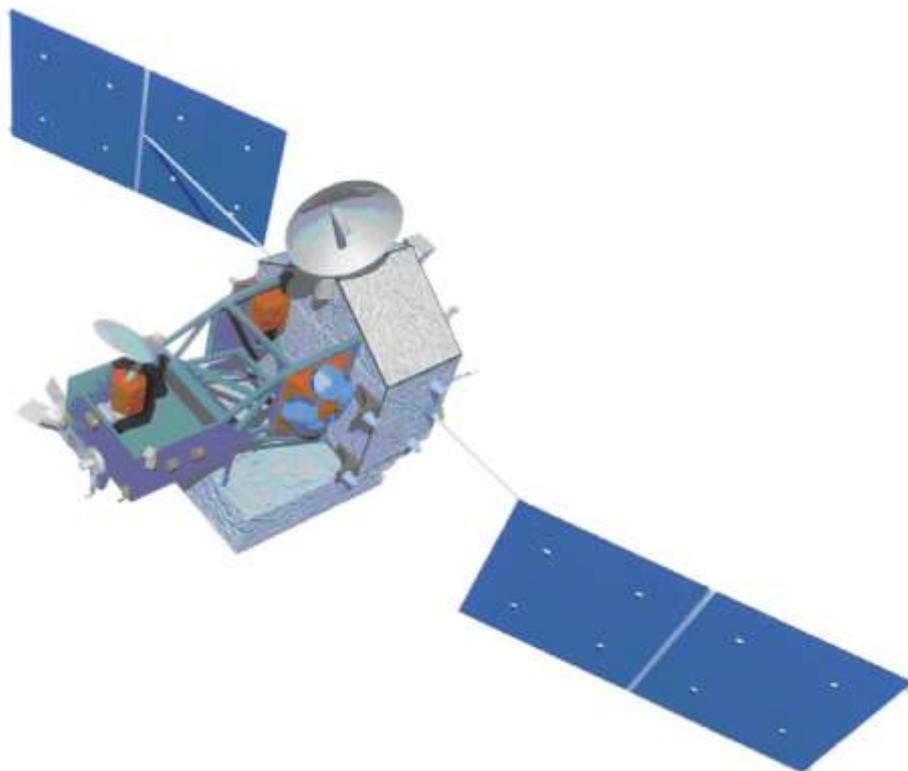
*Imageador de micro-ondas:* sensor de micro-ondas passivo que permite a identificação de vapor d'água, a água de nuvens e a intensidade da precipitação na atmosfera.

*Scanner de radiação visível e infravermelha:* fornece indicação de chuvas conectando as informações colhidas pelo TRMM com as obtidas pelo GOES (*geosynchronous (geostationary) operational environmental satellites*) e outras missões.

*Sistema de nuvens e energia radiante da Terra:* monitora a energia trocada entre o Sol, a atmosfera terrestre, a superfície, as nuvens e o espaço.

*Sensor de imageamento de raios:* sensor detector de raios na região tropical do globo.

**Figura 16** – Desenho esquemático do satélite TRMM.



Fonte: retirado de: [http://trmm.gsfc.nasa.gov/trmm\\_rain/Events/TRMM\\_SATELLITE.blurred.medium.jpg](http://trmm.gsfc.nasa.gov/trmm_rain/Events/TRMM_SATELLITE.blurred.medium.jpg).

Acesso em 02/2018.

## 5.5 PRECMERGE

Como dito no capítulo anterior, os produtos obtidos pelo TRMM são bastante valiosos. Entretanto, assim como a pura observação de dados pluviométricos a partir das estações está sujeita as mais variadas fontes de erro, que vão desde erros do observador a defeitos na própria estação, os dados obtidos remotamente pelo satélite também não estão imunes a vieses.

Além disso, a rede de estações pluviométricas, tanto do Brasil, quanto da América do Sul ainda é bastante esparsa, com várias regiões sem cobertura (Figura 17).

**Figura 17** – Distribuição espacial dos pluviômetros na América do Sul.

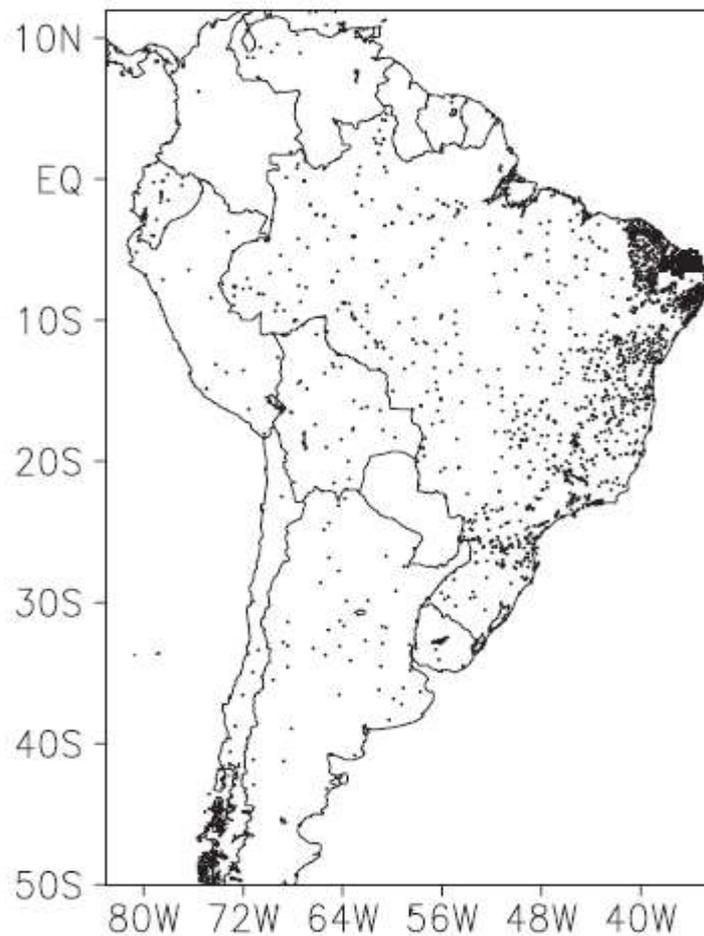


FIG. 1. Spatial distribution of rain gauges from different sources (i.e., GTS, regional and local agencies, and automated stations) over South America. Source data: Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), CPTEC/INPE, and regional meteorological centers.

Fonte: Rozante (2010)

Para tentar minimizar esses erros, Rozante *et al.* (2010) propôs um produto que correlacionasse os dados de chuvas das estações pluviométricas da América do Sul e os dados obtidos pelo TRMM (PRECMERGE).

Esse trabalho resultou num produto com dados espaciais de chuva para a América do Sul, combinando as informações supracitadas, numa resolução espacial de 0,25°.

Os resultados obtidos, como mostra Rozante *et al.* (2010), tem uma maior acurácia se comparado as informações de chuva analisadas independentes uma da outra (Figura 18).

**Figura 18** – Precipitação média num trimestre utilizando apenas dados de observação de pluviômetros (a) e dados do PrecMerge (b).

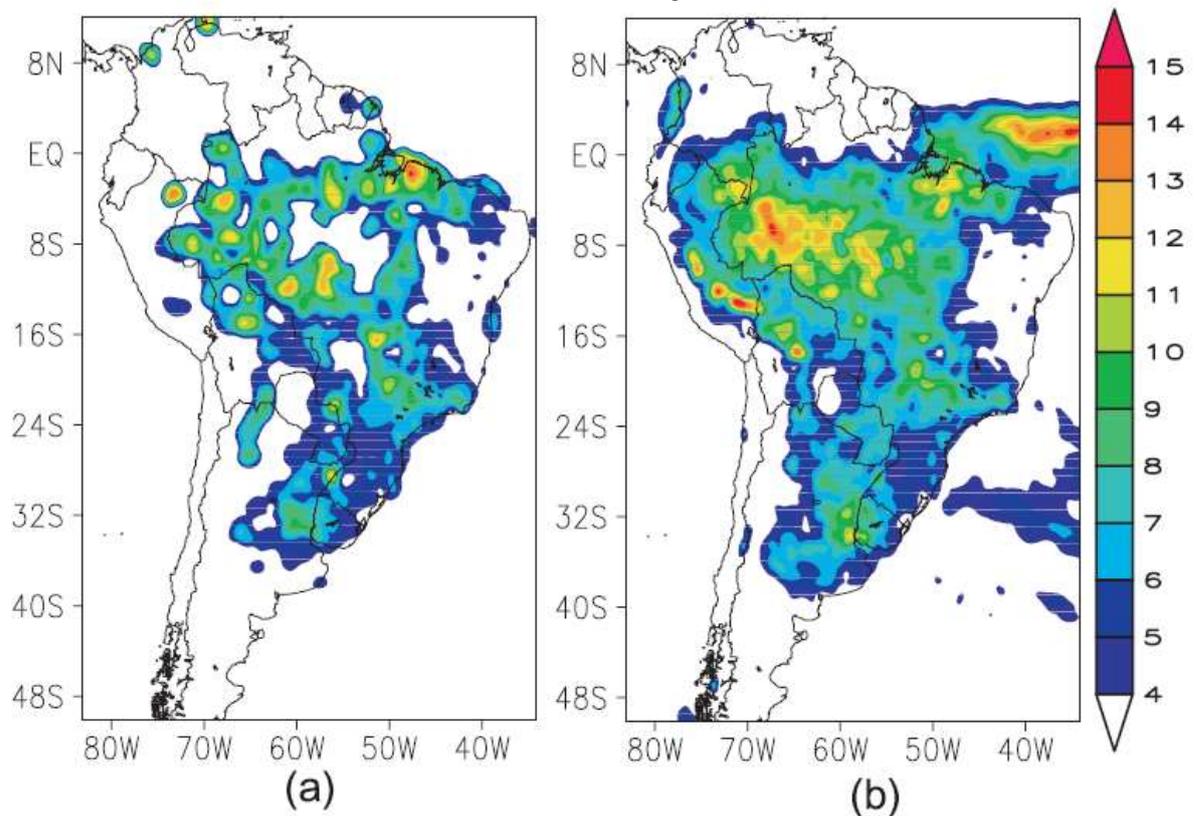


FIG. 11. Precipitation averaged over the summer trimester computed using (a) OBS90 and (b) MERGE.

Fonte: Rozante (2010)

## 5.6 Definições de Movimentos de Massa

Várias definições sobre os termos de movimentos de massa e deslizamentos são encontradas na literatura.

Sharpe (1938) definiu deslizamento como queda perceptível ou movimento descendente de uma massa relativamente seca de solo, rocha ou ambos.

Já Skempton & Hutchinson (1969) definiram *landslide* como um termo genérico que envolve todos aqueles movimentos de solo ou rocha, ou ambos, resultantes de uma ruptura de cisalhamento ao longo de um plano de uma superfície.

Cruden (1991) define movimento de massa como movimento de um composto de solo, rocha ou detritos ao longo de uma encosta.

O termo *landslide* descreve, para U. S. Geological Survey (2004), uma larga variedade de processos que resultam movimentos externos e descendentes de encostas formadas por materiais como rocha, solo, aterro ou combinação desses. Grande parte dos autores americanos utiliza de forma indistinta os termos *mass movement* e *landslide*.

Tendo como base a definição de Cruden (1991) conclui-se que há uma gama de eventos que podem ser classificados como movimentos de massa.

Diante disto, surgiram diversas classificações que contemplam a combinação de critérios básicos como direção, velocidade e recorrência dos deslocamentos, geometria das massas movimentadas, modalidade de deformação do movimento e o tipo do material instabilizado (Augusto Filho & Virgili, 1998).

Para Fernandes & Amaral (2010) e Tominaga (2009) os escorregamentos podem ser subdivididos em três tipos, levando em consideração a velocidade, geometria e o mecanismo do movimento: escorregamentos rotacionais ou circulares, escorregamentos translacionais ou planares e escorregamentos em cunha.

Na tabela a seguir, Varnes (1978) propõe uma classificação aceita internacionalmente e que leva em consideração os critérios baseados na natureza do material e no tipo de movimento (Figura 19).

**Figura 19** - Classificação dos movimentos de massa.

Tipo de Movimento	Tipo de Material		
	Rocha	Solos	
		Predominantemente grosso	Predominantemente fino
Quedas	Queda de blocos	Queda de detritos	Queda de solo
Tombamentos	De rocha	De detritos	De solo
Deslizamentos (Escorregamentos)	Rotacionais de rocha	Rotacionais de rocha e solo	Rotacionais de solo
	Translacionais de rocha	Translacionais rocha e solo	Translacionais de solo
Expansões laterais	De rocha	De detritos	De solo
Fluxos (Escoamentos)	Rastejo de rochas (creep)	Rastejos e corridas	
Complexos	Combinação de dois ou mais tipos de movimentos		

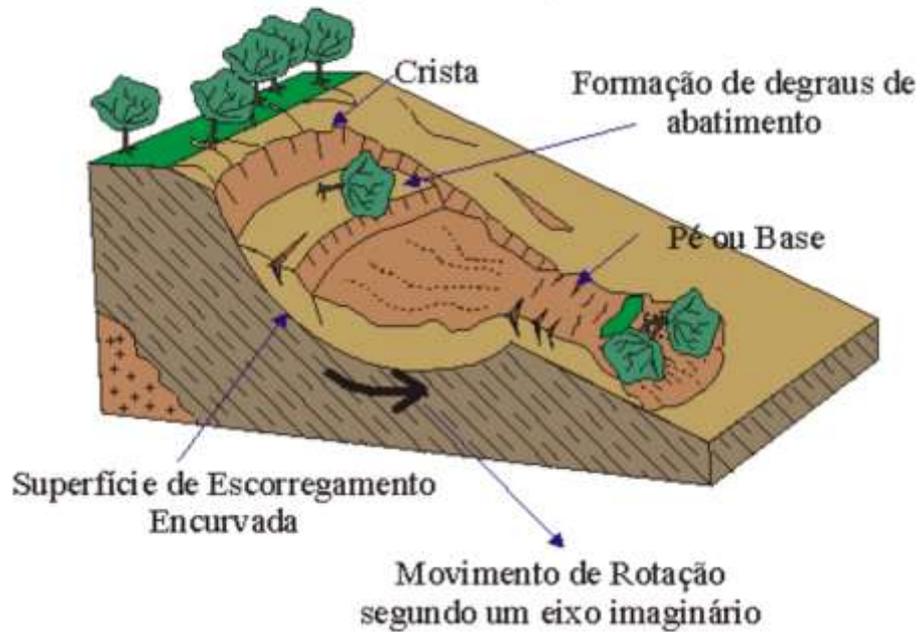
Fonte: Varnes (1978).

Dentre os deslizamentos, Varnes (1978) os dividiu quanto a tipologia de cada um em rotacional e planar.

Para Fernandes & Amaral (2010) os escorregamentos (deslizamentos) rotacionais ou circulares possuem uma superfície de ruptura curva ao longo de onde se dá o movimento de massa. Geralmente esses tipos de escorregamentos se dão em solos espessos e homogêneos (Figuras 20 e 21). Esse tipo de escorregamento é frequente no sudeste brasileiro e tem como início a erosão causada pela chuva no sopé de morrotes e cortes feitos em encostas.

**Figura 20** - Modelo de escorregamento rotacional.

### Escorregamentos Circulares (Rotacionais)



Fonte: Junior & Fornasari Filho (1998).

**Figura 21** - Deslizamento rotacional em Caraguatatuba – SP.



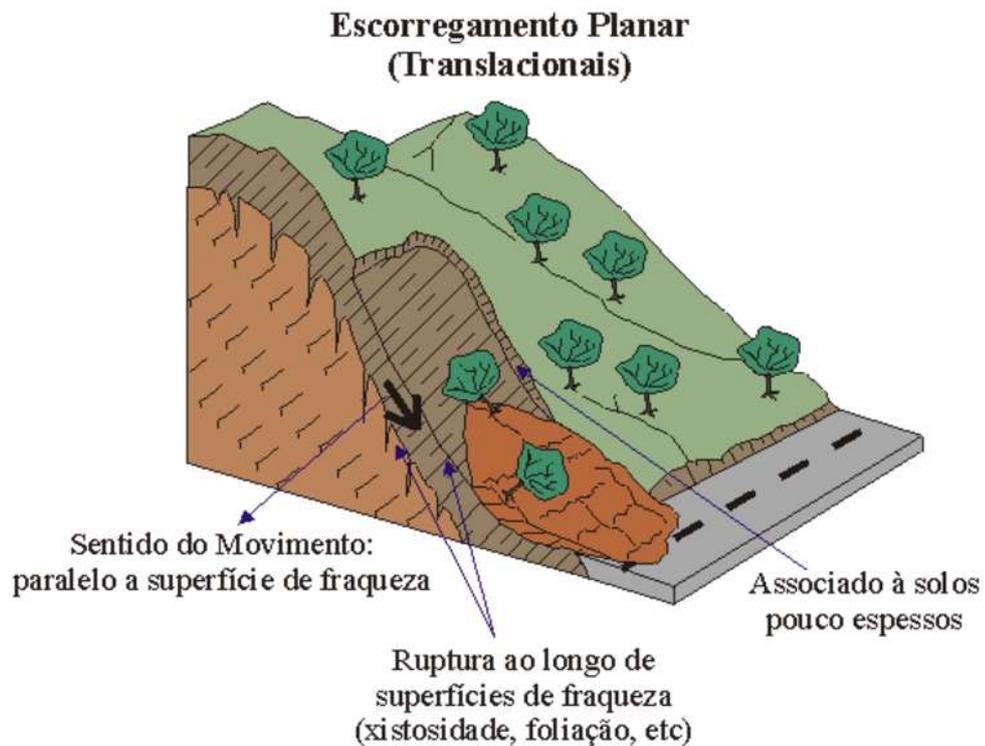
Fonte: Prefeitura de Caraguatatuba.

Já os escorregamentos (deslizamentos) planares ou translacionais possuem superfície de ruptura variando de 0,5m a 5,0m (menos espessos que os rotacionais) com forma plana que geralmente acompanha as descontinuidades mecânicas ou hidrológicas existentes no interior

do material (Fotos 22 e 23). Esses planos de fraqueza são resultantes de acamamentos, bandamentos, fraturas, falhas, juntas, condicionantes geomorfológicas (depósitos de encostas) ou pedológicas (contato entre horizontes de solo) (Fernandes & Amaral, 2010). Ainda segundo os autores os escorregamentos translacionais ocorrem após período de intensa precipitação e sua origem está associada à interface solo-rocha que representa uma descontinuidade mecânica e hidrológica.

Os deslizamentos planares tendem a ter movimentações de massa mais rápidas se comparado aos deslizamentos rotacionais.

**Figura 22** - Modelo de escorregamento planar.



Fonte: Junior & Fornasari Filho (1998).

**Figura 23** - Escorregamento planar solo-solo em Baixo Guandu – ES.



Foto: Tiago Antonelli

Outros tipos de movimentos gravitacionais de massa que constam na literatura são: queda de blocos, corridas e rastejos.

As corridas são movimentos de alta dissipação de energia, alta velocidade e tem caráter essencialmente hidrodinâmico ocasionadas pela perda de atrito interno em virtude da destruição da estrutura do solo em função da presença de excesso de água. Esses movimentos formam um fluido de elevada densidade e viscosidade podendo atingir grandes áreas, muitas vezes transportando blocos de escalas decamétricas sendo, portanto, potencialmente destrutivos (Guidicini & Nieble, 1976) (Figura 24).

**Figura 24** - Corrida de massa em Itaóca com blocos rolados de grande porte – SP.



Foto: Tiago Antonelli

Já os rastejos (Figura 25), segundo Guidicini & Nieble (1976), são definidos como movimentos lentos (com velocidade de deslocamento em cm/ano) e contínuos de material de encostas com limites indefinidos. Os rastejos são provocados pela ação da gravidade ou por variações de temperatura e umidade que acarretam na expansão e contração do material e, por consequência, na ruptura do mesmo. Alguns autores correlacionam atividades como o pisoteio de gado com a deflagração de rastejos em encostas. Em superfície o rastejo pode ser identificado por árvores, postes, cercas ou muros inclinados.

**Figura 25** - Processo de rastejo na vertente de um morro baixo em Ipeúna – SP, com evidências de trincas e degraus de abatimento.



Foto: Tiago Antonelli

O processo de queda e rolamento de blocos se dá quando blocos de rochas, deslocados do maciço por intemperismo, caem ou rolam por ação da gravidade (Figura 26). Esses movimentos podem atingir velocidades bastante altas e são causados devidos a variação térmica do maciço rochoso, perda da sustentação dos blocos por ação erosiva da água, alívio de tensões tectônicas, vibrações, presença de falhas e fraturas no maciço, dentre outras (Fiori & Carmignani, 2009).

**Figura 26** - Exemplo de rolamento de blocos em Nova Friburgo – RJ..



Foto: Tiago Antonelli

Nesse trabalho serão considerados como movimentos de massa, para fins de análise, os deslizamentos planares e rotacionais observados na área de estudo, que foram as tipologias mais recorrentes. As corridas, queda e rolamento de blocos, rastejos, também foram observados na região, entretanto em número significativamente menor se comparado aos deslizamentos.

## **6. MATERIAIS E MÉTODOS**

### **6.1 Materiais**

Os materiais utilizados nas análises podem ser divididos em: banco de dados, softwares e equipamentos:

### Softwares:

- ArcGIS 10.3 –ESRI – Utilizado nas análises espaciais das cicatrizes de deslizamentos correlacionando-as com diversos planos de fundo: mapas de declividade, relevo sombreado, hipsometria, dentre outros.
- PrecMerge (INPE) – consiste num produto que trabalha com dados de estimativa de precipitação do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) combinados com dados de precipitação observados em pluviômetros. Esse produto é gerado e disponibilizado operacionalmente pelo CPTEC/INPE utilizando dois tipos de estimativas de precipitação por satélite: TRMM – TMPA (Multisatellite Precipitation Analysis) (Huffman et al., 2007) e Global Precipitation Measurement (GPM) Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG) (Huffman et al., 2015a,b,c).
- GrADS – (Grid Analysis and Display System) – consiste num sistema de visualização e análise de dados em pontos de grade. O GrADS trabalha com matrizes de dados nos formatos BINÁRIO, GRID, NetCDF ou HDF-SDS, nas quais as variáveis podem possuir até 4 dimensões (longitude, latitude, níveis verticais e tempo) especificados por um arquivo descritor.ctl. Esse software é, atualmente, o mais utilizados em centros operacionais e de pesquisa meteorológica no mundo (Souza, 2004). O software foi utilizado nesse trabalho para visualizar as precipitações espacialmente, a partir dos dados obtidos do TRMM.

### Base de Dados:

- Imagens ALOS PALSAR – um dos sensores que estão a bordo do Satélite ALOS é o PALSAR (Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar) capaz de obter imagens diurnas e noturnas sem a interferência de nebulosidade. Essas imagens têm resolução espacial de 12,5m e são, atualmente, utilizadas no âmbito do Projeto das Cartas de Suscetibilidade a Movimentos Gravitacionais de Massa e Inundações desenvolvido pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, nas modelagens numéricas desenvolvidas para os temas de movimentos de massa e inundações.
- Cadastro dos Movimentos de Massa: esses dados foram previamente fotointerpretados a partir de ortofotos e imagens disponíveis no Google Earth e

posteriormente checadas em campo. Ressalta-se que as fotointerpretações foram feitas em imagens obtidas logo após os eventos de movimentos de massa na região do estudo, assegurando assim a correta temporalidade das informações obtidas.

Os dados observados em campo estão descritos nos 94 pontos levantados em campo, em trabalho realizado em setembro de 2015, para validação da Carta de Suscetibilidade a Movimentos Gravitacionais de Massa e Inundações de Baixo Guandu-ES.

- Mapas Geológicos – utilizados nas escalas disponíveis para a região e de diferentes fontes. Todas elas estarão citadas no decorrer do texto.
- Dados Pluviométricos – dados retirados da rede hidrometeorológica da Agência Nacional das Águas (ANA) para a região de estudo desse trabalho.

Além dos materiais citados acima, foram utilizados produtos como: Relevo sombreado com iluminação 315° e 45°, mapas de declividade, mapas de relevo, mapas hipsométricos. Esses produtos foram gerados em ambiente SIG.

### Equipamentos

Dentre os vários equipamentos utilizados tanto nas etapas de campo, quanto nos trabalhos de escritório se destacam:

- GPS GARMIN – GPSMAP 62s – utilizado nos trabalhos de campo para aferição da localização das cicatrizes previamente fotointerpretadas.
- Hipsômetro – utilizado na obtenção de informações das encostas e cicatrizes de deslizamentos estudadas aferindo inclinação do terreno, altura de encostas, tamanho das cicatrizes.

## **6.2 Métodos**

Quanto à metodologia foi realizada uma análise dos dados coletados em trabalho de campo para elaboração da carta de Suscetibilidade a Movimentos Gravitacionais de Massa e Inundação pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, realizado em Baixo Guandu - ES durante o mês de setembro de 2015. Em campo foram feitas análises das cicatrizes de deslizamento quanto a geometria das mesmas (Figura 27), tipo de solo mobilizado, área de

atingimento, análise das estruturas das rochas aflorantes, (juntas de alívio, falhas regionais e locais, fraturas) e sua possível correlação com os movimentos de massa, bem como classificação do relevo, declividade média do terreno, geologia local, entre outros fatores.

Nesse trabalho foram cruzados dados espaciais de chuvas utilizando mapas distribuídos de precipitação, oriundos do produto PrecMerge do CPTEC/INPE.

Também foram cruzados dados de declividade, relevo, geologia, com as cicatrizes catalogadas para tentar elencar os principais fatores condicionantes das movimentações de massa na região.

**Figura 27-** Deslizamentos ocorridos em 25/12/2013 em Baixo Guandu – ES.



Em escritório foi realizada, preliminarmente, a fotointerpretação da área de estudo definindo, especificamente, os lineamentos de topo e as cicatrizes de deslizamento quanto à área de ruptura das mesmas. As cicatrizes, como parâmetro a ser considerado, são mapeadas como feições poligonais a partir da interpretação em ortofotos de alta resolução, (e

posteriormente checadas em campo) delimitando-se a área correspondente à superfície de ruptura, excluindo-se assim as áreas de arraste e deposição de materiais mobilizados.

Foram fotointerpretadas 1247 cicatrizes de deslizamentos. Desse total, 98% foram classificadas como deslizamento planar. Em campo, procurou-se checar a maior quantidade de eventos possíveis para validar as fotointerpretações.

O conjunto de dados extraídos do campo e oriundos da fotointerpretação foi analisado para tentar explicar, além do que fora citado no capítulo dos “objetivos”, os principais fatores que deflagraram os movimentos de massa, correlacionando-os espacialmente, com alguns planos de informação.

Na etapa de campo obteve-se, junto a Defesa Civil Municipal de Baixo Guandu – ES, informações acerca dos eventos de movimentos de massa ocorridos em dezembro de 2013 como: dia e horário de ocorrência dos eventos, localidades em que houve óbitos, dentre outras.

## **7. DISCUSSÕES E RESULTADOS**

A seguir serão apresentadas comparações feitas entre os movimentos de massa ocorridos na região do município de Baixo Guandu-ES e algumas condicionantes a fim de elencar, em termos de importância, quais os principais agentes deflagradores de movimentos de massa na região de estudo. Os movimentos de massa ocorridos na região são majoritariamente planares e rasos (Figura 28). Foram observados, em menor número, deslizamentos mais espessos com transporte de maior volume de material (Figura 29).

**Figura 28** - Deslizamento planar raso solo-rocha em Baixo Guandu – ES.



Foto: Tiago Antonelli

**Figura 29** - Deslizamento planar mais profundo, solo-solo, em Baixo Guandu – ES.



Foto: Tiago Antonelli

Guidicini & Nieble (1983) separam os agentes deflagradores de movimentos de massa entre agentes predisponentes e agentes efetivos. São denominados de agentes predisponentes o conjunto de condições geológicas, geométricas e ambientais, que são as características físicas de onde os processos ocorrem, podendo-se distinguir o complexo geológico, complexo morfológico e complexo climático-hidrológico. Já os agentes efetivos são definidos por aqueles diretamente responsáveis pela deflagração do movimento de massa. Esses são divididos em preparatórios e imediatos. Entre os imediatos estão a chuva intensa, erosão, ação dos ventos e ação do homem. Já entre os agentes preparatórios estão a pluviosidade, erosão por água ou vento, variação de temperatura, dissolução química e oscilação do nível do lençol freático.

Para tentar entender os mecanismos deflagradores dos movimentos de massa que atingiram a região do município de Baixo Guandu-ES em dezembro de 2013 foram cruzadas informações de vários temas, de forma espacial, com as cicatrizes catalogadas. Foram analisados os seguintes critérios: 1-Correlação deslizamentos x declividade; 2-Correlação deslizamentos x padrões de relevo 3-Correlação deslizamentos x chuva acumulada 4-Correlação deslizamentos x geologia.

As análises foram feitas de forma espacial de forma qualitativa e quantitativa, no que diz respeito ao número de escorregamentos observados em determinada área.

No município de Baixo Guandu – ES Mais de 1200 cicatrizes de deslizamentos foram fotointerpretadas e, posteriormente, checadas em campo (Figuras 30 e 31). Essas ocorreram, em sua maioria, na região central do município, onde o relevo é menos rugoso, apresentando menores declividades e hipsometria se comparado as regiões norte e sul, em que predominam regiões serranas mais suscetíveis a movimento de massa (Figura 32).

**Figura 30** - Deslizamentos na região serrana de Baixo Guandu.



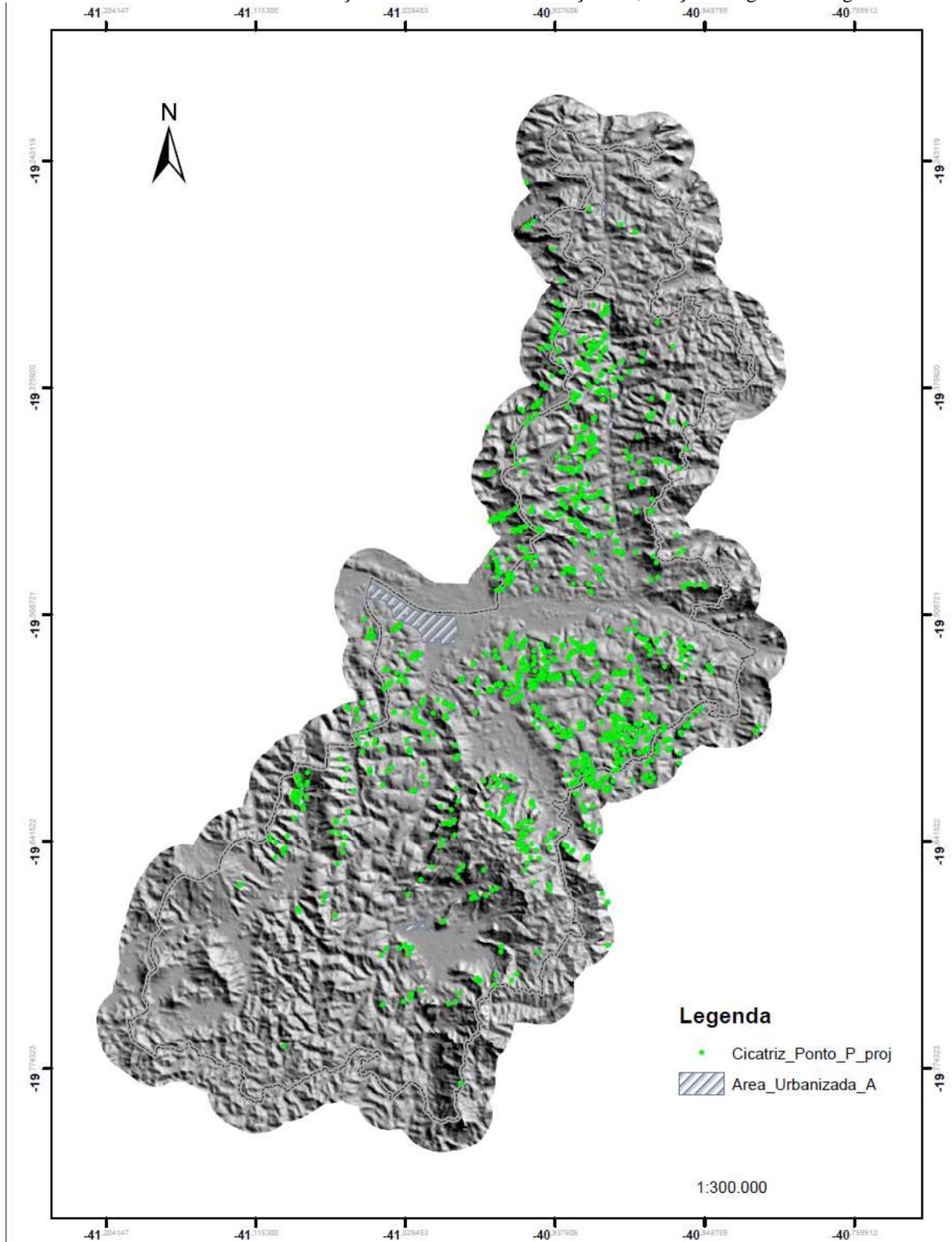
Foto: Tiago Antonelli

**Figura 31** - Deslizamentos planares, rasos em Baixo Guandu – ES.



Foto: Tiago Antonelli

**Figura 32** - Distribuição das Cicatrizes de deslizamento no município de Baixo Guandu – ES. Imagem em Relevo Sombreado com iluminação no azimute 45° e inclinação 45°, realçando a geomorfologia.



### Correlação Declividade x Deslizamentos

Dentre os diversos parâmetros analisados para o estudo dos movimentos de massa a declividade da vertente é um dos principais.

Áreas com baixas declividade são consideradas, por autores como Guimarães *et al.*(1999a), como tendo baixa suscetibilidade natural a movimentos de massa.

Na tentativa de definir parâmetros para áreas mais ou menos suscetíveis a deslizamento com base na declividade do terreno, vários limites de declividade foram gerados para diferentes regiões do Brasil.

Autores como Marinho (2014) obtiveram nas análises de cicatrizes de escorregamentos em região do Morro do Baú, Santa Catarina o intervalo de 25 a 30° como especialmente crítico para a deflagração de movimentos de massa.

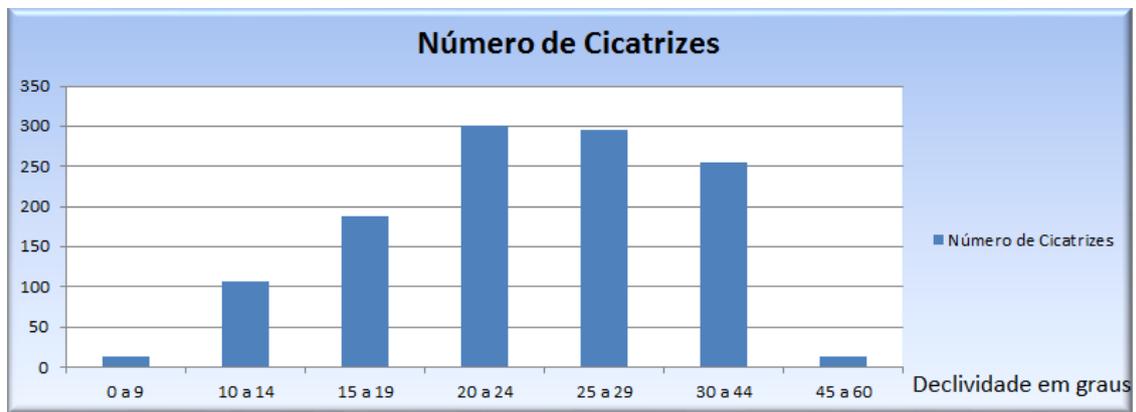
Em termos internacionais, o Serviço Geológico Japonês, considera encostas de risco apenas aquelas com 30° ou mais de inclinação. Esse limiar foi calculado estatisticamente com base num banco de dados de mais de 100 anos em que 95% dos deslizamentos ocorreram em vertentes com 30 ou mais graus de inclinação.

Para o caso da região de Baixo Guandu - ES a análise de declividade foi feita a partir do mapa de declividade gerado do modelo digital de terreno (MDE), com o software ArcGis 10.3, e posteriormente gerando intervalos de declividade em graus (Figura 33).

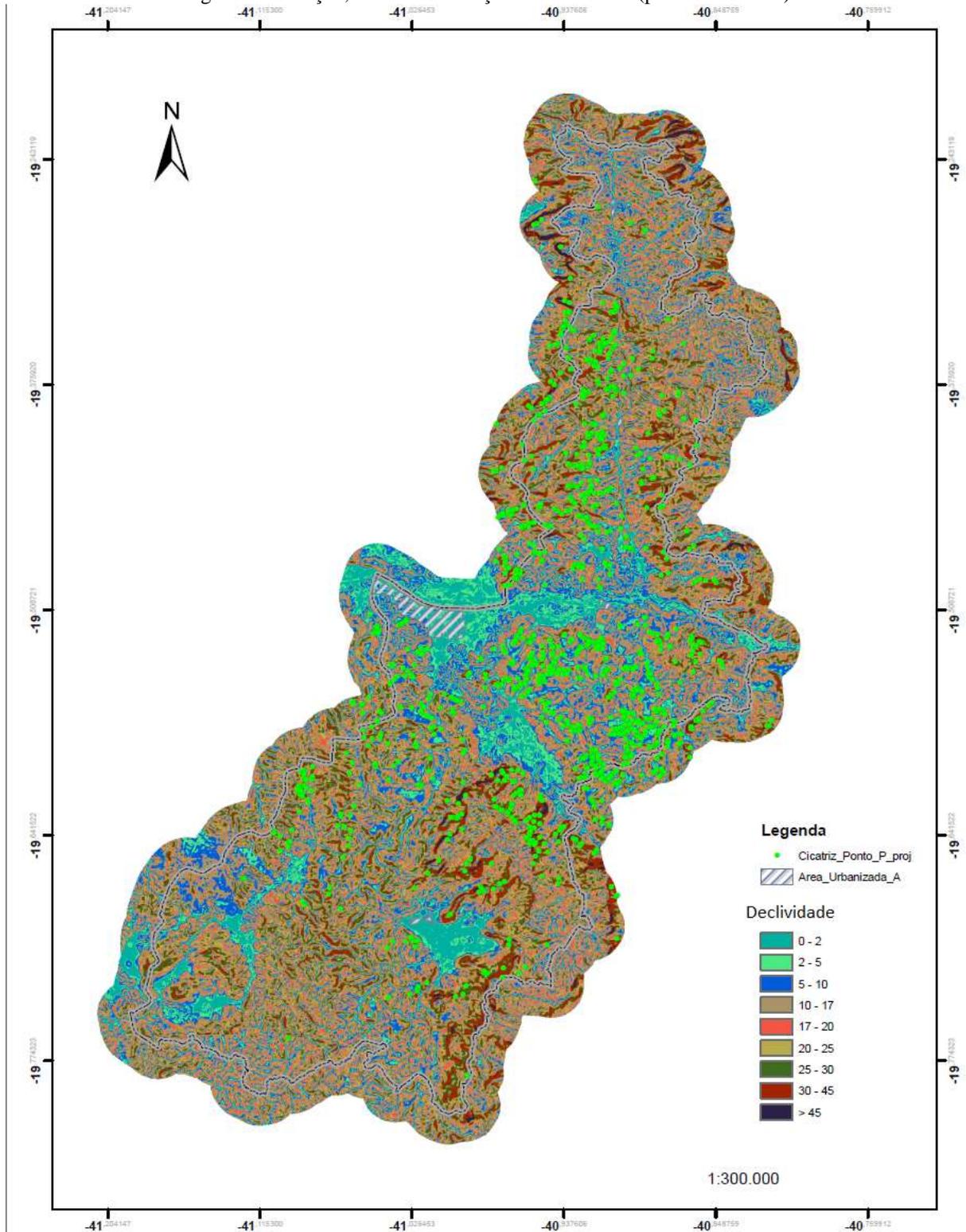
Foi feito em campo a checagem dos resultados da modelagem a partir do MDE, por meio de hipsômetros em algumas encostas a fim de validar os dados utilizados.

Como resultado do cruzamento de informações, obteve-se que 77% do total de cicatrizes de deslizamento analisadas ocorreram em vertentes com declividade menor que 30 graus sendo maior parte dos deslizamentos (25%) ocorreram em vertentes de 20 e 24° (Tabela 1).

**Tabela 1** - Quantidade de deslizamentos ocorridos por intervalos de declividade.



**Figura 33** - Mapa de declividade em graus para a região de Baixo Guandu – ES gerado a partir do modelo digital de elevação, com a distribuição das cicatrizes (pontos amarelos).



### Correlação Padrões de Relevo X Deslizamentos

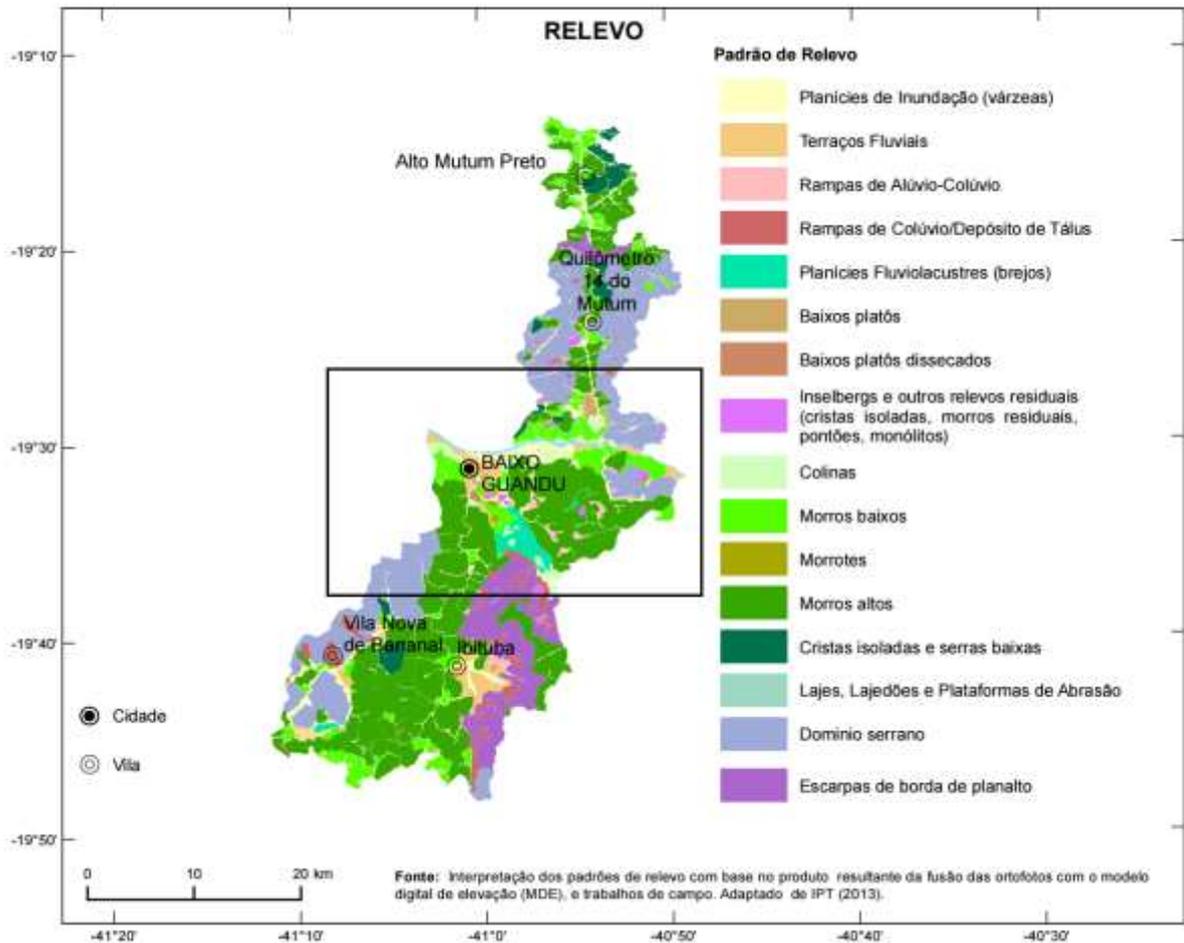
Observou-se que a maior parte dos deslizamentos de massa catalogados no município de Baixo Guandu - ES ocorreu em locais com relevo de morros altos ou morrotes que se caracterizam por ter uma geometria convexo-côncava, francamente dissecados e com topos arredondados ou aguçados, apresentando sedimentação de colúvios, alúvios e, subordinadamente, depósitos de tálus (Figura 34).

Esse padrão geomorfológico caracteriza-se também por apresentar um relevo movimentado com vertentes de gradientes médios a elevados e topos arredondados a aguçados, com densidade de drenagem de moderada a alta e com padrão variando de sub-dendrítico a treliça. Nesses domínios há atuação dominante de processos de morfogênese (formação de solos pouco profundos em terrenos declivosos, em geral, com moderada a alta suscetibilidade à erosão), além de frequentes processos de erosão laminar e linear acelerada (sulcos e ravinas) e ocorrência esporádica de processos de movimentos de massa. Observa-se também, geração de colúvios e, subordinadamente, depósitos de tálus nas baixas vertentes (Dantas, 2015).

Diferentemente das regiões serranas que possuem alta declividade, hipsometria e, por consequência, alta suscetibilidade a movimentações de massa, os morros altos/morrotes possuem vertentes com declividades não maiores de 30° e cotas não superiores a 250m com média suscetibilidade a movimentações de massa.

No entanto, o que se observou pelas fotointerpretações e na posterior checagem de campo, foi um número maior de cicatrizes em regiões de domínios de relevo com declividades e altitude relativamente moderadas.

**Figura 34** - Mapa de relevo de Baixo Guandu -ES, com destaque para área central do município em que predomina morrotes, morros baixos e morros altos, onde houve o maior número de movimentos de massa.



Fonte: CPRM (2015).

### Correlação Chuvas x Deslizamentos

Estudos acerca da influência da chuva como agente deflagrador de movimentos de massa são feitos há muito tempo em todo o mundo. Alguns dos trabalhos precursores foram de Pichler (1957) e de Vargas & Pichler (1957). Posteriormente muitos outros trabalhos dessa natureza foram publicados para análises em várias localidades do Brasil entre os quais destacam-se Tatizana *et al.* (1987a), Wolle & Carvalho (1989) e Wolle & Hachich (1989), Guidicini & Iwasa (1976) para correlação entre episódios de chuvas e movimentos de massa na região da Serra do Mar, no sudeste brasileiro, Elbachá *et al.* (1992) para Salvador, Anjos *et al.* (1997) para Maceió, Ferreira (1996), Feijó *et al.* (2001) para o Rio de Janeiro, Santoro *et al.* (2010) para São Paulo, Azevedo (2011) para o Rio de Janeiro, Parizzi *et al.* (2010) para Belo Horizonte, entre muitos outros.

É consenso na literatura que a chuva é um dos principais agentes deflagradores de deslizamentos no mundo todo. Chuvas intensas proporcionam um incremento rápido da pressão nos poros do solo ou promovem a perda de coesão aparente deflagrando movimentos de massa (Terlien, 1998, Crosta & Frattini, 2003). O material deslocado sofre rápida redução da resistência ao cisalhamento passando por processos de liquefação (Anderson & Sitar 1995) se tornando um fluxo que se espalha descendentemente, com o aumento do volume inicial do material deslocado pelo transporte de sedimentos ao longo do canal de deslizamento (Wang & Sassa 2003).

Sabe-se, entretanto, que há outras condicionantes associadas ao evento pluviométrico que são responsáveis por desencadear os movimentos de massa. Para Crosta (1998), diferentes condições de instabilidades são introduzidas como consequência da resposta a padrões de chuvas, sendo que elementos como a espessura do perfil de intemperismo, as propriedades mecânicas, físicas e hidráulicas dos solos e a cobertura vegetal contribuem para a resistência dos solos e para as condições de fluxo sub-superficial.

Preliminarmente, nesse estudo, observaremos a relação direta do volume de chuva acumulado em uma determinada área com o número de cicatrizes de escorregamentos observadas para a mesma.

Para Tatizana *et al.* (1987) as chuvas, nos fenômenos de estabilização de encostas, assumem papel de agentes de ação progressiva e agente de ação instantânea.

Como agente de ação progressiva, a precipitação prepara o terreno através de alteração de parâmetros do substrato e do aumento da sollicitação externa. Com a presença da água no solo há a alteração da densidade do mesmo, aumentando o peso e diminuindo a coesão. O aumento do peso ocasiona um aumento das forças atuantes e a diminuição da coesão, o que resulta num decréscimo da resistência ao cisalhamento e a compressão. A diminuição da coesão associado com a evolução da saturação pode ser significativa para solos com alta capilaridade e pode tornar causa deflagratória em alguns eventos de escorregamento (Tatizana *et al.*, 1987).

Em relação aos agentes de ação instantânea pode-se destacar fenômenos associados às chuvas de forte intensidade podendo ocasionar, segundo Tatizana *et al.* (1987):

- Desenvolvimento de linhas de fluxo, com geração de forças de percolação;
- erosão;

- subpressão geradas pela saturação em descontinuidades;
- pressão das gotas d'água e do vento.

Para Vargas (1966) os deslizamentos de Santos foram deflagrados por linhas de fluxo paralelas ao talude.

A remoção de solo superficial por erosão e ravinamentos alteram as condições hidrológicas das encostas favorecendo infiltrações mais profundas e instabilizações por descalçamento além de reativação de antigas cicatrizes (Tatizana *et al.*, 1987).

A subpressão em descontinuidades saturadas por água ou geradas por linhas de fluxo diminui a pressão efetiva no substrato e conseqüentemente reduz a tensão normal ao talude (Tatizana *et al.*, 1987).

A influência da pressão de gotas d'água de chuvas intensas como um dos fatores que desencadearam escorregamentos foi feita por Jones (1973) estudando deslizamentos que ocorreram na Serra das Araras em 1967.

Para Li *et al.* (2005) a infiltração das chuvas promove a redução da sucção, o que determina a diminuição da resistência ao cisalhamento do solo e explicando o processo no caso dos solos não saturados. A parcela de sucção desaparece quando o solo encontra-se totalmente saturado, de forma que o lençol freático gera uma poropressão superior a zero, o que favorece o acréscimo de instabilidade do talude, uma vez que, estando positiva, esta poropressão promove a redução da resistência ao cisalhamento (Azevedo, 2011).

Para Matlan (2009), quando a duração da precipitação torna-se capaz para infiltrar no plano de escorregamento potencial considerado e, conseqüentemente, causar a redução da sucção, o mecanismo de ruptura do talude é induzido.

Na região de estudo desse trabalho foram coletados dados de chuvas de estações pluviométricas da Rede Hidrometeorológica Nacional gerenciada pela Agencia Nacional das Águas (ANA).

Esse trabalho, entretanto, por se tratar de um estudo espacial, optou-se por utilizar dados de precipitação espacialmente distribuídos, ao invés de dados localizados. Para isso foram utilizados dados do produto PrecMerge, disponibilizado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Na elaboração destes mapas de precipitações, são realizadas interpolações a partir de duas fontes distintas: dados físicos das nuvens obtidos pelos satélites TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) conjuntamente com dados de estações automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) gerando um produto final com uma resolução espacial de 0.25 graus (aproximadamente 20 quilômetros) (Rozante et al., 2010).

Utilizando o software GRads 2.0.2 foi possível elaborar mapas de precipitação acumulada para vários intervalos de tempo para a região de Baixo Guandu – ES.

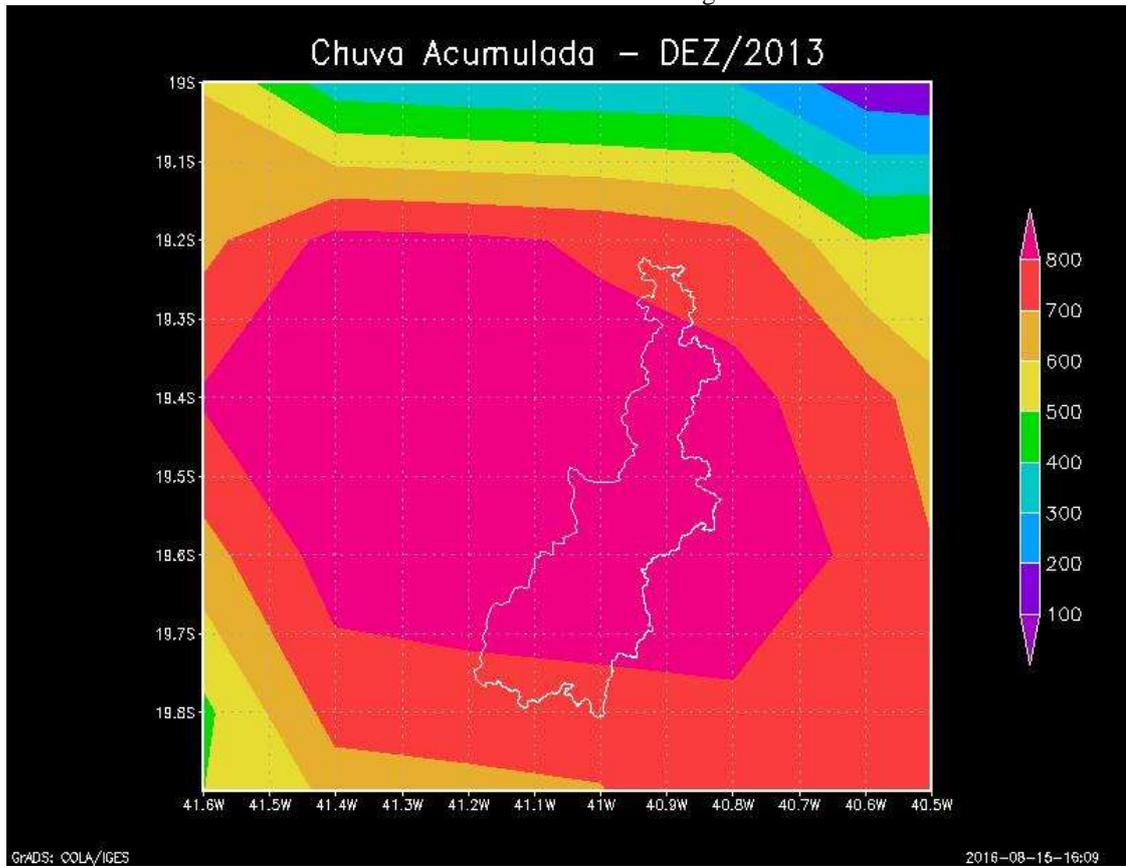
Para uma maior confiabilidade dos dados utilizados foi feita uma validação entre os dados diretos de chuvas obtidos nos pluviômetros e dos dados inferidos pelo PrecMerge.

Segundo informações colhidas junto a Defesa Civil Municipal de Baixo Guandu- ES e junto a municípes locais, os escorregamentos que atingiram a região foram deflagrados entre a noite do dia 24 de dezembro e a manhã do dia 25 de dezembro de 2013.

Primeiramente fora realizado uma análise espacial da chuva acumulada para o mês de dezembro de 2013 gerando um mapa de chuvas para a região do município. Observa-se que o volume de chuva acumulado foi de mais de 800 milímetros (mm) (Figura 35) para quase todo município, o que corresponde a quase 4 vezes a média mensal para o referido mês, que é de 236mm.

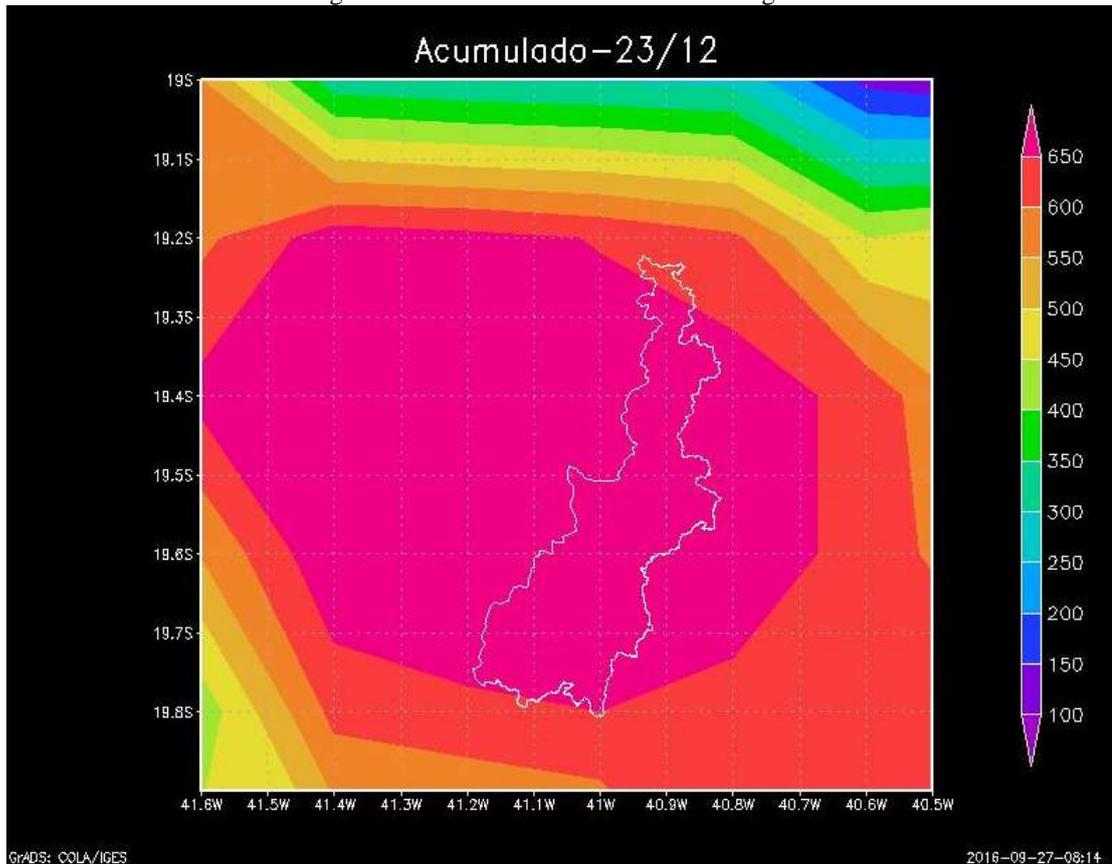
Apenas com o volume acumulado de chuva mensal, não foi possível correlacionar espacialmente a quantidade de chuva acumulada com a ocorrência dos deslizamentos, visto que, como dito anteriormente, os deslizamentos se concentraram na região central do município de Baixo Guandu – ES.

**Figura 35** - Mapa de chuva acumulada em Dezembro de 2013 no município de Baixo Guandu – ES gerado com dados extraídos do PrecMerge.



Foi gerado também um mapa com a chuva acumulada entre os dias 01/12/2013 e 23/12/2013 (véspera da ocorrência dos deslizamentos) (Figura 36).

**Figura 36** - Mapa de chuva acumulada de 01/12/2013 até 23/12/2013 no município de Baixo Guandu – ES gerado com dados extraídos do PrecMerge.

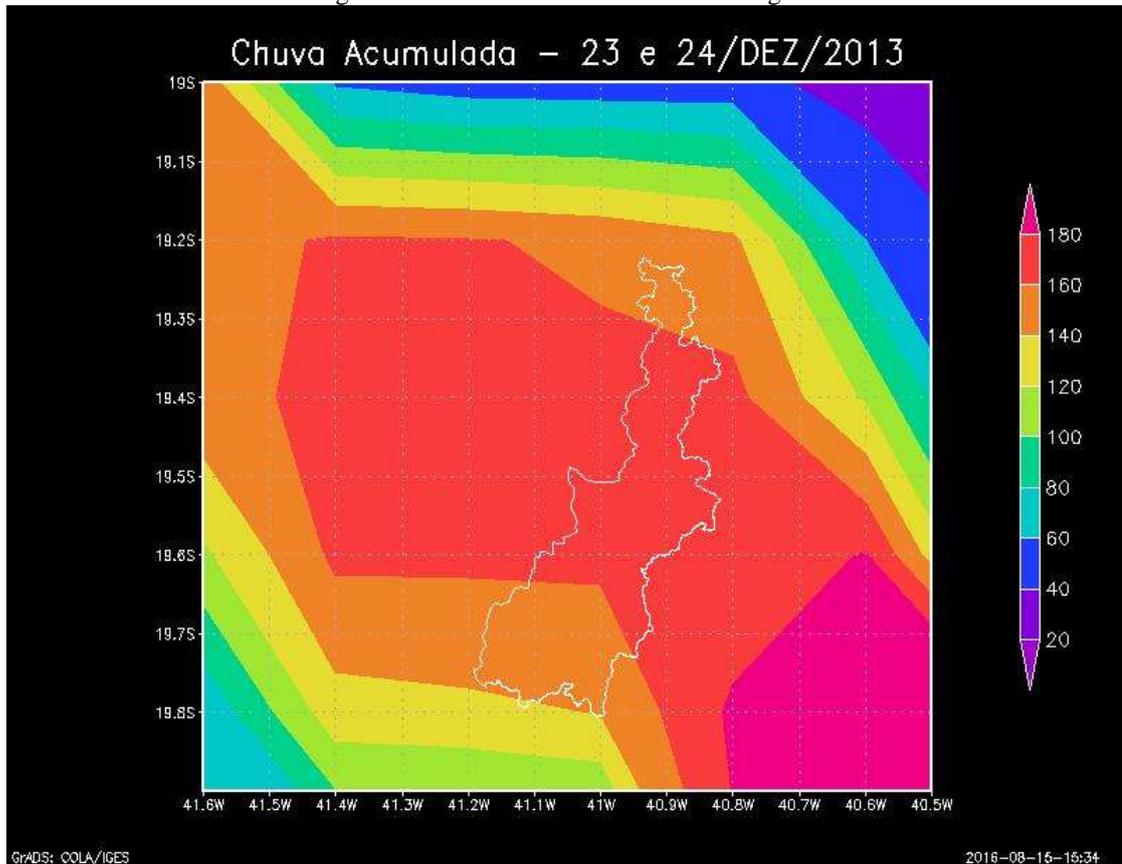


Pôde-se constatar que a chuva acumulada foi superior a 650 mm para toda área do município, também não havendo correlação aparente com a distribuição dos deslizamentos. Vale ressaltar que mesmo com um acumulado de mais de 650 mm de chuva, até dia 23/12/2013 não houvera relatos de deslizamentos na área de estudo.

Foi então gerado um mapa de precipitação para o acumulado entre os dias 23 e 24 de dezembro (Figura 37), véspera das ocorrências registradas no município. Vale ressaltar que no dia 22/12/2013 não fora registrado chuva tanto nos registros dos pluviômetros como nos dados inferidos pelo PrecMerge.

Observou-se então uma boa correlação entre a área atingida por um acumulado de 160mm a 180mm (em vermelho) e as ocorrência de cicatrizes (Figura 38).

**Figura 37** - Mapa de chuva acumulada nos dias 23/12/2013 e 24/12/2013 no município de Baixo Guandu – ES gerado com dados extraídos do PrecMerge.



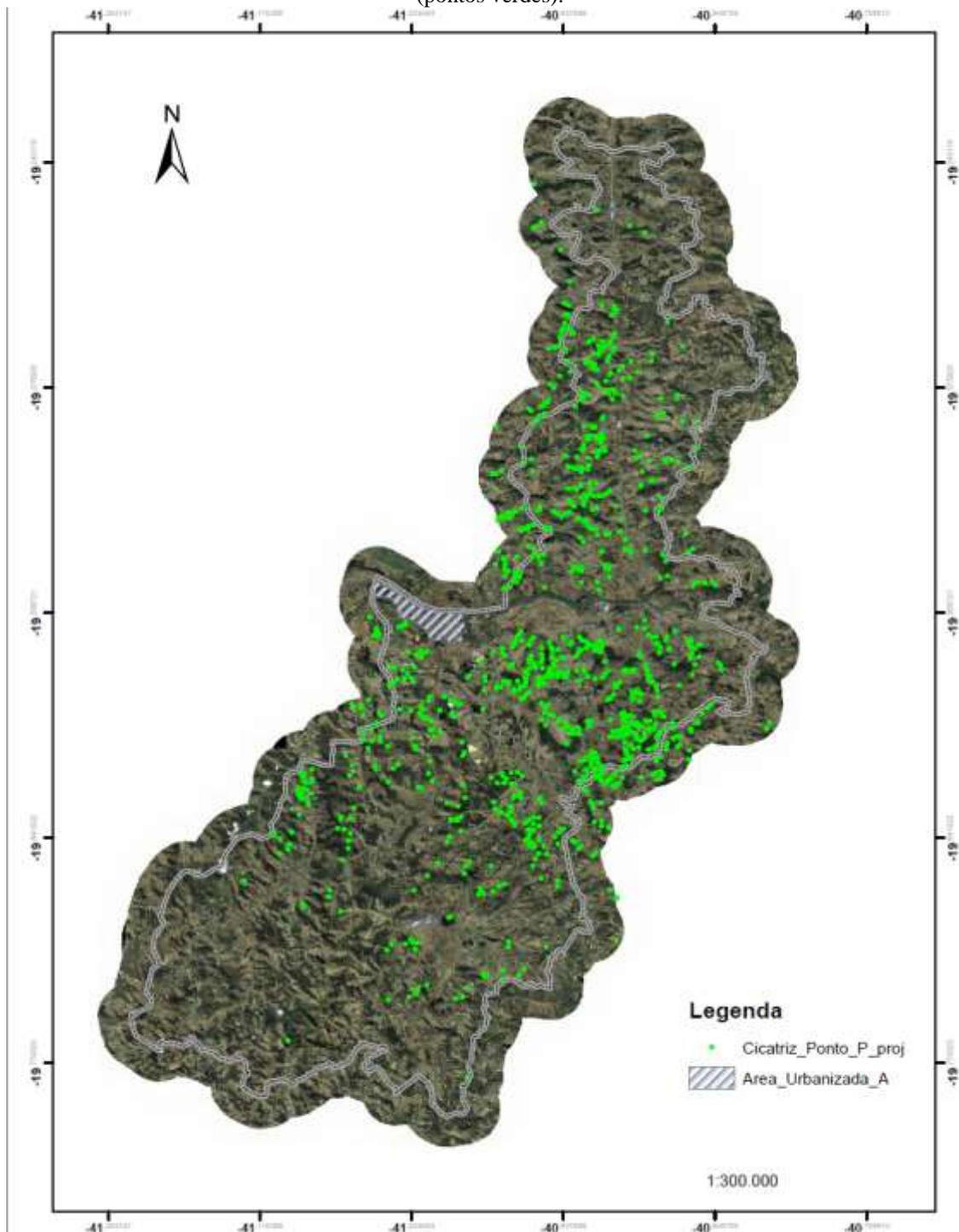
É interessante notar que um acumulado de mais de 650 mm de chuva que atingiu a região de Baixo Guandu-ES até dia 23/12/2013 não foi suficiente para deflagrar significativos movimentos de massa.

Entretanto, após um dia sem registros de chuvas (22/12), um acumulado de mais de 160 mm em dois dias (23 e 24/12) foi determinante para deflagrar a maior parte dos deslizamentos ocorridos na região.

Esses dados são diferentes dos obtidos por Tatizana *et al.* (1987) e outros autores que consideraram como limiar, em seus estudos, as chuvas ocorridas quatro dias antes dos escorregamentos. A diferença no limiar encontrado nesse trabalho pode estar relacionada a vários fatores particulares a área de estudo em questão, mas principalmente, aos métodos de análise e obtenção de dados utilizados. Tatizana *et al.* (1987), Azevedo (2011), entre outros utilizaram dados de chuvas de estações pluviométricas em quanto o presente estudo utilizou nas análises dados inferidos a partir de características físicas de nuvens por meio de satélite.

Enquanto os dados de estações pluviométricas são pontuais, os dados utilizados nesse trabalho são espaciais, sendo possível uma melhor observação do comportamento da distribuição das cicatrizes em áreas com diferentes acumulados de chuvas.

**Figura 38** - Ortofoto do município de Baixo Guandu – ES com a distribuição das Cicatrizes de deslizamentos (pontos verdes).



Fonte: Antonelli (2015).

### Correlação Deslizamentos x Geologia

As tipologias dos movimentos de massa podem estar diretamente ligadas às fraquezas reliquiárias do embasamento rochoso. Segundo Fernandes & Amaral (2010) os movimentos de massa podem ter o plano de ruptura condicionado por descontinuidades hidráulicas existentes no interior do solo saprolítico, residual ou no contato entre os dois.

Fernandes & Amaral (2010) ressaltam o papel das falhas e fraturas que, invariavelmente, atuam como caminhos preferenciais de alteração devido a percolação de água nas mesmas, permitindo o avanço do intemperismo, o que acarreta num aumento na heterogeneidade do maciço rochoso, além de afetar diretamente a dinâmica hidrológica dos fluxos subterrâneos. Ainda segundo os autores, o modo como falhas e fraturas se encontram orientadas influencia a estabilidade das vertentes e, portanto, conhecer as atitudes dessas descontinuidades e inferir a direção dos fluxos hídricos auxilia a compreensão do comportamento das mesmas.

Para Tominaga (2007) fatores como as características mineralógicas, físicas, químicas das diferentes litologias, suas propriedades mecânicas, estruturas geológicas e grau de intemperismo são importantes fatores no desencadeamento de movimentos de massa.

Devido ao exposto acima, o conhecimento geológico da região estudada é fundamental que diz respeito, principalmente, as litologias e estruturas relacionadas para se compreender os mecanismos de deslizamento na região do município de Baixo Guandu – ES.

Para a análise dos fatores geológicos que condicionam os movimentos de massa tem de se levar em conta o tipo e distribuição dos materiais que compõem o substrato das encostas, que apresentam diferentes comportamentos quanto a resistência ao cisalhamento, permeabilidade e zonas de fraqueza, entre outras. Vanacôr (2006) divide os materiais do substrato em maciços rochosos e maciços terrosos quanto ao comportamento de cada material frente a fenômenos de instabilidade.

#### Maciços Rochosos

Nos maciços rochosos as principais condicionantes de instabilização, segundo Vanacôr (2006), são: grau de alteração da rocha e estruturas anisotrópicas existentes no maciço tais como disjunções ou juntas de alívio, falhas que servem como zonas preferenciais

de percolação de água e alteração da rocha diminuindo a resistência do meio e atuando na deflagração dos processos de gravitacionais.

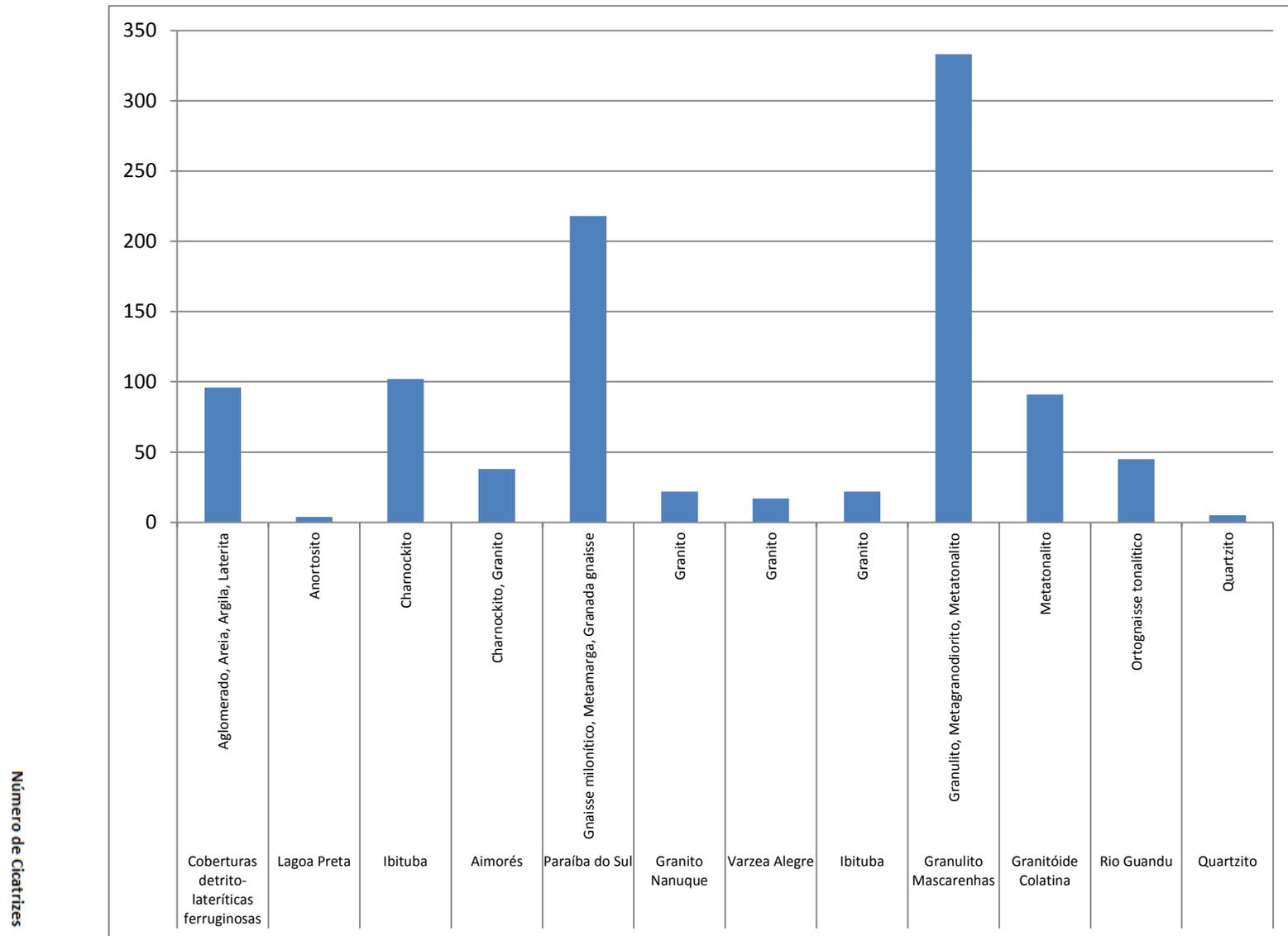
Ainda para Vanacôr (2006) estruturas como fraturas e falhas representam importantes descontinuidades mecânicas e hidráulicas podendo deflagrar a ruptura e, por consequência, causar movimentações de massa.

#### Maciços Terrosos

Vários parâmetros e propriedades do solo tem influência direta ou indireta na suscetibilidade a movimentos de massa como, por exemplo: peso específico, porosidade, índice de vazios, mineralogia, granulometria, permeabilidade (Nunmer, 2003), entre outros.

Um dos principais fatores de instabilidade, segundo Fernandes & Amaral (2003), é quando depósitos de encostas estão diretamente sobre rocha são gerando uma descontinuidade mecânica e hidrológica ao longo desse contato. A diminuição da condutividade hidráulica nesse contato favorece a geração de fluxos d'água sub superficiais, com condições críticas de poro-pressão positivas alcançadas em eventos pluviométricos de alta intensidade favorecendo a geração de escorregamentos translacional (Vanacor, 2006).

Nesse trabalho foram cruzados, dados referentes a geologia da região de Baixo Guandu com as cicatrizes de deslizamentos mapeadas a fim de se encontrar unidades geológicas mais predisponentes a ocorrer deslizamentos (Tabela 2).A carta geológica utilizada foi o Mapa Geológico do Espírito Santo (CPRM, 2015) e o cruzamento das informações foi feita em ambiente SIG.

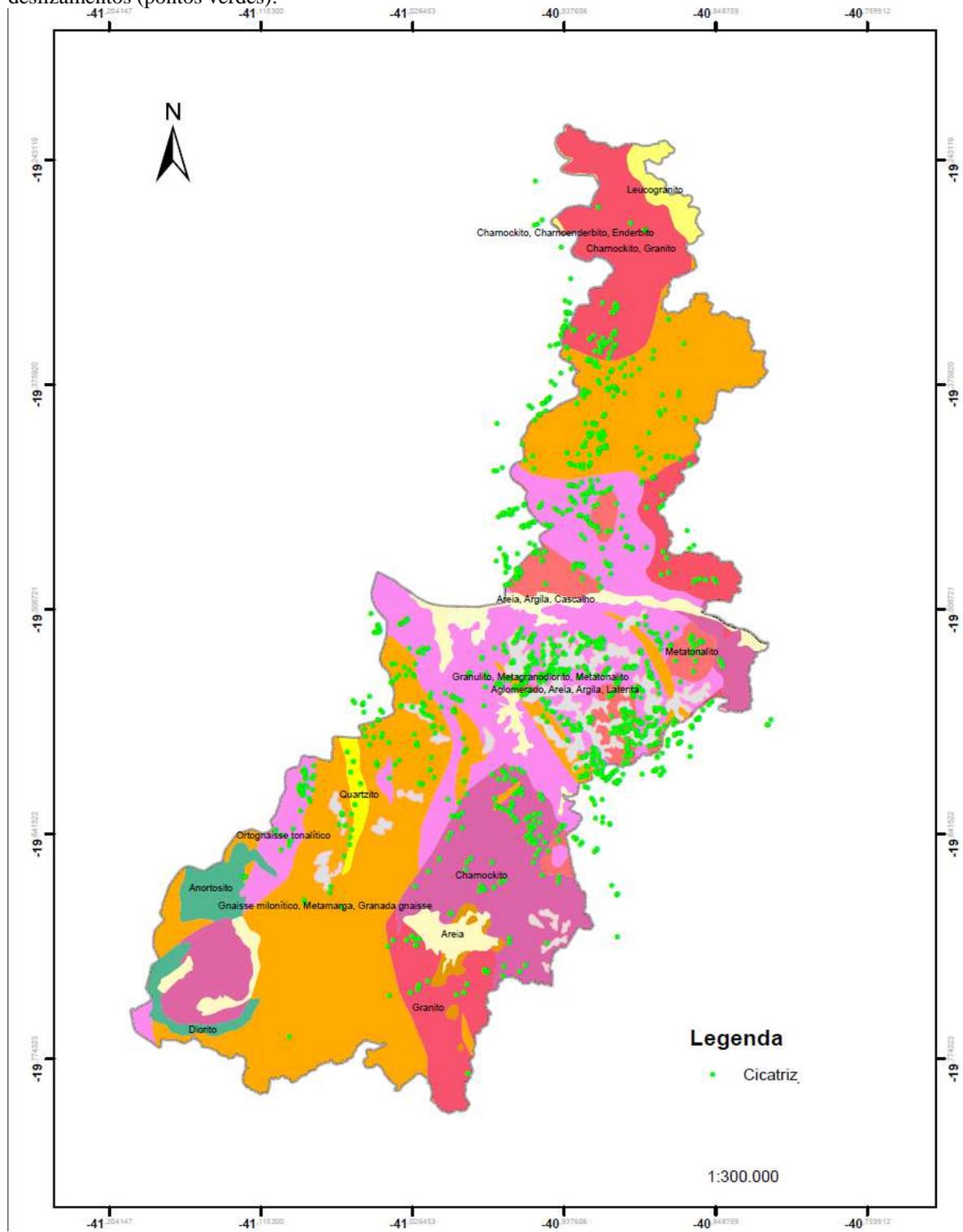


**Tabela 2** - Quantitativo de cicatrizes por unidades geológicas e os respectivos litotipos.

Pôde-se observar a partir do cruzamento dos dados que a maior parte dos deslizamentos (mais de 300) ocorreram na unidade do Granulito Mascarenhas onde afloram na região, principalmente, metagranodioritos e metatonalitos. No complexo Paraíba do Sul, onde afloram gnaisses aluminosos e gnaisses miloníticos também houve expressiva ocorrência de movimentos de massa, com mais de 200 cicatrizes (Figura 39).

Nota-se que a maior parte dos deslizamentos ocorreu em áreas onde o substrato é formado por rochas deformadas com descontinuidades marcadas por bandamentos e zonas de intenso fraturamento que permitem a percolação de água e, por consequência, a diminuição da resistência do maciço.

**Figura 39** – Mapa geológico simplificado de Baixo Guandu – ES, sobreposto com as cicatrizes de deslizamentos (pontos verdes).



Fonte: Modificado de CPRM (2015).

## 8. CONCLUSÕES

Observou-se com os estudos prévios realizados, que os movimentos de massa são oriundos de uma conjugação de vários fatores físicos do terreno como declividade de encostas, geomorfologia, geologia e principalmente do regime e intensidade de chuvas que atingiram a região.

Observou-se, pela análise da correlação das cicatrizes de deslizamento com a declividade, que 77% dos deslizamentos ocorreram em vertentes com declividade menor que 30°.

Em relação à correlação das cicatrizes com a geologia, observou-se que 55% do total dos deslizamentos ocorreram em solos residuais de gnaisses miloníticos, metamargas, metagranodioritos e metatonalitos.

As chuvas que atingiram a região de estudo desse trabalho no mês de dezembro de 2013 foram aproximadamente quatro vezes maior que a média histórica para esse mês.

Notou-se para o caso de estudo em Baixo Guandu - ES uma clara correlação entre o acumulado de chuvas de dois dias anteriores e a deflagração dos movimentos de massa. Esse resultado difere da bibliografia clássica desse tipo de estudo, provavelmente, devido as análises realizadas nesse trabalho tomaram como base dados de chuvas espacialmente distribuídos, e não por meio de pluviômetros que fornecem informações pontuais de precipitação.

Ressalta-se que cada parâmetro observado nesse trabalho teve sua contribuição para a deflagração dos movimentos de massa, estabelecendo-se faixas de valores que os deslizamentos foram mais frequentes. Entretanto, como dito anteriormente, o acumulado de chuvas entre os dias 23/12/2013 e 24/12/2013 foi o fator que mais apresentou correlação com a distribuição das cicatrizes.

Espera-se com esse trabalho contribuir para o conhecimento dos eventos deflagradores de movimentos de massa e fornecer subsídios técnicos para que desastres desse tipo sejam mitigados.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A. C.; PERES, G. G.; CRUZ, S.; WHITTINGTON, A. Kinematic evolution of the Araçuaí-West orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **149**: 43-63. 2006.

ALKMIM, F. F.; PEDROSA-SOARES, A. C.; RONCATO, J.; GRADIM, C.; BELÉM, J.; VOLL, E. O Feixe de Lineamentos Colatina. Roteiro de Excursão, Rede de Estudos Geotectônicos. 2012.

ALMEIDA, F. F. M.; NEVES, B. B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Plataform. *Earth-Science Reviews*, **50**:77-111. 2000.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgar Blücher, São Paulo, p. 282-307. 1984.

ALMEIDA, F. F. M.; AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. The precambrian evolution of the South american cratonic margin south of Amazon river. In: Nairn, E. M.; Stehli, F. G. (Ed.). *The ocean basins and margins*. New York. p. 411-446. 1973

AMARAL, C. P. Escorregamentos no Rio de Janeiro: Inventário, Condicionantes e Redução de Risco. MS Dissertation, PUC, Rio de Janeiro, RJ, 269 p. 1997.

ANDERSON, S. A. & SITAR, N. Analysis of Rainfall-induced Debris Flows. *Journal of Geotechnical Engineering*, **121**(7): 544-552. 1995.

ANJOS, R. S.; CANDEIAS, A. L. B.; NÓBREGA, R. S.; Caracterização das chuvas do satélite TRMM em Petrolândia-PE. In revista Brasileira de Climatologia, **18**, 307-326p. 2016.

ANJOS, C. A. M.; CERRI, L. E. S.; GANDOLFI, N. Situações de risco e medidas de prevenção de acidentes em encostas ocupadas na cidade de Maceió (AL), Brasil. In: Pan am. Symp. Of Landslides & Braz. Conf. on Slope Stability, 2 PSL/ COBRAE, Rio de Janeiro, 1997. Proceedings, II: 773 – 782. 1997.

ARAÚJO, M. H. M. C. *Integração de dados espaciais para elaboração de mapas de risco de deslizamentos de encosta. Ms Dissertation*, Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas e Tecnológicas da Geoinformação, Universidade Federal de Pernambuco. Recife-PE 138p. 2014.

AUGUSTO, FILHO O.; VIRGILI, J. C. *Estabilidade de Taludes. Geologia de Engenharia*, A.M.S. Oliveira & S.N.A. Brito (eds.), Oficina de textos, São Paulo, pp. 243-269. 1998.

AZEVEDO, G. F. *Análise da Relação Chuva-Escorregamento em Regiões Tropicais Montanhosas Urbanas, caso de Estudo Rio de Janeiro, Brasil. 2011. Ms Dissertation*– Universidade de Brasília, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental – Rio de Janeiro – RJ 136p. 2011.

BRITO-NEVES, B. B.; CAMPOS-NETO, M. C.; FUCK, R. From Rondinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano -Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*. **22**: 155-199. 1999.

CAMPOS-NETO, M. C. & FIGUEIREDO, M. C. H. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *J.S. Amer. Earth Sc.:* 8: 143-162. 1995.

CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações da circulação atmosférica. *Revista Brasileira de Meteorologia.*, 1, 83-90. 1986.

CASTAÑEDA, C.; SOARES, A. C. P.; BELÉM, J. ;GRADIM, D.; DIAS, P. H. A.; MEDEIROS, S. R.; OLIVEIRA, S. *Geologia da folha Ecoporanga SE.24-Y-A-III: escala 1:100.000. Brasília: CPRM; Belo Horizonte: UFMG. 1 CD-ROM. 2007.*

CPRM – Serviço Geológico do Brasil *Texto Explicativo dos Mapas Geológicos e de Recursos Minerais do Estado do Espírito Santo, Brasil. Escala 1:400.000. Ministério de Minas e Energia – Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Brasília, 294p. 2015.*

CPRM – Serviço Geológico do Brasil *Carta de Suscetibilidade de Baixo Guandu – Espírito Santo, Brasil. Escala 1:100.000. Ministério de Minas e Energia – Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Brasília. 2006.*

CROSTA, G. 1998. Regionalization of rainfall threshold: an aid for landslide susceptibility zonation. *Environmental Geology*, **35**(2-3): 131-145.

CROSTA, G.; FRATTINI, P. Distributed Modeling of Shallow Landslides Triggered by Intense Rainfall. *Natural Hazard and Earth System Sciences*, **3**: 81-93. 2003.

CRUDEN, D. M. A simple definition of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, **43**:27-29. 1991.

DANTAS, M. E. (Org) Biblioteca de Padrões de Relevô – Carta de Suscetibilidade a Movimentos de Gravitacionais de Massa e Inundação – CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2016.

DE CAMPOS, C. P.; MENDES, J.; LUDKA, I.; DE MEDEIROS, S.; COSTA-DE-MOURA, J.; WALLFASS, C. A. Review of the Brasiliano magmatism in the southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on post-collisional magmatism. In: The 750-550 Ma Brasiliano Event of South America, Weinberg R., Trouw R., Fuck R., Hackspacher P. *Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition, ISSN: **17** 1441- 8142. 2004.

DEINA, M. A.; COELHO, A. L. N. A influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) nos Eventos de Inundação no Baixo Jucu em Vila Velha (ES). *Geografia (Londrina)* v. 24 n. 2 p. 5-23. 2015.

DEFESA CIVIL – ES Relatório Desastres - ES 2000-2008. Disponível em:<<http://www.defesacivil.es.gov.br>>. Acesso em ago. de 2016. 2014.

EGYDIO-SILVA, M.; VOUCHEZ, A. Connecting the Araçuaí and Ribeira Belts (SE Brasil): Progressive Transition from Contractional to Transpassive Strain Regime During the Brasiliano Orogeny. In GONDWANA 14, 2011, Búzios. Abstract v. 1 p. 120 – 120. 2011

ELBACHÁ, A. T.; CAMPOS, L. E. P.; BAHIA, R. F. C. Tentativa de Correlação entre precipitação e deslizamento na cidade de Salvador. In 1º Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encosta (COBRAE) – Rio de Janeiro – RJ. **3** 647-656P. 1992.

FÉBOLI, W. L. (Org.). *Domingos Martins, folha SF.24-V-A-VI: estado do Espírito Santo*. Brasília: DNPM, CPRM. 162 p. Escala 1:100.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. 1993a.

FEIJÓ, R. L.; PAES, N. M.; D'ORSI, R. N. Chuvas e movimentos de massa no município do Rio de Janeiro. In: Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas, III COBRAE. 2001.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. Movimentos de massa uma abordagem geológica / geomorfológica. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. (Eds.) *Geomorfologia e Meio Ambiente*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, **3**: 123-194. 2010.

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an ETA coordinate model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52, p. 1573-1584, 1994.

FIORI, A. P.; CARMIGNANI, L. *Fundamentos de Mecânica dos solos e das rochas: aplicação na estabilidade de taludes* – Ed. UFPR – Curitiba, PR. 2009.

FORTES, P. T. F. O.; BASTOS, A. C.; LANA, C. E.; ALTHOFF, F. J.; ESPINOZA, J. A. A.; CAMPOS, R. S.; SILVA, L. C. (COORD.); VIEIRA, V. S. (REV.). Folha Aracruz (SF.24-Y-D-IV), escala 1:100.000. Rio de Janeiro: CPRM, 2014. Programa Geologia do Brasil. 2014.

GANDU, A. W.; GEISLER, J. E. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48, p. 1822-1836, 1991.

GRADIM, C. T.; QUEIROGA, G. N.; RONCATO, J. G.; NOVO, T. A.; PEDROSA-SOARES, A. C. Mapa Geológico da Folha Mantena, escala 1:100.000. Rio de Janeiro, CPRM – Serviço Geológico do Brasil – UFMG – PRONAGEO. 2007.

GRADIM, C.; RONCATO, J.; PEDROSA-SOAREAS, A. C.; CORDANI, U.; DUSSIN, I.; ALKIMIM, F. F.; QUEIROGA, T. J.; SILVA, L. C.; BABINSKI, M. The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation. In *Brazilian Journal of Geology*, **44** (1) 155-180. 2014.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C M. Estabilidade de taludes Naturais e de Escavação. São Paulo: Edgard Blucher, 2ª ed., 194p. 1984.

GUIDICINI, G.; IWASA, O. Y. Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido. Relatório nº 1080, IPT, São Paulo, Brasil, 48 p. 1976.

GUIMARÃES, M.B. Fenômenos Climáticos: a Zona de Convergência do Atlântico Sul em dezembro de 2013 e seus efeitos no Espírito Santo-Brasil, XII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste. Natal-RN. 2014

HANSEN, M. J. Strategies for classification of landslides. In: Brindsen, D.; Prior D. B. (Eds.) Slope instability. Salisbury: John Wiley e Sons. p. 1-25. 1984

HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. M. The Ribeira folded belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4): 257-266. 1975

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. R.; Brito Neves, B. B. (Org.). *Geologia do Continente Sul-Americano - evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 203-235. 2004.

HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; BOLVIN, D.T.; GU, G.; NELKIN, E.J.; BOWMAN, K.P.; STOCKER, E.F.; D.B. Wolff The TRMM multi satellite precipitation analysis (TMPA): quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scales *J. Hydrometeorol.*, 8 (2007), pp. 38–55.

HUFFMAN, G. J., BOLVIN, D. T.; BRAITHWAITE, D.; HSU, K.; JOICE, R.; KIDD, C., NELKIN, E. J.; XIE, P.; NASA Global Precipitation Measurement (GPM) Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG). Algorithm Theoretical Basis Doc., version 4.5, 26 pp. 2015a

HUFFMAN, G. J; BOLVIN, D. T.; NELKIN, E. J. Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG) technical documentation. NASA Doc., 47 pp. 2015b.

HUFFMAN, G. J; BOLVIN, D. T.; NELKIN, E. J. Day 1 IMERG final run release notes. NASA Doc., 9 pp. 2015c.

INFANTI, JUNIOR N.; FORNASARI, FILHO N. Processos de Dinâmica Superficial. In: OLIVEIRA, A.M.S. & BRITO, S.N.A. (Eds.). *Geologia de Engenharia*. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE), cap. 9, p.131-152. 1998.

INSTITUTO DE PESQUISAS TÉCNOLÓGICAS (IPT). Estudo das instabilizações de encostas da Serra do Mar na região de Cubatão objetivando a caracterização do fenômeno “corrida de lama” e prevenção de seus efeitos. São Paulo: IPT, 185 p. (Relatório n. 26258). 1989.

JONES, F. O. Landslides of Rio de Janeiro and Serra das Araras escarpment. Brasil. Washington, United States Government Office, 42pp. (Geological Survey Professional Paper 697p). 1973.

KALNAY, E.; MO, K. C.; PEAGLE, J. Large-amplitude, short-scale stationary Rossby waves in the Southern Hemisphere: observations on mechanistic experiments to determine their origin. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(3), 1986.

KARNIOL, T. R. & MACHADO, R. Análise geométrica cinemática de um segmento na região do baixo Rio Doce entre Aimorés (MG) e Colatina (ES). *Revista Brasileira de Geociências* **34**: 373–382. 2004.

KODAMA, Y. M.; Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. *J. Meteor. Soc. Japan*, 71, 581-610. 1993.

KOUSKY, V. E.; Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Rev. Bras. Meteo.*, 3, 217-231. 1988.

LIMA, M. L. C.; SILVA, J. M. R.; SIGA JÚNIOR, O. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL: folha SD.24 Salvador. Rio de Janeiro, v.24, p. 25-192. Levantamento de Recursos Naturais, 2. 1981.

LI, A. G.; YUE, L. G.; THAM, L. G.; LEE, C. F.; LAW, K. T. Field-monitored variations of soil moisture and matric suction in a saprolite slope. *Canadian Geotechnical Journal*, **42**(1): 13-26. 2005.

MARINHO, R. Estimativa de Áreas com Potencial de Deslizamentos de Terra na Região do Morro do Baú, Santa Catarina, Através do Modelo de Relação de Frequências e SIG. In *Revista Geonorte* **10** (1) 136-140p. 2014.

MARINHO, C. A. S. Estudos geológico-geotécnico da UHE de Simplício. Monografia de Graduação, Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. 98 pp. 2007.

MARTINS, V. T. S.; TEIXEIRA, W.; NOCE, C. M. ; PEDROSA-SOARES, A. C. Sr and Nd characteristics of Brasiliano /Pan-African granitoid plutons of the Araçuaí Orogen, Southeastern Brazil: tectonic Implications. *Gondwana Research*. **7**:75-89. 2004.

MATLAN, S. J. Back analysis of rainfall induced landslide in Sabah by Perisi Model. Thesis for the award of the degree of Master of Engineering, Universiti Teknologi Malaysia, Johor Bahru, Malaysia, 93 p. 2009.

MELLO, F. M. Litogeoquímica e Química Mineral do Maciço Charnockítico Aimorés-MG. *PhD Thesis*- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo 167p. 2000.

MELLO, F. M.; MACHADO, R.; BILAL, E. Petrografia e Geoquímica do Complexo Charnockítico de Aimorés: Um Exemplo de Plutonismo Pós-orogênico do Cinturão Araçuaí/Ribeira. *Revista do Instituto de Geociências– USP*, **11**: (1) 33-57. 2011.

MENDES, J. C.; WIEDMANN, C. M. Conditions of formation of charnockitic magmatic rocks from the Varzea Alegre massif, Espírito Santo, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **4**: (29) 47-54. 1999.

MI, Ministério da Integração Nacional. 2012“**COBRADE – Classificação e Codificação de Desastres**”. Secretaria da Defesa Civil. Disponível em <[http://www.defesacivil.es.gov.br/conteudo/instr\\_e\\_docs/codar/default.aspx](http://www.defesacivil.es.gov.br/conteudo/instr_e_docs/codar/default.aspx)>. Acesso em 26 de ago. de 2016.

NALINI, J. R.; H. A. Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil). *PhD Thesis* - École des Minas de Saint-Etienne, Saint Etienne, França 237p. 1997.

NOCE, C. M.; MACAMBIRA, M. J. B.; PEDROSA-SOARES, A. C. Chronology of Neoproterozoic-Cambrian Granitic Magmatism in the Araçuaí Belt, Eastern Brazil, based on Single Zircon Evaporation Dating. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:025-029. 2000.

NOVAIS, L. C. C.; TEIXEIRA, L. B.; NEVES, M. T.; DAS RODARTE, J. B. M.; ALMEIDA, J. C. H. DE VALERIANO, C. M. Novas ocorrências de diques de diabásio na faixa Colatina-ES: estruturas rúpteis associadas e implicações tectônicas para as bacias de Campos e do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **12**, (1)191-194. 2004.

NUMMER, A. V. Parâmetros Geológico-Geotécnicos controladores dos Movimentos de Massa na Rota do Sol/RS 486 – Itati, RS. *PhD Thesis*, PPGEC-UFRGS, Porto Alegre, 220 p. 2003.

OLIVEIRA, M. A. F. Folhas Conselheiro Pena/São Gabriel da Palha (SE.24-Y-C-II/SE.24-Y-CIII), escala 1:100.000. CD-ROM e mapas impressos. In: Projeto Leste. Belo Horizonte, CPRM-CODEMIG. 2000.

PASSOW M. J. Tropical Rainfall Measuring Mission: Bringing remote sensing of precipitation into your classroom. *Terra e Didática*, **6** (1): 03-08 [www.ige.unicamp.br/terraedidatica](http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica) 2010.

PARIZZI, M. G.; SEBASTIÃO, C. S.; VIANA, C. S.; PFLUEGER, M. C.; CAMPOS, L. C.; CAJAZEIRO, J. M. D.; TOMICH, R. S.; GUIMARÃES, R. N.; ABREU, M. L.; SOBREIRA, F. G.; REIS, R. Correlação entre Chuvas e movimentos de massa no município de Belo Horizonte, MG. In *Geografias* **6**: (2) 49-68. 2010.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; WIEDMANN-LEONARDOS, C. M.; PINTO, C. P. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: An Overview of a Confined Orogen formed during Gondwanaland Assembly. *Precambrian Research*, **110**: 307-323. 2001.

PEDROSA-SOARES, A.C.; ALKMIM, F. F.; TACK, L.; NOCE, C.M.; BABINSKI, M.; SILVA, L. C.; MARTINS-NETO, M. A. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. In: Pankhurst R., Trouw R., Brito-Neves B B., Wit M. de. 2007. The Gondwana Supercontinent in the South Atlantic Region. Special Publication; Geological Society of London, 294p. 2007.

PEDROSA-SOARES, A. C.; WIEDMANN-LEONARDOS, C. M. Evolution of the Araçuaí Belt and its Connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: Cordani, U. G.; Milani, E.; Thomaz-Filho, A. (Ed.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: SBG, p. 265-285. 2000.

PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS, C.; NOCE, C. M.; SILVA, L. C.; NOVO, T.; RONCATO, J.; MEDEIROS, S.; CASTAÑEDA, C.; QUEIROGA, G.; DANTAS, E.; DUSSIN, I.; ALKMIM, F. F. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen, the Eastern Brazilian Pegmatite province and related mineral resources (SE Brazil). In: Sial, A. N.; Bettencourt, J.; De Campos, C.P.; Ferreira, V. P. (Ed.). *Granite-related ore deposits*. London: Geological Society, p. 25-51. (Geological Society special publication, n. 350). 2011.

PICHLER, E. Aspectos geológicos dos escorregamentos de Santos. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo **6**: (2) 69-77. 1957.

QUEIROGA, G. N.; PEDROSA-SOARES, A. C.; RONCATO JÚNIOR, J. G.; DIAS, P. H. A.; GUIMARÃES, H. A.; COUTINHO, M. O. G.; FREITAS, N. C.; GRADIM, C. T.; BRAGA, F. C. S.; NOVO, T. A. Geologia e recursos minerais da folha Nova Venécia SE.24-Y-B-IV: estado do Espírito Santo, escala 1:100.000. Belo Horizonte: CPRM. 1 CD-ROM. Parceria com a Universidade Federal de Minas Gerais. Programa Geologia do Brasil. Levantamentos Geológicos Básicos. 2012.

ROCHA, A. M. G. de C.; GANDU, A. A Zona de Convergência do Atlântico Sul. Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA); Instituto Astronômico e Geofísico (IAG); Universidade de São Paulo (USP) Disponível em: . Acesso em: 02 jun. 2013.

ROZANTE, J. R; MOREIRA, D. S; GONÇALVES, L. G. G; VILA, D. A. Combining TRMM and Surface Observations of Precipitation: Technique and Validation over South America. *Weather Forecasting*. **25**: 885-894. 2010.

SANTORO, J.; MENDES, R. M.; PRESSINOTI, M. M. N.; MANOEL, G. R.; Correlação entre chuvas e deslizamentos ocorridos durante a operação do plano preventivo de defesa civil em São Paulo, SP. In: Anais do 7 Simpósio de Cartografia Geotécnica e Geoambiental – 7SBCGG, cd ROM, Agosto, Maringá, Pr. ABGE, UEM, 2010. p 1- 14. 2010.

SHARPE, C. F. S. Landslides and related phenomena. *Columbia University press*, New York. 1938.

SIGA, JR. O. A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. MS Dissertation, Instituto de Geociências USP, São Paulo 140 pg. 1986.

SILVA, J. M. R.; LIMA, M. L. C.; VERONESE, V. F.; RIBEIRO JÚNIOR, R. N.; ROCHA, R. M.; SIGA JÚNIOR, O. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SE.24 Rio Doce. Rio de Janeiro: IBGE. v.34. 1987.

SKEMPTON, A. W.; HUTCHINSON, J. N. Stability of Natural Slopes and embankment foundations. State of the Art report, In: ICSMFE 7th, 1969. México: State of the Art, p.291-340. 1969.

SOUZA, E. B. Fundamentos e Programação Básica. Curso de Extensão. Departamento de Meteorologia, Centro e Geociências – UFPA 2004.

TATIZANA, C. *et al.* Análise de Correlação Entre chuvas e Escorregamentos – Serra do Mar – Município de Cubatão, Anais de 5º congresso brasileiro de geologia e engenharia. Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo S.A. – IPT, 23 p. 1987.

TAVEIRA, V. **A matemática das chuvas: os verdadeiros números das enchentes no ES.** Disponível em <<http://www.revistaesbrasil.com.br>>. Acesso em jun. de 2016. 2014.

TERLIEN, M. T. J. The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Environmental Geology*, **35**: (2-3) 124-130. 1998.

TOMINAGA, L. K. Escorregamentos. In: TOMINAGA, L. K. et al. (orgs). *Desastres Naturais – Conhecer para prevenir*. 1a ed. São Paulo: Instituto Geológico, p. 25-38.

TOMINAGA, L. K. 2007. Avaliação de Metodologias de Análise de Risco a Escorregamentos: Aplicação de um ensaio em Ubatuba, SP. PhD Thesis, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Universidade de São Paulo. São Paulo, 240p. 2009.

TULLER, M. P. Colatina, folha SE.24-Y-CVI: estado do Espírito Santo. Brasília: DNPM, CPRM, 176 p. 2 mapas. Escala 1:100.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. 1993.

TURNER, F. J. & WEISS, L. E. Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. McGraw Hill, New York, 545p. 1963.

USGS 2004. Landslides Types and Processes. U.S. Geological Survey, Fact Sheet n. 2004-3072, 4 p.

VANACÔR R. N. Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento aliados ao mapeamento das áreas suscetíveis a movimentos de massa na região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul. MS Dissertation. Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Porto Alegre – RS. 2006.

VARGAS, M.; PICHLER, E. Residual soil and rocks slides em Santos (Brazil). International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 4, London. Proceedings London, International Society for Soil Mechanics and Foundation Engineering 2, v.2, tema 6, trabalho 6/27. P. 394-398. 1957.

VARNES, D. J. Slope movement and types and process. In: R.L. SCHUSTER; R.J.KRIZEK (Eds.) Landslides: Analysis and control. Transportation Research Board Special Report 176. National Academy of Sciences, Washington DC, p. 11-33. 1978.

VIEIRA, V. S. Significado do Grupo Rio Doce no Contexto do Orógeno Araçuaí. PhD Thesis, UNB, Brasília, DF, 117 p. 2007.

VIEIRA, V. S.; NOCE, C. M.; SILVA, L.C.; PEDROSA-SOARES, A.C. Idades U-Pb SHRIMP de Áreas-Fontes da Sedimentação do Grupo Rio Doce, Orógeno Araçuaí. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Aracaju, Anais, p. 313. 2006.

VIEIRA, V. S. (Org.). Baixo Guandu, folha SE. 24-Y-C-V: estado de Minas Gerais e Espírito Santo. Brasília: DNPM; CPRM. 175 p. 2 mapas. Escala 1:100.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. 1993.

VIEIRA, V. S.; DUSSIN, T. M.; HORN, A. H. Plutonismo sin e tardi/pós Colisional no Brasileiro: Exemplo do Maciço Lagoa Preta. In *Geonomos* **14**: (1,2) 87 – 96. 2006.

VIEIRA, V. S.; SILVA, M. A.; CORRÊA, T. R.; LOPES, N. H. B. Mapa Geológico do Estado do Espírito Santo, escala 1: 400.000. In: simpósio brasileiro de exploração mineral – SIMEXMIN ,6 , 2014. Ouro Preto. Secção Pôster Ouro Preto. 2014.

VIEIRA, V.S. (Org.). Cachoeiro de Itapemirim, folha SF.24-V-A: estados de Espírito Santo, Minas Gerais e Rio de Janeiro. Brasília: CPRM. 110 p. Escala 1: 250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. 1997.

WANG, G.; SASSA, K. Pore-pressure Generation and Movement of Rainfall-induced landslides: Effects of Grain Size and Fine-particle Content. *Engineering Geology*, **69**: 109-125. 2003.

WIEDEMANN, C. M.; BAYER, P.; HORN, H.; LAMMERER, B.; LUDKA, I. P.; SCHIMIDT-THOME, R.; WEBER-DIEFENBACH, K. Maciços Intrusivos do sul do Espírito Santo e seu contexto regional. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, **16**:(1) 24-37p. 1986.

WOLLE, C. M.; CARVALHO, C. S. Deslizamentos em encostas na Serra do Mar – Brasil. *Solos e Rochas*, **12**: 27-36. 1989.

WOLLE, C. M.; HACHICH, W. Rain-induced landslides in southeastern Brazil. Proceedings 12th International Conference Soil Mechanics and Foundation Engineering. Rio de Janeiro, **3**: 1639-1642. 1989.

ZARUBA, Q.; MENCLI, V. Landslides and their control: development in geotechnical engineering. Amsterdam: *Elsevier*, 324 p. 1982.