



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



*Trabalho de Conclusão de Curso
Graduação em Geologia*

**Caracterização do Movimento Gravitacional de Massa ocorrido em 15
de novembro de 2011, na Bacia do Rio do Entupido, município de
Queluz-SP**

Ewerton da Silva Guimarães

Orientador: Prof. Dr. Jefferson de Lima Picanço

Co-orientador: MSc. Celso Aluísio Graminha

**Campinas
Junho de 2017**



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



*Trabalho de Conclusão de Curso
Graduação em Geologia*

**Caracterização do Movimento Gravitacional de Massa ocorrido em 15
de novembro de 2011, na Bacia do Rio do Entupido, município de
Queluz-SP**

EWERTON DA SILVA GUIMARÃES

Trabalho de Conclusão de Curso, apresentado em 5 de Julho de 2017 para obtenção do título de Bacharel em Geologia pelo Instituto de Geociências da UNICAMP.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Jefferson de Lima Picanço (orientador)

Prof. Dr. Alessandro Batezelli

Prof. Dr. Vinícius Tieppo Meira

**Campinas
Junho de 2017**

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos vão, primeiramente e certamente, aos meus pais, Gilda e Roberto, por todo o apoio incondicional ao longo de toda a minha jornada universitária e por toda a minha vida. A confiança e perseverança que vocês me depositaram me mantiveram no caminho certo mesmo quando não havia caminho algum. Agradeço também aos meus companheiros de turma por todos os bons (e também os maus) momentos que eternizamos em nossas mentes e por todo o apoio e parceria em tempos difíceis e incertos.

Agradeço em especial aos meus amigos Henry, Lucas, Caleb, João Ponte, Flávia e Daniel que, apesar de às vezes estarmos a um Oceano Atlântico de distância, vivenciamos lado a lado as mesmas experiências que tornaram a nossa vida universitária um momento único. Momento este que, sem dúvidas, contribuiu e continuará contribuindo para sermos quem hoje somos. Agradecimentos especiais também para meus amigos Jeferson, Carlos e André por todas as “prosas saudáveis” que trocamos.

Agradeço igualmente ao Instituto de Geociências e UNICAMP e, claro, aos meus orientadores Prof. Jefferson Picanço e Celso Graminha por todas as oportunidades e conhecimentos trocados. Meus sinceros agradecimentos, também, ao Sr. Paulo Sampaio (Paulinho), pelo apoio durante as atividades de campo e também ao Sr. Cosme pelo valioso material fotográfico cedido.

Por último, mas não menos importante, agradeço imensamente à minha amada Melanie por toda cumplicidade e por sempre acreditar em mim. Obrigado por todo incentivo e confiança.

RESUMO

No dia 15 de novembro de 2011 ocorreu um movimento gravitacional de grandes proporções nos arredores do município de Queluz-SP, região da Serra da Mantiqueira. O evento está localizado, mais especificamente, dentro dos limites geográficos do Maciço Alcalino de Passa-Quatro e da Bacia Hidrográfica do Rio do Entupido. O evento pode ser caracterizado como um processo dividido em dois estágios: I) O colapso da encosta, que é classificado como um *Escorregamento de Rochas Translacional*; II) O transporte do material detrítico através do canal do Rio do Entupido, que é classificado como *Avalanche de Rochas* do tipo *Spread*. O material detrítico se deslocou junto ao canal do Rio do Entupido por cerca de 800 m a partir da base da encosta colapsada, sendo o volume de material mobilizado de, aproximadamente, 1,1 km³. O canal acabou sendo atulhado pela grande quantidade de blocos depositados, alguns apresentando até 15 m de diâmetro.

Os principais fatores que condicionaram o movimento gravitacional de massa são as estruturas (fraturas) juntamente com o processo de infiltração e acúmulo de água no interior do maciço. Este acúmulo intensifica o intemperismo químico no interior do maciço, gerando argilominerais que, por sua vez, geram zonas de fraqueza. Adicionalmente, nos dias 14 e 15 de novembro de 2011, foram registrados consideráveis índices de chuva acumulada, que podem estar diretamente relacionados aos fatores deflagradores do evento como, por exemplo, hidratação de argilominerais nas zonas de fraqueza, aumento de carga sobre a encosta e aumento da intensidade erosiva do Rio do Entupido na base da encosta.

Para o desenvolvimento deste trabalho foi utilizado um MDS (modelo digital de superfície) com resolução de 5 m, fornecido pela EMPLASA (Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano S/A) junto com a carta topográfica de Passa-Quatro, 1:50.000, para gerar mapas temáticos que, por sua vez, foram utilizados para calcular e coletar dados morfométricos da setor serrano (Norte) da bacia do Rio do Entupido. Tais dados foram correlacionados com uma coletânea de fotografias do movimento gravitacional de massa, tiradas poucos dias após o evento (22/11/2011) e fornecida pela SABESP (Companhia de Saneamento Básico do Estado de São Paulo).

Palavras-chave: Movimento Gravitacional de Massa, Escorregamento de Rochas Translacional, Avalanche de Rochas, Serra da Mantiqueira, Bacia Hidrográfica do Rio do Entupido, Maciço Alcalino de Passa-Quatro, Fatores Predisponentes e Deflagradores.

ABSTRACT

On November 15th, 2011 a landslide of large dimensions occurred on the outskirts of the municipality of Queluz-SP, region of the Mantiqueira Mountain Range. The event is specifically situated within the geographical boundaries of the Passa-Quatro Alkaline Massif and the Rio do Entupido Watershed. This event is a process that can be divided into two different stages: I) The collapse of the slope, which is classified as a *Translational Rockslide*; II) The debris transportation through the Entupido river channel, which in turn is classified as a *Spread Rock Avalanche*. The debris was moved from the slope's base through the Entupido river channel for approximately 800 m. The volume of mobilised material is about 1.1 km³. As a result, this section of the Entupido river channel was obstructed by the amount of debris deposited and large boulders; some of 15 m diameter, approximately.

The main causes of the landslide were the structures (fractures) together with the process of water infiltration and accumulation in the massif. This accumulation of water within structures intensifies the chemical weathering, producing clayey minerals, which in turn, produce weak zones. Additionally, on November 14th and 15th, 2011, a considerable amount of accumulated rainfall was registered, which is directly related to the triggering agents of this event, for instance, saturation of clayey minerals in the weak zones, raise of the amount of weight on the slope and intensification of the erosive process at the slope's base.

For this work a DSM (digital surface model) with a resolution of 5 m, provided by EMPLASA (*Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano S/A*), was used, as well as the Passa-Quatro topographic chart (1:50,000). From them, a number of thematic maps were generated in order to calculate morphometric parameters of the mountainous (northern) area of the Rio do Entupido Watershed. These parameters were correlated with a selection of photographs of the landslide, taken on November 22nd, 2011 provided by SABESP (*Companhia de Saneamento Básico do Estado de São Paulo*).

Keywords: Landslide, Translational Rockslide, Rock Avalanche, Mantiqueira Mountain Range, Rio do Entupido Watershed, Passa-Quatro Alkaline Massif, Predisposing and Triggering factors.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	4
3. MATERIAIS E MÉTODOS	4
3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
3.2 ATIVIDADE DE CAMPO	5
3.3 ELABORAÇÃO DOS MAPAS	5
4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	7
5. CONTEXTO REGIONAL	9
5.1 ESFORÇOS NEOTECTÔNICOS	9
5.2 A ORIGEM E EVOLUÇÃO DA SERRA DA MANTIQUEIRA	12
5.3 O MACIÇO ALCALINO DE PASSA-QUATRO	17
6. MOVIMENTOS GRAVITACIONAIS DE MASSA (MGM)	18
6.1 A IMPORTÂNCIA DE SE CLASSIFICAR MGM	19
6.2 O SISTEMA DE CLASSIFICAÇÃO DE MGM PROPOSTO PRO VARNES	20
6.3 TIPOS DE MGM	21
6.3.1 Queda (<i>Fall</i>)	22
6.3.2 Escorregamento (<i>Slides</i>)	23
6.3.2.1 Escorregamento Rotacional (<i>Rotational Slide</i>)	23
6.3.2.2 Escorregamento Translacional (<i>Translational Slide</i>)	24
6.3.3 Corrida (<i>Flow</i>)	25
6.3.3.1 Corrida de detritos (<i>Debris Flow</i>)	26
6.3.4 Avalanche de detritos (<i>Debris Avalanche</i>)	27
6.3.5 Avalanche de rochas (<i>Rock Avalanche</i>)	27
6.4 CAUSA DOS MOVIMENTOS GRAVITACIONAIS DE MASSA	28
7. RESULTADOS E DISCUSSÃO	31
7.1 PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS	31
7.2 ÍNDICE DE MELTON	32
7.3 FATORES QUE OCACIONARAM O MGM	34
7.3.1 Pluviosidade	34
7.3.2 Estruturas	36
7.3.3 Intemperismo	42

7.3.4 Erosão	45
7.3.5 Declividade	48
7.4 DETERMINAÇÃO DOS FATORES PREDISPONETES E DEFLAGRADORES .	51
7.5 CLASSIFICAÇÃO DO MGM SEGUNDO VARNES.....	52
7.6 ANÁLISE DO MGM SEGUNDO STROM.....	56
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS	58
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	61
10. ANEXOS	67

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Comparação do número de desastres naturais reportados de 1901 a 2001	2
Figura 1.2 Frequência mínima registrada de MGM que causaram mais de 100 mortes pelo mundo.....	2
Figura 1.3 Movimento gravitacional de massa ocorrido em 15/11/2011, município de Queluz-SP.....	3
Figura 3.1 Fluxograma explicitando os processos operacionais para obtenção de mapas temáticos	6
Figura 4.1 Mapa de localização da área de estudo.	8
Figura 5.1 Fases de evolução tectônica do Rifte Continental do Sudeste Brasileiro.....	10
Figura 5.2 Coluna litoestratigráfica da região do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro-SP e Itatiaia-RJ.....	11
Figura 5.3 Perfil morfo-estrutural interpretado do Rifte do Paraíba do Sul (Gráben de Taubaté) e do Rifte Litorâneo (Sub-Gráben de Paraty)	12
Figura 5.4 Distribuição das principais feições geológicas da região sudeste do País adjacentes à Bacia de Santos, entre Santa Catarina e o Rio de Janeiro	13
Figura 5.5 Alinhamento Magmático de Cabo Frio com indicações de idades K-Ar e Ar-Ar disponíveis.....	15
Figura 5.6 Tentativa de reconstrução do megaplanalto ou Serra do Mar Cretácea	16
Figura 6.1 Diferentes estágios durante um movimento gravitacional de massa	19
Figura 6.2 Versão atualizada do sistema de classificação de MGM de Varnes	21
Figura 6.3 Partes componentes de um MGM do tipo escorregamento rotacional seguido de uma corrida de massa.....	22
Figura 6.4 Esquema de queda de rochas.....	23
Figura 6.5 Esquema de escorregamento rotacional.....	24
Figura 6.6 Esquema de escorregamento translacional.....	25
Figura 6.7 Esquema de corrida de detritos	26

Figura 6.8 Esquema de avalanche de detritos.....	27
Figura 7.1 Microbacias que perfazem a área do MGM utilizadas no cálculo do índice de Melton.....	32
Figura 7.2 Índice de Melton (R) e comprimento de drenagem (WL) de bacias hidrográficas localizadas na região dos Alpes Neozelandeses	34
Figura 7.3 Mapa de lineamentos estruturais e hipsométrico, com aplicação de técnica de sombreamento de relevo.....	38
Figura 7.4 Antes (A) e depois (B) do movimento gravitacional de massa com destaque para as principais estruturas visíveis.....	39
Figura 7.5 Mapa de densidade de lineamentos da área de estudo na bacia do Rio do Entupido	40
Figura 7.6 Estruturas Geológicas	41
Figura 7.7 Perfis de umidade volumétrica para diferentes declividades de relevo	42
Figura 7.8 Evidência de intemperismo químico no interior do maciço devido à penetração de água em zonas de fraqueza	44
Figura 7.9 Mapa de densidade de drenagens da área de estudos na bacia do Rio do Entupido.....	46
Figura 7.10 Feições erosivas geradas pelo MGM	47
Figura 7.11 Perfis topográficos da área de estudo	49
Figura 7.12 Mapa de declividade da área de estudos na bacia do Rio do Entupido	50
Figura 7.13 Obstrução do canal do Rio do Entupido.....	53
Figura 7.14 Delimitação do corpo compacto acompanhado de um depósito em forma de língua do MGM estudado	57
Figura 7.15 Tipos morfológicos de avalanches de rochas	58
Figura 7.16 Mapa esquemático do evento ocorrido em na região norte de Karakungey.....	58

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1 Pontos analisados e descritos em atividade de campo.....	5
Tabela 6.1 Escala de velocidades de MGM	22
Tabela 6.2 Fatores que podem causar movimentos gravitacionais de massa.....	29
Tabela 6.3 Fatores que influenciam o comportamento geomecânico dos materiais de encostas	30
Tabela 7.1 Parâmetros morfométricos calculados para a Bacia do Rio do Entupido	31
Tabela 7.2 Parâmetros morfométricos estatísticos calculados para a Bacia do Rio do Entupido	31
Tabela 7.3 Parâmetros morfométricos calculados para o Movimento Gravitacional de Massa	31

Tabela 7.4 Parâmetros morfométricos e índice de Melton calculados para cada microbacia que perfaz a área do MGM.....	32
Tabela 7.5 Análise de possibilidade de MGM ou alagamento em bacias de acordo com a correlação entre índice de Melton e comprimento de canal de drenagem segundo WILFORD et al. (2004)	33
Tabela 7.6: Chuva acumulada em 48h, entre os dias 14 e 15/11/2011 nas Estações Piquete e Passa-Quatro e sua respectiva média.....	36
Tabela 7.7: Média do total de chuva esperada para o mês de novembro, calculada a partir dos dados históricos disponíveis para cada estação e sua respectiva média.....	36

ÍNDICE DE GRÁFICOS

Gráfico 7.1 Índice diário de chuva acumulada, em milímetros, registrado de 01/10/2011 a 30/11/2011. Estação INMET/ Passa Quatro	35
Gráfico 7.2 Índice diário de chuva acumulada, em milímetros, registrado de 01/10/2011 a 30/11/2011. Estação INPE-OIKOS/ Piquete	36

1. INTRODUÇÃO

Os movimentos gravitacionais de massa (MGM), também conhecidos como escorregamentos ou deslizamentos, são eventos recorrentes em regiões de grande amplitude de relevo, principalmente em encostas de média à alta declividade. Seu impacto pode ser desde imperceptível até extremamente desastroso, afetando, direta ou indiretamente, populações inteiras, causando fatalidades e danos materiais que podem impactar significativamente na economia e desenvolvimento de uma região. ALCÁNTARA-AYALA (2002) esclarece que desastres naturais são eventos geofísicos tais como terremotos, movimentos de gravitacionais de massa, atividade vulcânica, inundações, entre outros que possam vir a afetar diferentes entidades sociais de nosso planeta. Todavia, tais desastres são apenas desastres *per se* quando afetam diretamente a sociedade, seja por danos a instalações, redes de infraestruturas, complexos industriais ou mesmo pela perda de vida humana, tornando, então, tais fenômenos em objetos de interesse dos pesquisadores, planejadores e administradores públicos (GUIMARÃES *et al.* 2008).

Apesar de pouco frequentes em relação a outros tipos de desastres (Figura 1.1), os MGM se destacam quanto aos potenciais danos que podem vir a causar. Com um constante e intenso processo de urbanização e globalização, a sociedade, muitas vezes, se encontra pressionada a ocupar regiões de encosta, suscetíveis a deslizamentos. Tais processos trazem consigo, além da população, as redes de infraestrutura a qual nossa sociedade é fortemente dependente, tais como redes de distribuição de energia, de água e esgoto, de telecomunicação, vias de acesso, oleodutos, gasodutos e etc. Desta forma todos estes elementos supracitados acabam ficando vulneráveis à MGM. Prejuízos milionários, bem como a perda de centenas a milhares de vidas humanas podem vir a acontecer, a depender da magnitude do MGM ocorrido (ALCÁNTARA-AYALA 2002; GLADE & CROZIER 2005; Figura 1.2).

De acordo com Cruden (1991), a definição mais simples de movimentos gravitacionais de massa é “movimentos de massa de rochas, solo ou detrito que se deslocam encosta a baixo”. Por outro lado, MONTGOMERY (1992) define tais movimentos como sendo escorregamentos e processos correlatos que mobilizam o solo, rocha ou ambos, de ocorrência baseada na superação das forças de tensão (gravidade atuante na declividade do terreno) em relação às forças de atrito.

A Serra da Mantiqueira (região que engloba a área de estudo) é uma região muito propícia à ocorrência de movimentos de massa devido à sua geomorfologia e às condições climáticas presentes na região. Apesar de ser um processo natural de evolução do relevo, os movimentos de massa podem também ser ocasionados pela ação antrópica, nas proximidades de vertentes, como por exemplo, ocupações irregulares em encostas seguido de conseqüente desmatamento e cortes de talude, sendo estes os casos mais preocupantes (GUIMARÃES *et al.* 2008).

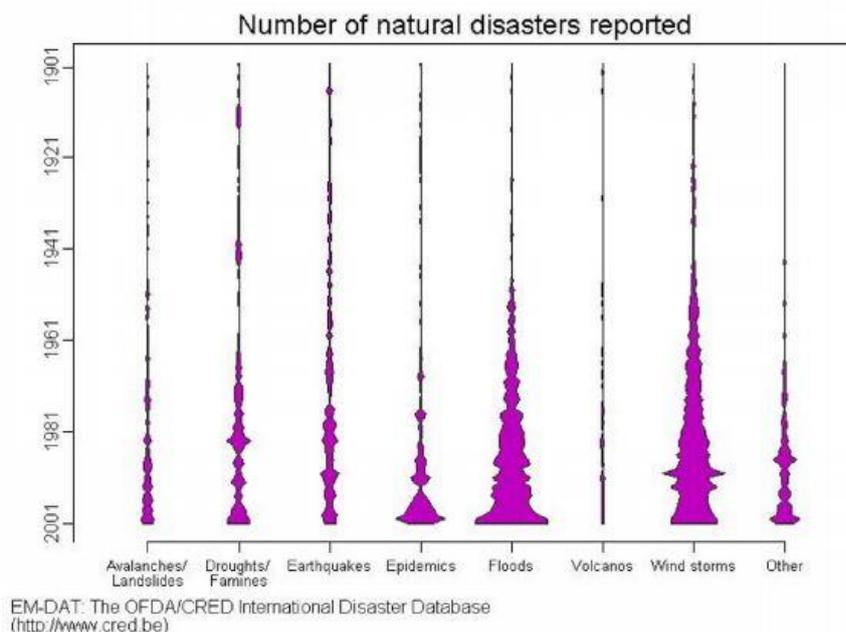


Figura 1.1: Comparação do número de desastres naturais reportados de 1901 a 2001. Retirado de GLADE & CROZIER, 2005.

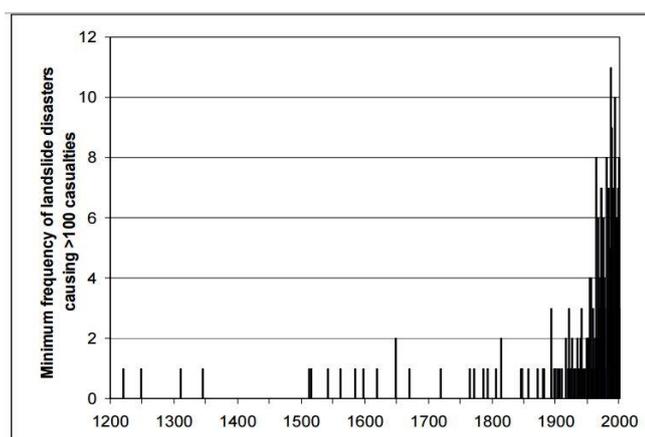


Figura 1.2: Frequência mínima registrada de MGM que causaram mais de 100 mortes pelo mundo. É importante notar que a informação mostrada neste gráfico deve ser analisada cautelosamente, devido à variação na qualidade e consistência na aquisição dos dados, tais como a variabilidade e melhoramento nas técnicas observacionais, mudanças na densidade populacional, diversidade de métodos e coletas de dados e etc. Retirado de GLADE & DIKAU, 2001 apud GLADE & CROZIER, 2005.

No dia 15 de novembro de 2011, foi relatado por alguns moradores da zona rural ao norte do município de Queluz-SP, região da Serra da Mantiqueira, um forte estrondo semelhante ao som de um trovão. O que se sucedeu foi um movimento gravitacional de massa ocorrido em uma das encostas que delimitam a bacia hidrográfica do Rio do Entupido (Figura 1.3) e é pertencente ao Maciço Alcalino de Passa-Quatro. O evento não ocasionou fatalidades ou danos a estruturas, pois a região de ocorrência se encontra suficientemente afastada das áreas mais povoadas, sendo que a construção mais próxima ao ocorrido está a cerca de 2 km de distância. No entanto, o volume de material deslocado para o Rio do Entupido foi o bastante para obstruir o abastecimento local de água do município. Foram encontrados blocos com até 15 m de diâmetros bloqueando o fluxo do rio, que nasce entre os picos Cupim de Boi (2543 m) e Pedra da Mina (2798 m).

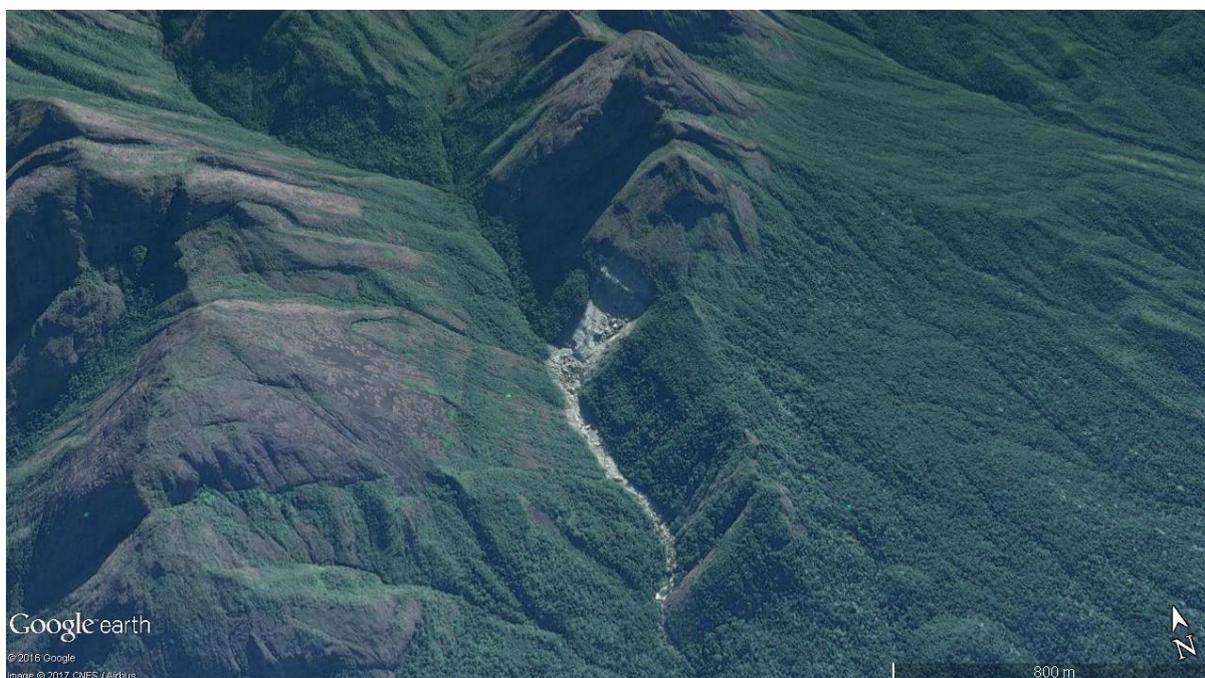


Figura 1.3: Movimento gravitacional de massa ocorrido em 15/11/2011, município de Queluz-SP. Extraído de: Google Earth Pro.

Este trabalho irá apresentar alguns parâmetros morfométricos do setor serrano (Norte) da Bacia do Rio do Entupido, calculados a partir de um MDS (modelo digital de superfície) e de seus mapas temáticos derivados, conjuntamente com imagens fornecidas pelo *software Google Earth Pro*. Tais parâmetros, em conjunto com uma coletânea de fotografias do evento (tiradas poucos dias após a ocorrência, 22/11/2011) fornecida pela SABESP (Companhia de Saneamento Básico do Estado de São Paulo) e informações coletadas em campo, forneceram uma série evidências que auxiliaram no entendimento

dos fatores predisponentes (ou condicionantes) e os fatores deflagradores que ocasionaram o MGM.

A partir do melhor entendimento dos processos envolvidos no MGM (tanto o colapso da encosta, quanto o deslocamento e deposição do material mobilizado), foi realizada a classificação do tipo de MGM segundo os critérios de VARNES (1954, 1978), atualizados por HUNGR *et al.* (2014). O MGM foi, também, analisado segundo alguns padrões universais encontrados em deslizamentos de rochas e avalanches de rochas segundo STROM (2006).

2. OBJETIVOS

O principal objetivo deste estudo é caracterizar os fatores predisponentes e deflagradores do movimento gravitacional de massa. Os objetivos específicos são:

- i. Caracterização dos fatores geológicos e geomorfológicos que influenciaram o evento;
- ii. Caracterização morfométrica do setor serrano (Norte) da bacia do Rio do Entupido e do movimento gravitacional de massa;
- iii. Análise conjunta dos fatores predisponentes e deflagradores;
- iv. Análise da área de atingimento (*runout*).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nesta etapa do estudo foram realizadas as pesquisas em base de dados de artigos, teses e materiais científicos em geral, relacionados a movimentos gravitacionais de massa (MGM), mais especificamente, aqueles que abordam a classificação de MGM e aqueles voltados ao estudo dos processos condicionantes.

Para a classificação do MGM foi utilizado o estudo de HUNGR *et al.* (2014) que, por sua vez, é uma atualização dos estudos de VARNES (1954, 1978) e CRUDEN & VARNES (1998). Os estudos de STROM (2006) também serviram de base para o entendimento e classificação dos processos de movimentação da massa deslocada e sua deposição.

Adicionalmente, foi também realizada uma breve análise de susceptibilidade à corrida de detritos das microbacias que envolvem a área do MGM, segundo os estudos de WELSH & DAVIES (2010).

3.2 ATIVIDADE DE CAMPO

A atividade de campo ocorreu nos dias 17 e 18 de março de 2017. Buscou-se alcançar a área de ocorrência do MGM para análise da litologia, contatos litológicos, estruturas, depósitos e medidas de parâmetros físicos. Entretanto, o acesso à área de estudo foi impossibilitado devido às condições adversas do tempo. A única forma de se chegar ao local de estudo é através do Rio do Entupido, que se encontrava intensamente caudaloso devido às chuvas ocorridas na região. O acesso direto pela mata também não foi possível, pois a vegetação é extremamente densa, impossibilitando o deslocamento.

No entanto, foi possível analisar a geologia local, porém, fora da bacia do Rio do Entupido. A Tabela 3.1 apresenta, resumidamente, os dados coletados em campo.

Tabela 3.1: Pontos analisados e descritos em atividade de campo.

Pontos	UTM Leste	UTM Norte	Descrição
ESG1	520298	7513907	Depósito de colúvio. Solo argiloso, cerosidade, seixos rolados. Solo envolve bloco rolado de ~2,5 m de diâmetro.
ESG2	522480	7512128	Depósito de colúvio. Solo bem desenvolvido, argiloso, estruturas prismáticas, cerosidade, plasticidade expressiva.
ESG3	522636	7512521	Solo não tão plástico, linha de seixos, concreções tubulares.
ESG4	521924	7513584	Contato solo/rocha (gnaisse), blocos rolados de dimensões decamétricas.
ESG5	522719	7509524	Embasamento gnaissico, filonitos e milonitos, grade quantidade de filossilicatos.

Durante a atividade de campo entrevistou-se alguns moradores do município de Queluz, inclusive um funcionário da empresa SABESP (Companhia de Saneamento Básico do Estado de São Paulo) que forneceu material fotográfico da área do MGM. As fotos foram tiradas no dia 22/11/2011, poucos dias depois da ocorrência.

3.3 ELABORAÇÃO DOS MAPAS

A definição dos parâmetros morfométricos foi inteiramente realizada em ambiente SIG (Sistemas de Informação Georreferenciadas) com a utilização da plataforma *ArcGIS 10.5* e do *software Google Earth Pro 7.1*.

A princípio, a área de estudo foi selecionada e analisada com auxílio das imagens orbitais fornecidas pelo *Google Earth Pro*. Ainda com o auxílio deste mesmo *software*, foi

analisada a área de estudo anterior e posterior ao MGM, pois é possível acessar um banco de dados que contém imagens históricas arquivadas de uma mesma área. Em seguida, obteve-se um MDS (modelo digital de superfície) com o recorte da área de estudo, fornecido pela EMPLASA (Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano S/A). O MDS foi gerado no ano de 2010 (anterior ao MGM) e possui resolução de 5 m. Foi também utilizada a carta topográfica de Passa-Quatro (Folha SF-23-Z-A-I-3; 1:50.000) elaborada pelo IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) em 1974.

A partir da obtenção das imagens orbitais e MDE, iniciou-se a construção de diversos mapas temáticos (Anexo A) com a finalidade de se calcular parâmetros morfométricos do setor serrano da Bacia do Rio do Entupido e auxiliar no levantamento de evidências que colaborem com o entendimento do processo que deflagrou o MGM.

A Figura 3.1 ilustra, através de um fluxograma, os processos operacionais realizados na geração de cada mapa temático.

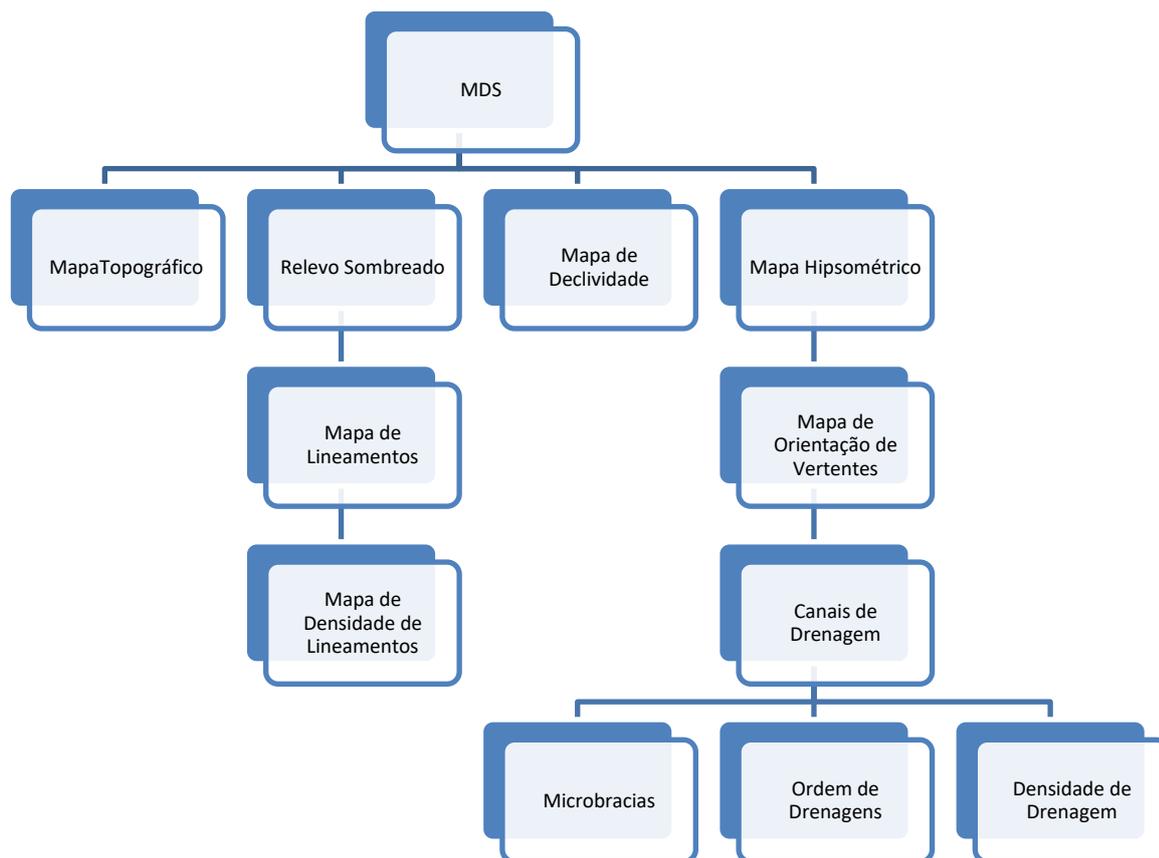


Figura 3.1: Fluxograma explicitando os processos operacionais para obtenção de mapas temáticos.

4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo se localiza no município de Queluz, estado de São Paulo. O município se encontra próximo às divisas com o estado de Minas Gerais (a norte) e Rio de Janeiro (a leste). São municípios limítrofes Lavrinhas (a oeste) e Silveiras e Areais (a sul). Possui área de 249.399 km² e população de 11.309 habitantes (Figura 4.1).

O município é cortado pelo Rio Paraíba do Sul e está posicionado às bases da Serra da Mantiqueira, próximo a um dos picos mais elevados desta serra, Pedra da Mina (2798 m). A principal via de acesso, com origem na cidade de São Paulo ou Rio de Janeiro, se dá pela Rodovia Presidente Dutra (SP-060).

Mapa de Localização

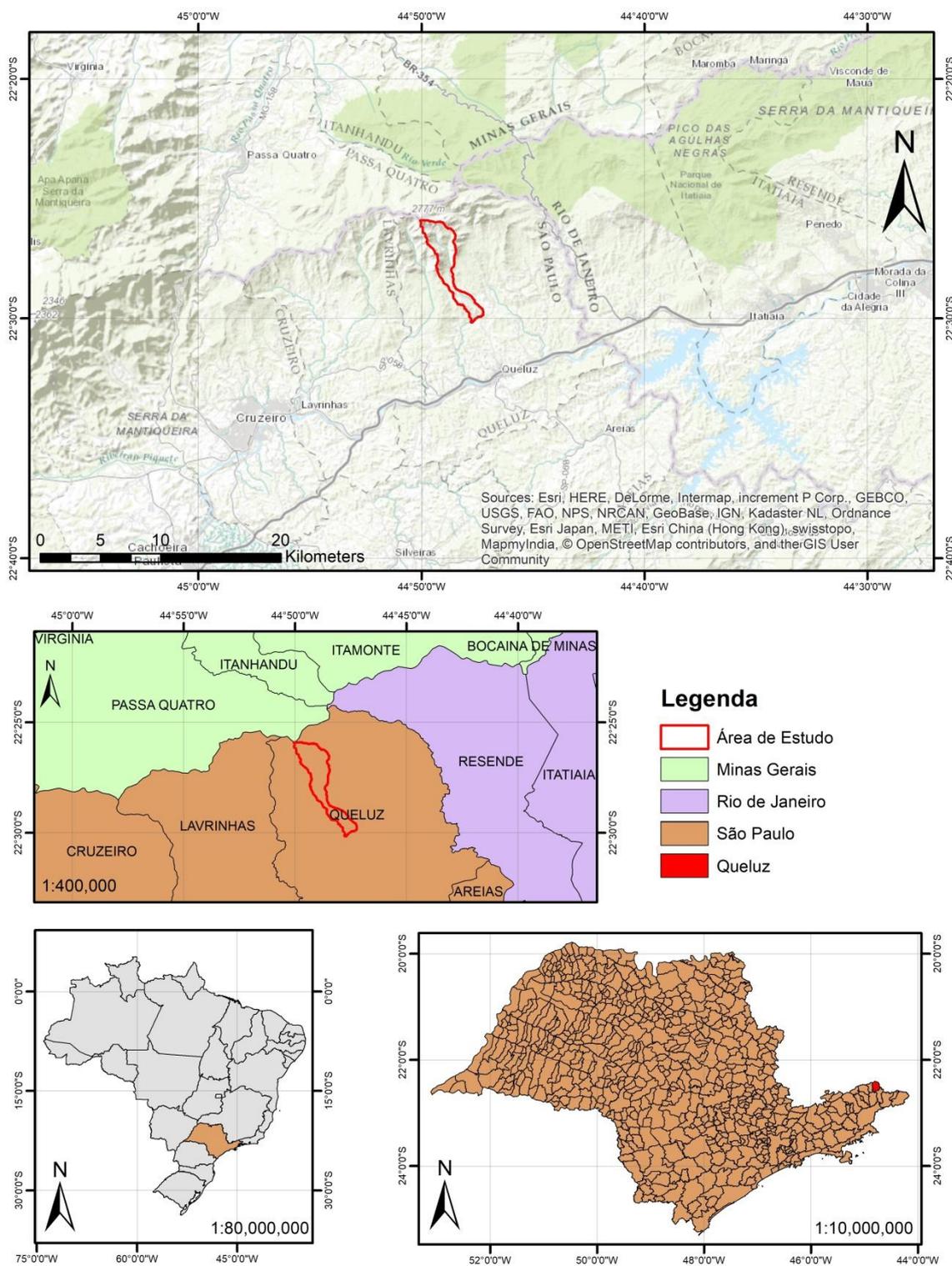


Figura 4.1: Mapa de localização da área de estudo.

5. CONTEXTO REGIONAL

A área de estudo está localizada na Serra da Mantiqueira e inserida no Maciço Alcalino de Passa Quatro, assim como já mencionado. A geomorfologia atual dessa área se deve muito aos mais recentes esforços tectônicos, assim como às oscilações climáticas ocorridas no Quaternário. A seguir, encontra-se uma revisão da literatura sobre os esforços neotectônicos modeladores da região de estudo, uma síntese sobre as origens da Serra da Mantiqueira, e uma breve caracterização do Maciço Alcalino de Passa Quatro.

5.1 ESFORÇOS NEOTECTÔNICOS

Os esforços neotectônicos (a partir do Cenozóico) são os principais causadores e modeladores da atual morfologia da região da Serra da Mantiqueira. Também são responsáveis por condicionar a direção das drenagens e pelo retrabalhamento dos depósitos de tálus. As principais evidências, de acordo com NETO *et al.* (2015) são os processos de desenvolvimento de facetas trapezoidais, migração lateral de corpos d'água, bacias hidrográficas assimétricas, vales suspensos, rochas aflorantes em terraços fluviais, falhas em depósitos Quaternários, soerguimento de planícies de inundação e depósitos na cabeceira da drenagem que foram deslocados do nível de base.

A evolução neotectônica da Serra da Mantiqueira está intimamente relacionada aos processos de formação do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989) e pode ser dividida em cinco estágios (RICCOMINI 1989, estágios 1 a 4; SALVADOR & RICCOMINI, 1995; estágio 5). Abaixo pode ser conferida uma breve síntese de cada estágio da evolução neotectônica (Figura 5.1) e uma coluna litoestratigráfica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (Figura 5.2):

- 1) Estágio extensional NNW-SSE inicial, compreendendo Eoceno-Oligoceno, reativou estruturas pretéritas e falhas normais, desenvolveu a depressão original da região na forma de hemi-gráben (direção geral ENE-WSW) seguido de deposição vulcano-sedimentar sintectônica e de sistemas de leques aluviais;
- 2) Estágio transcorrente sinistral E-W, neogênico, de extensão NW-SE e compressão NE-SW, gerando falhas normais NE-SW e reversas NW-SE. Responsável por proporcionar a primeira desfiguração do rifte original. Neste estágio se originam as

- soleiras de Queluz e Arujá, que separam as bacias de Taubaté e Resende, e as bacias de Taubaté e São Paulo, respectivamente;
- 3) Estágio transcorrente dextral E-W, com compressão NW-SE, pleistocênico superior a holocênico. Após o estágio 2 de transcorrência sinistral houve um período de quiescência tectônica, recobrando os sistemas fluviais com depósitos colúvio-aluviais que, posteriormente, são deformados pelos esforços transcorrentes dextrais. Este estágio está também relacionado a falhas normais NW-SE, reversas NE-SW e transcorrentes WNW-ESE com características de faixas transpressionais;
 - 4) Estágio extensional NW (WNW) – SE (ESE), holocênico, falhamento normal afetando baixos terraços e é responsável pela atual distribuição sedimentar nas bacias;
 - 5) Estágio compressional E-W, holocênico até o presente, apresentando família de juntas conjugadas ENE a NE e WNW a NW, assim como algumas falhas de componente reversa. Afeta diretamente os sedimentos inconsolidados da região do alto estrutural de Queluz.

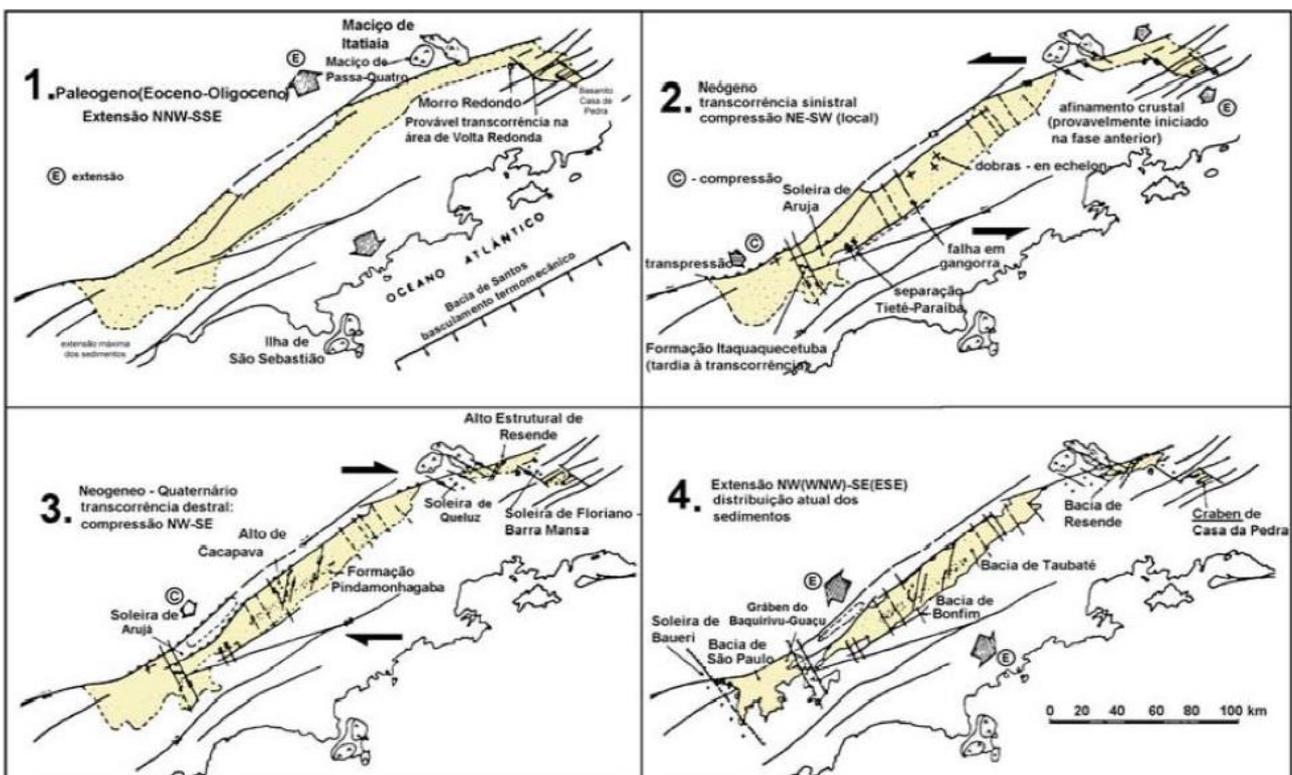


Figura 5.1: Fases de evolução tectônica do Rife Continental do Sudeste Brasileiro. Fonte: RICCOMINI (1989). Retirado de ALMEIDA 2013.

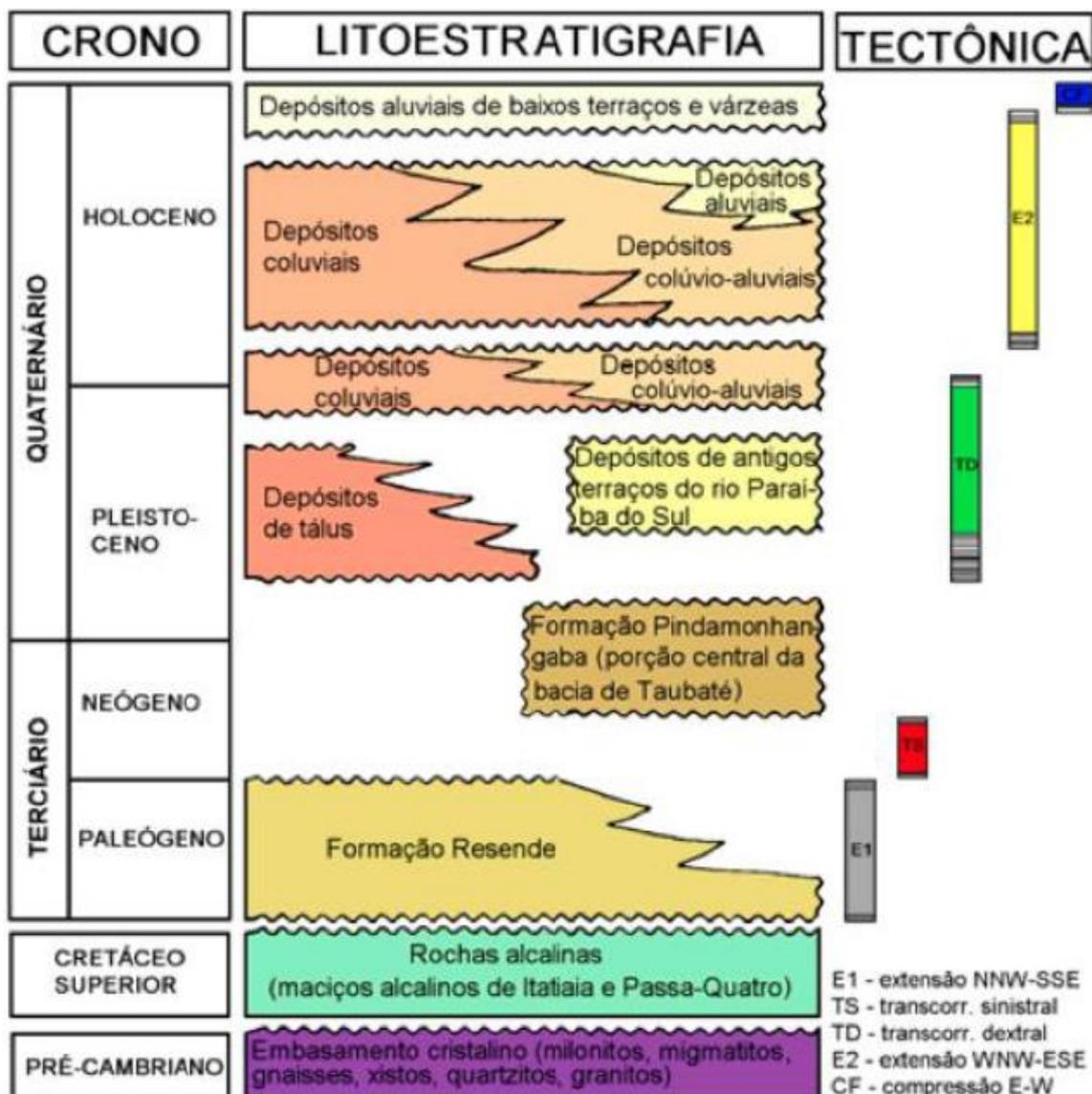


Figura 5.2: Coluna litoestratigráfica da região do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro-SP e Itatiaia-RJ. Fonte: SALVADOR & RICCOMINI 1995. Retirado de ALMEIDA 2013.

ZALÁN & OLIVEIRA (2005) construíram um perfil morfo-estrutural do Rife do Paraíba do Sul (Gráben de Taubaté; Figura 5.3), que está inserido, também, no contexto do Rife Continental do Sudeste do Brasil e abarca a região de estudo no estágio neotectônico atual.

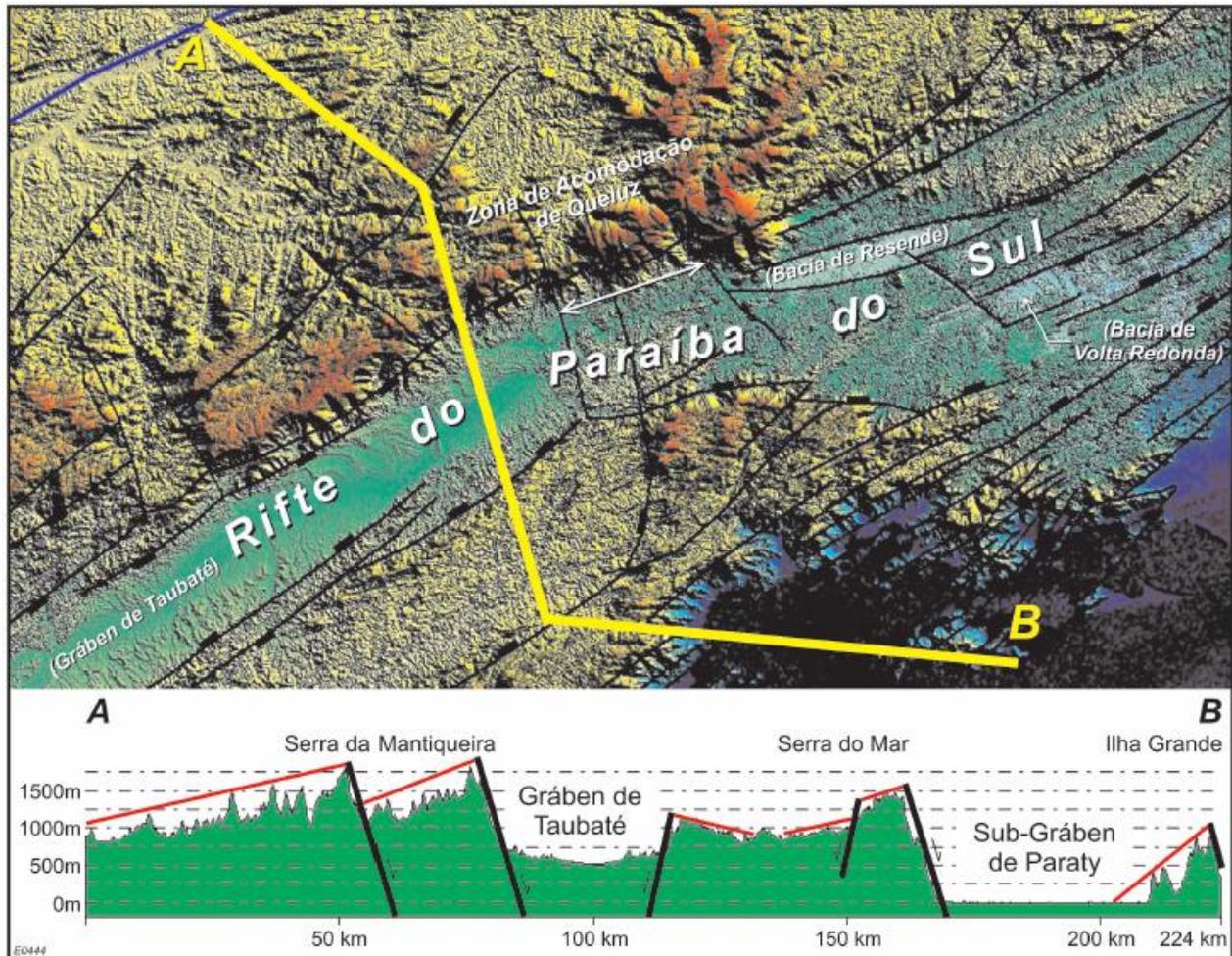


Figura 5.3: Perfil morfo-estrutural interpretado do Rifte do Paraíba do Sul (Gráben de Taubaté) e do Rifte Litorâneo (Sub-Gráben de Paraty). Perfil típico de tectônica dominó, ambos grábens assimétricos com bordas falhadas a norte (nas serras d Mantiqueira e do Mar, respectivamente). Por questão de simplificação, nem todas as falhas do mapa foram apresentadas no perfil A linha vermelha indica uma interpretação da altitude atual da Superfície de Aplainamento Japi. Extraído de: ZÁLAN & OLIVEIRA (2005).

5.2 A ORIGEM E EVOLUÇÃO DA SERRA DA MANTIQUEIRA

A origem da Serra da Mantiqueira é, possivelmente, associada aos mesmos eventos tectônicos de formação da Serra do Mar (Figura 5.4; ALMEIDA & CARNEIRO, 1998). Tal evento, de enorme importância para a evolução geológica da região, teria se iniciado entre o Cretáceo e o Paleoceno, causando deformações flexurais e falhamentos da Superfície de Aplainamento Japi (ALMEIDA, 1964), originando as bacias tafrogênicas do sudeste e a Serra da Mantiqueira.

No entanto, é importante retormar os eventos de formação do embasamento da região da Mantiqueira. De acordo com ALMEIDA & CARNEIRO (1998), a evolução do embasamento da região pode ser resumida em três grandes eventos de colagens de

grandes massas continentais e de idade Proterozóica, sendo tais colagens associadas aos supercontinentes Atlântica (Paleoproterozóico), Rodínia (Mesoproterozóico-Neoproterozóico) e Gondwana Ocidental (final do Neoproterozóico). O resultado destes eventos foi sucessivos processos tafrogênicos e de dispersão de supercontinentes, magmatismo anorogênico e sedimentação intracratônica.

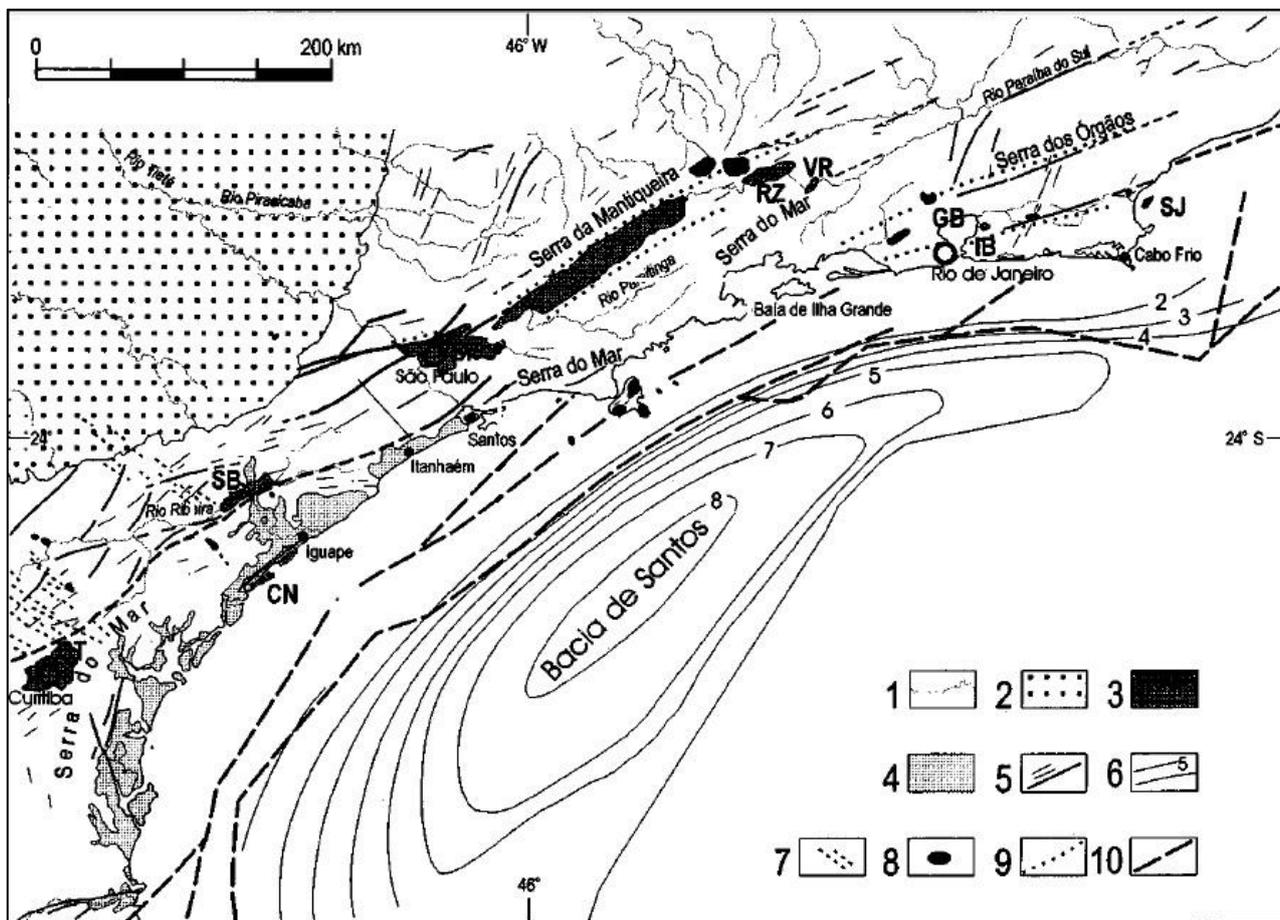


Figura 5.4: Distribuição das principais feições geológicas da região sudeste do País adjacentes à Baía de Santos, entre Santa Catarina e o Rio de Janeiro. Convenções: 1. Rede de drenagem no embasamento, 2. Bacia do Paraná, 3. Bacias tafrogênicas continentais: (CT) Curitiba, (SB) Sete Barras, (CN) Cananéia, (SP) São Paulo, (TT) Taubaté, (RZ) Resende, (VR) Volta Redonda, (GB) Guanabara, (IB) São José de Itaboraí, (SJ) Barra de São João, 4. Cobertura cenozóica, 5. Alinhamentos estruturais e falhas, 6. Linhas de contorno estrutural do embasamento, 7. Diques, 8. Corpos alcalinos, 9. Limites topográficos de rifles, 10. Falhas na área submersa. Adaptado de: ALMEIDA & CARNEIRO (1998).

A gênese da Serra da Mantiqueira também remonta o evento de separação da paleoplaca Afro-Brasileira, com consequente reativação do escudo Brasileiro e processos de soerguimento crustal durante o final do Paleozóico (SGARBI & DARDENNE, 2002). Alguns milhões de anos após o início da separação entre essas paleoplacas, os mesmos esforços tectônicos deram início ao processo de rifteamento responsável pela abertura do

Oceano Atlântico (Mesozóico), contribuindo para o soerguimento da atual região da Serra da Mantiqueira e também para a gênese de grandes depressões (inclusive a do Gráben do Rio Paraíba do Sul), que contribuíram para a composição das principais linhas de drenagem regional (NETO *et al.*, 2015). Estes eventos podem ser classificados como Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967), Evento Sul-Atlântico (SCHOBENHAUS *et al.*, 1984) ou Rifte Continental do Sudeste Brasileiro (RICCOMINI, 1989).

De acordo com ZALÁN & OLIVEIRA (2005), o início da evolução das Serras do Mar e Mantiqueira se dá em 85-65 Ma em decorrência do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB). Através de estudos de traços de fissão de apatita, determinou-se um expressivo processo de soerguimento ao qual o embasamento pré-cambriano foi submetido, seguido de outro soerguimento (datado imprecisamente) de ocorrência pós-60 Ma (TELLO SAENZ *et al.*, 2003), sendo o clímax no Eoceno – Oligoceno (HACKSPACHER *et al.*, 2003).

O primeiro evento de soerguimento decorreu de um pulso, de natureza regional, datado de 82-52 Ma (ZALÁN 2004) em conjunto com intrusões magmáticas e diques alcalinos, sem interferência de atividade tectônica (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005). Este evento teve seus primeiros pulsos no Coniaciano (89,5-88 Ma e 86 Ma; ALMEIDA & CARNEIRO, 1998), seguido de um período de clímax durante o Santoniano – Maastrichtiano (85-65 Ma). O período final coincide com o desenvolvimento da Superfície de Aplainamento Japi (65,65±0,05 Ma) no limite Cretáceo/Cenozóico. Acredita-se que este soerguimento (85-65 Ma) tenha sido de natureza epirogênica, envolvendo amplas regiões do embasamento e de bacias.

A crosta continental acabou por passar por um expressivo e uniforme processo de soerguimento, sem rupturas, como um pulso de comprimento de onda de poucos milhares de quilômetros e amplitude entre 2000-3000 m, possivelmente, devido à interação com uma anomalia térmica do manto (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005). Acredita-se que esta anomalia possa estar associada à pluma de Tristão da Cunha (GIBSON *et al.*, 1995; VALENTE, 1997; MOHRIAK *et al.* 2002).

Interessante notar que, quando comparadas as idades dos *stocks* alcalinos de Poços da Caldas a São João/Cabo Frio, é possível inferir um deslocamento de orientação WNW-ESE da Placa Sul-Americana por sobre esta anomalia térmica fixa (THOMAZ

FILHO *et al.*, 2005), formando, então, o Alinhamento Magmático de Cabo Frio (Figura 5.5; RICCOMINI *et al.*, 2004), onde também está situado o maciço alcalino de Passa-Quatro.

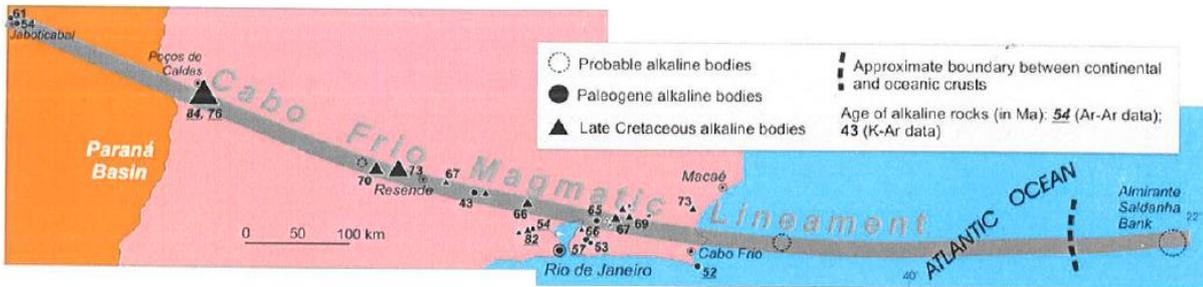


Figura 5.5: Alinhamento Magmático de Cabo Frio com indicações de idades K-Ar e Ar-Ar disponíveis. Retirado de RICCOMINI *et al.* (2004).

ZALÁN & OLIVEIRA (2004) afirmam que, ao final do Cretáceo, na região sudeste do Brasil, havia um megaplanalto amplo e coeso (também denominado de Serra do Mar Cretácea por ZALÁN & OLIVEIRA (2004) ou de Planalto Atlântico por ALMEIDA & CARNEIRO (1998) e permeado por intrusões alcalinas, que foi aplainado pela Superfície de Aplainamento Japi até altitudes médias de aproximadamente 2000 m (Figura 5.6).

O segundo pulso foi responsável pelo colapso do megaplanalto, provavelmente, devido à impossibilidade do flanco leste se sustentar, uma vez que este apresentava um abrupto desnível de cerca de 3000 m em relação à bacia de Santos que, progressivamente, passava por processo de subsidência bacinal. Acredita-se que o falhamento e colapso do megaplanalto tenham ocorrido no final do Paleoceno e início do Eoceno, tendo seu ápice no Mesoceno (Lutetiano, 48,6-40,4 Ma). Esta idade pode ser encontrada em todas as bacias sedimentares marginais brasileiras sob a forma de uma estrutura discordante, evidenciando a magnitude do evento que é maior que próprio sudeste brasileiro (ZALÁN & OLIVEIRA, 2004). O processo de colapso e abatimento do megaplanalto continua de forma intensa até o Eomioceno, gerando um relevo de grande amplitude através da criação de grábens.

O período de neotectonismo (pós Mioceno) é marcado por processos de soerguimento que resultaram em retrabalhamento do relevo escarpado e formação de degraus topográficos, intensificação da dinâmica erosiva e desenvolvimento de uma densa rede de drenagens estruturalmente controlada. Este evento pode ser evidenciado pelo desenvolvimento de facetas trapezoidais, bacias hidrográficas assimétricas, vales

suspensos, migração lateral de corpos d' água, rochas aflorantes em terraços fluviais, falhas em depósitos Quaternários, soergimento de planícies de inundação e depósitos sedimentares na cabeceira de drenagens deslocados do nível de base (NETO *et al.* 2015).

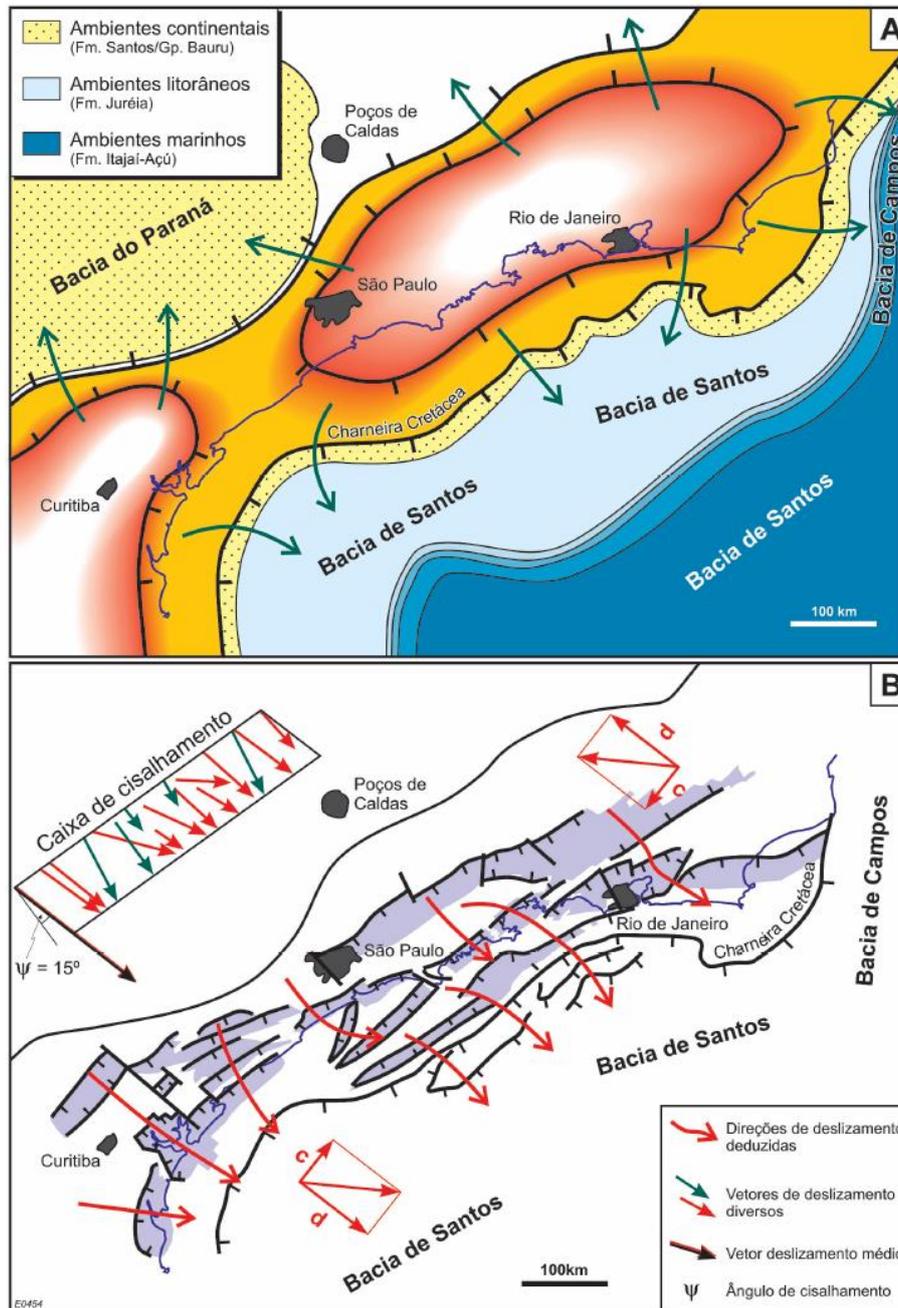


Figura 5. 6: Tentativa de reconstrução do megaplanalto ou Serra do Mar Cretácea (área alaranjada). Relacionar à linha de costa atual (linha azul). B -Riftes (cinza) desenvolveram-se durante o Cenozóico por colapso gravitacional da Serra do Mar Cretácea, segundo uma orientação (S51E) oblíqua ao alongamento N54E da mesma. Esforços transtensionais sinistrogros resultantes levaram à orientação escalonada à direita dos grábensmais orientais. Extraído de: ZALÁN & OLIVEIRA (2004).

Outro fator importante que ocorre simultaneamente com os processos neotectônicos é a mudança climática. As condições climáticas durante o Quaternário oscilavam entre períodos glaciais e interglaciais, estando a Serra da Mantiqueira diretamente suscetível a tais oscilações (NETO *et al.*, 2015). Evidências desse período podem ser encontradas em depósitos aluviais e em rampas de colúvio. MODENESI (1992) identificou em seu trabalho dois depósitos de vertentes no Planalto do Itatiaia (adjacente ao alto estrutural de Queluz), separados por *stone-lines* descontínuos, marcando a transição do Pleistoceno ao Holoceno, seguidos de depósitos de sedimentos grossos e matacões, ao qual ele interpretou como sendo resultado de um clima frio e úmido, inserido em um ciclo de congelamento e derretimento e de ocorrência comum no último período glacial. Esses processos permitiram que o conteúdo de água presente nos poros e/ou fissuras das rochas intensificasse o processo de hidrofraturamento através do congelamento que, por sua vez, durante o período de degelo, liberava grandes fragmentos de rocha, hoje expostos como blocos e matacões no sopé da serra, e contribuía para a desestabilização de encostas (MODENESI, 1992).

A partir do Holoceno inicia-se uma fase de dinâmica erosiva menos intensa devido à estabilização de um clima mais quente e úmido, prevalecendo corridas de terra ou lama ao invés de liberação e quedas de blocos. Com a intensificação do intemperismo químico, intensifica-se o processo de esfoliação dos blocos e matacões expostos ou contidos nos depósitos (MODENESI, 1992).

5.3 O MACIÇO ALCALINO DE PASSA QUATRO

O maciço alcalino de Passa Quatro é uma estrutura intrusiva, encaixada em rochas pré-cambrianas do embasamento (HASUI & OLIVEIRA, 1984). Possui uma forma sub-circular se observado em planta, compreendendo uma área de aproximadamente 148 km² (BROTZU, *et al.* 1992) e está estruturalmente relacionado ao Rift Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989).

O embasamento é formado pelos complexos metamórficos Paraíba do Sul a NW, Juíz de Fora a NE e N e Grupo Açunguí a W, SW e SE. Estas unidades são polideformadas e, basicamente, constituídas de migmatitos, granulitos bandados, gnaisses, milonitos, blastomilonitos, xistos, quartzitos, mármores e anfibolitos básicos. (SÍGOLO, 1988; BROTZU *et al.*, 1992; SALVADOR & RICCOMINI, 1995).

Já o maciço *per se* é constituído por rochas félsicas, insaturadas, de natureza intrusiva como, por exemplo, nefelina-sienitos maciços e laminados e nefelina-microsienitos. Subordinadamente, rochas subvulcânicas também estão presentes como, por exemplo, diques de fonolito e traquito, além de brechas alcalinas polimíticas. A presença de grandes cristais de feldspato alcalino é abundante, seguido de uma quantidade variável de feldspatóides. As relações de contato entre o maciço e as encaixantes são dificilmente encontradas em campo devido aos grandes depósitos de talus. (SÍGOLO, 1988; BROTZU *et al.*, 1992).

As características geoquímicas mais observáveis no maciço são comuns, também, em outros complexos alcalinos da região costeira dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, o que sugere uma provável correlação (BROTZU *et al.*, 1992).

As idades apresentadas para o maciço são: 77 ± 3 Ma (isócrona Rb/Sr de rocha total; BROTZU *et al.*, 1992), $66,7\pm 3,3$ Ma (K/Ar; SONOKI & GARDA, 1988) e $70,4\pm 0,5$ Ma (isócrona Rb/Sr de rocha total; MONTES-LAUAR *et al.*, 1995).

6. MOVIMENTOS GRAVITACIONAIS DE MASSA (MGM)

De acordo com CRUDEN (1991), a definição mais simples de MGM pode ser descrita como um movimento de massa de rocha, solo ou detrito que se desloca encosta a baixo.

Este fenômeno depende de fatores como a geologia, geomorfologia, hidrologia, hidrogeologia e mecânica de solos e rochas, o que os tornam um fenômeno de complexo estudo e análise. A evolução deste fenômeno através do tempo é uma resposta natural às mudanças da geometria, dos limites estáticos e hidráulicos, ao próprio passar do tempo e, por vezes, da composição química de um corpo suscetível a um MGM (D'ELIA *et al.*, 1998).

Um aspecto de importância no comportamento dos MGM diz respeito à sua cinemática, mais especificamente, às taxas de deslocamento de um material em questão (MORGENSTERN 1985). Assim sendo, um MGM pode ser dividido em quatro estágios distintos, cada um com sua própria característica e comportamento mecânico: pré-ruptura (*pre-failure*), pós-ruptura (*post-failure*), reativação ocasional (*occasional reactivation*) e escorregamento ativo (*active landslide*) (D'ELIA *et al.* 1998; Figura 6.1).

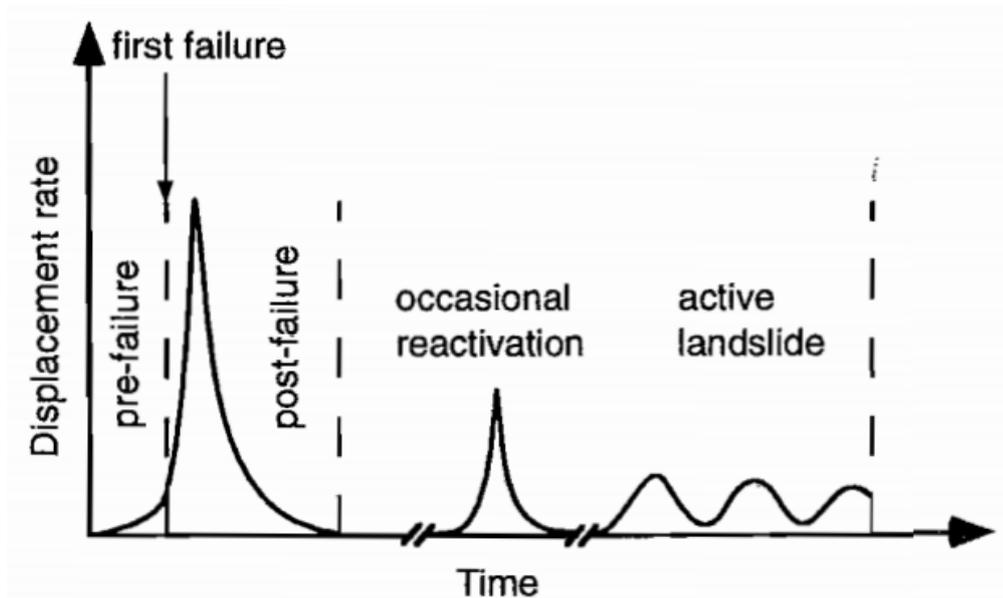


Figura 6.1: Diferentes estágios durante um movimento gravitacional de massa. Extraído de D'ELIA *et al.* (1998).

De acordo com VALLEJO *et al.* (2002), os MGM estão intimamente relacionados aos processos geodinâmicos que alteram a paisagem terrestre e modelam o relevo. Essas alterações geomorfológicas ao longo do tempo impõem novas condições geológicas e climáticas as quais o relevo deve se adaptar. Desta forma, os MGM são o resultado do processo ao qual o relevo é submetido quando busca o equilíbrio.

MONTGOMERY (1992), por sua vez, definiu tais movimentos e processos correlatos como sendo processos que mobilizam o solo, rocha ou ambos, de ocorrência baseada na superação das forças de tensão (gravidade atuante na declividade do terreno) em relação às forças de atrito.

6.1 A IMPORTÂNCIA DE SE CLASSIFICAR MGM

Assim como em diversas áreas da ciência, a classificação dos objetos de estudos é de extrema relevância, de forma a guiar e simplificar os estudos e trabalhos do pesquisador, estudante, professor e profissionais das mais diferentes áreas. CRUDEN & VARNES (1996) afirmam que a classificação de MGM com uma terminologia de fácil entendimento e que compreenda o processo de movimentação gravitacional como um todo são objetivos desejáveis em um trabalho de investigação, a fim de facilitar a comunicação dos resultados. Além de que, deve-se buscar seguir as terminologias já definidas por convenções.

O Professor J.N. Hutchinson comenta sobre a importância de um sistema de classificação tipológica e pode ser parafraseado da seguinte maneira (retirado de HUNGR *et al.* 2014):

A classificação tipológica fornece rótulos e identificações a um sistema de arquivamentos, de forma a armazenar artigos científicos. Um sistema bem organizado facilitará o usuário a, rapidamente, localizar artigos e trabalhos que tratem de um determinado fenômeno e suas características mais típicas.

Além disso, HUNGR *et al.* (2014) afirma que o sistema classificatório também deve ser flexível o bastante, a ponto de acomodar as diferentes necessidades de cada usuário. Por exemplo: um MGM se inicia com uma simples e lenta deformação da camada superficial de solo, porém, aos poucos, esse processo se acelera afetando uma massa de material maior e se comportando como um fluxo de detritos que se desloca até um canal de drenagem. Ao entrar em um leque deposicional, a fração mais grossa se sedimenta e o restante do fluxo segue como um denso fluido dominado por material argiloso. Apesar da complexidade gerada por cada processo, este é um exemplo comum e pode ser definido, simplesmente, como uma corrida de detritos, sem a necessidade de se classificar cada processo que remonta o MGM como um todo.

6.2 O SISTEMA DE CLASSIFICAÇÃO DE MGM PROPOSTO POR VARNES

Um dos trabalhos mais importantes desenvolvidos por David J. Varnes foi o sistema de classificação de tipos de movimentos gravitacionais de massa, apresentado em 1954 (VARNES 1954, 1978) e, futuramente aperfeiçoado por Cruden & Varnes (CRUDEN & VARNES 1996) e por Hungr, Leroueil e Picarelli (HUNGR *et al.* 2014). Este sistema é utilizado amplamente na América do Norte, bem como em todos os outros continentes devido à sua compatibilidade com diversos ambientes e sua fácil tradução, demonstrando sua eficácia (Figura 6.2).

Type of movement	Rock	Soil
Fall	1. <i>Rock/ice</i> fall ^a	2. <i>Boulder/debris/silt</i> fall ^a
Topple	3. Rock block topple ^a	5. <i>Gravel/sand/silt</i> topple ^a
	4. Rock flexural topple	
Slide	6. Rock rotational slide	11. <i>Clay/silt</i> rotational slide
	7. Rock planar slide ^a	12. <i>Clay/silt</i> planar slide
	8. Rock wedge slide ^a	13. <i>Gravel/sand/debris</i> slide ^a
	9. Rock compound slide	14. <i>Clay/silt</i> compound slide
	10. Rock irregular slide ^a	
Spread	15. Rock slope spread	16. <i>Sand/silt</i> liquefaction spread ^a
		17. Sensitive clay spread ^a
Flow	18. <i>Rock/ice</i> avalanche ^a	19. <i>Sand/silt/debris</i> dry flow
		20. <i>Sand/silt/debris</i> flowslide ^a
		21. Sensitive clay flowslide ^a
		22. Debris flow ^a
		23. Mud flow ^a
		24. Debris flood
		25. Debris avalanche ^a
		26. Earthflow
		27. Peat flow
Slope deformation	28. Mountain slope deformation	30. Soil slope deformation
	29. Rock slope deformation	31. Soil creep
		32. Solifluction

Figura 6.2: Versão atualizada do sistema de classificação de MGM de Varnes. Retirado de HUNGR *et al.* (2016)

6.3 TIPOS DE MGM

A seguir serão apresentados os tipos de MGM de acordo com a classificação atualizada de Varnes (HUNGR *et al.* 2014) mais relevantes para este trabalho, porém, antes de se iniciar esta revisão sobre a tipologia, é importante analisar os componentes mais comuns encontrados em um MGM (Figura 6.3). Serão também mencionadas descrições de velocidades de cada tipo de MGM abordado, portanto recomenda-se utilizar a Tabela 6.1.

As descrições de cada tipo de MGM apresentadas a seguir foram baseadas nos estudos de VARNES (1978), HIGHLAND & BOBROWSKY (2008) e HUNGR *et al.* (2014).

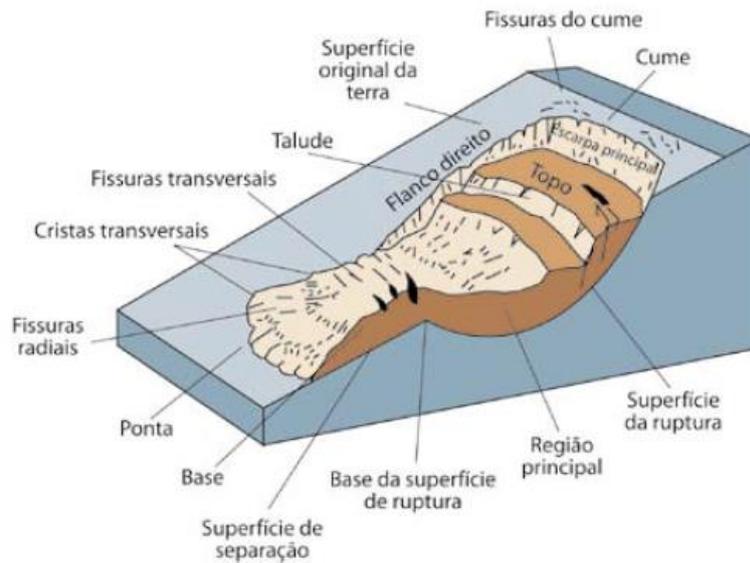


Figura 6.3: Partes componentes de um MGM do tipo escorregamento rotacional seguido de uma corrida de massa. Fonte: VARNES (1978) *apud* HIGHLAND & BOBROWSKY (2008).

Tabela 6.1: Escala de velocidades de MGM

Classe	Descrição	Velocidade (mm/s)	Valores típicos	Resposta
7	Extremamente rápido	5×10^3	5 m/s	Nula
6	Muito rápido	5×10^1	3 m/min	Nula
5	Rápido	5×10^{-1}	1,8 m/h	Evacuação
4	Moderado	5×10^{-3}	13 m/mês	Evacuação
3	Lento	5×10^{-5}	1,6 m/ano	Manutenção
2	Muito lento	5×10^{-7}	16 mm/ano	Manutenção
1	Extremamente lento			Nula

Fonte: CRUDEN & VARNES (1996)

6.3.1 Queda (*Fall*)

O abrupto destacamento de massa de uma encosta de alta declividade, seguido de queda livre e/ou rolamento e/ou saltação, qualquer que seja seu tamanho, pode ser considerado como queda (Figura 6.4). Pode ocorrer tanto com rocha como solo. O destacamento ocorre em superfície com pouco ou nenhum deslocamento cisalhante, pode ocorrer com um único bloco ou em aglomerados de fragmentos, porém, com pouca interação dinâmica entre os fragmentos mais móveis. A maior interação ocorre entre a massa em movimento e o substrato. Os movimentos são rápidos ou muito rápidos e podem ou não ser precedidos por movimentos menos intensos que levam a uma progressiva separação da massa de sua origem.

Este movimento é comum em todo o globo, ocorrendo em encostas muito íngremes ou verticais. Os principais mecanismos deflagradores são os processos erosivos devidos às drenagens que cortam a base de encostas, intemperismo diferencial (i.e. o ciclo de congelamento e degelo), atividades antrópicas (i.e. cortes de estradas), terremotos e abalos sísmicos de menor intensidade.

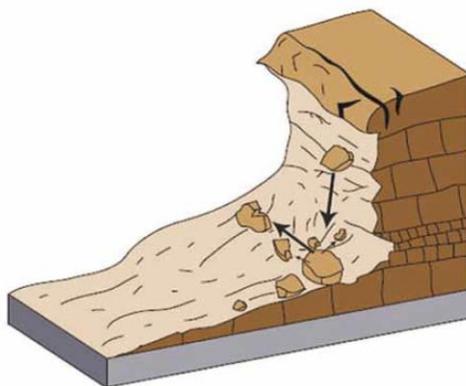


Figura 6.4: Esquema de queda de rochas. Fonte: VARNES (1978) *apud* HIGHLAND & BOBROWSKY (2008).

6.3.2 Escorregamento (*Slide*)

O movimento é resultado de deformações cisalhantes que destacam uma massa ao longo de uma ou várias superfícies de ruptura visíveis ou que podem ser inferidas, ou em superfícies delgadas derivadas de intensa deformação cisalhante. O movimento pode ser progressivo, não necessariamente ocorrendo de forma simultânea em relação ao que virá a ser a superfície de ruptura. O volume de material deslocado aumenta desde o ponto inicial do movimento até a situação de equilíbrio.

6.3.2.1 Escorregamento Rotacional (*Rotational Slide*)

É o movimento de massa que ocorre em relação a uma superfície de ruptura rasa ou profunda, côncava, no qual o escorregamento se assemelha a um movimento de rotação em relação a um eixo paralelo ao contorno da encosta e não controlado estruturalmente (Figura 6.5). Sua ocorrência é restrita a maciços rochosos de baixa resistência que, ao serem submetidos às tensões cisalhantes, se deformam de maneira dúctil (HUNGR & EVANS, 2004a). Essa deformação, apesar de ainda pouco compreendida, pode ser consequência de deformações progressivas durante a fase de pré-falhamento, que diminui a coesão dos grãos da rocha antes da falha principal surgir.

A massa deslocada pode, em algumas circunstâncias, se mover de forma coerente em relação à superfície de ruptura e apresentar pouca deformação interna. Sua ocorrência é mais comum em materiais mais homogêneos e está associada a declividades que variam de 20° a 40°. A velocidade de deslocamento varia de extremamente lenta a moderadamente rápida devido ao seu mecanismo rotacional se auto estabilizar, ou seja, quanto maior o deslocamento menor as forças gravitacionais que desestabilizam o maciço rochoso.

Os mecanismos deflagradores são, em geral, chuvas torrenciais ou moderadas de longa duração, e derretimento de neve que aumentam a saturação de água no substrato; rápida queda no nível de rios após alagamento, aumento no nível de água em corpo d'água qualquer que seja bordejado por encostas suficientemente inclinadas, aumentando a erosão na base dessas encostas. Terremotos também podem deflagrar tal escorregamento.

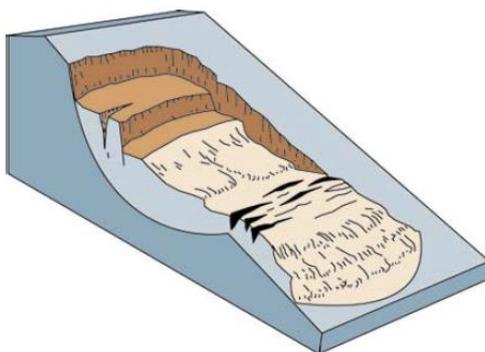


Figura 6.5: Esquema de escorregamento rotacional. Fonte: VARNES (1978) *apud* HIGHLAND & BOBROWSKY (2008).

6.3.2.2 Escorregamento Translacional (*Translational Slide*)

É o movimento que desloca a massa ao longo de uma superfície relativamente plana, ou levemente ondulada, com pouco ou nenhum movimento rotacional (também denominado de escorregamento planar ou *planar slide*; Figura 6.6). Este tipo de movimento pode percorrer longas distâncias, a depender do quão inclinada era a encosta. O material envolvido neste caso pode variar de solo solto e não adensado até grandes placas de rochas, ou ambos. O movimento, geralmente, é condicionado por estruturas geológicas ou planos de fraqueza como falhas, juntas, fraturas e contatos entre solo-rocha ou solo-solo.

É um tipo muito comum e pode ocorrer em qualquer lugar do mundo e em qualquer tipo de ambiente. Em geral são mais rasos que os escorregamentos rotacionais. A

superfície de ruptura tem, em geral, uma razão distância por comprimento menor do que 0,1. O movimento pode ser lento inicialmente, porém, em geral, apresenta velocidade moderada à extremamente rápida, sendo que o movimento pode progredir indefinidamente (diferentemente do escorregamento rotacional que se auto estabiliza) caso a superfície de contato seja suficientemente inclinada e a força de atrito seja menor que as forças gravitacionais que conduzem o material. Com o aumento de velocidade, a massa deslocada pode se desintegrar resultando em uma corrida de detritos (*debris flow*).

Caso o escorregamento translacional consista apenas de um único bloco, pode-se denominá-lo escorregamento de bloco (*block slide*).

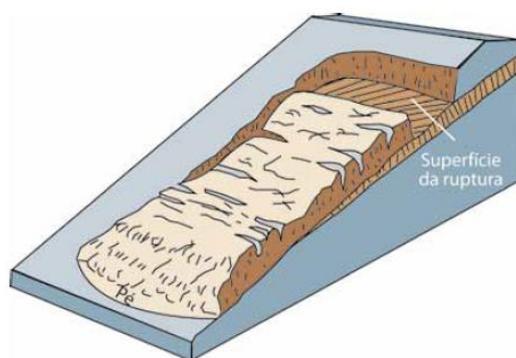


Figura 6.6: Esquema de escorregamento translacional. Fonte: VARNES (1978) *apud* HIGHLAND & BOBROWSKY (2008).

6.3.3 Corrida (*Flow*)

São movimentos de solo, rocha ou detrito que apresentam uma característica fluida, semelhante ao deslocamento de um líquido viscoso, evidenciando que a água é o principal mecanismo deflagrador deste tipo, pois reduz as forças de coesão entre os materiais de baixa coesão. No entanto, também é possível que este movimento ocorra a seco quando as partículas são muito finas, variando entre argila e areia.

As corridas podem suceder um escorregamento translacional ou rotacional conforme este vai progredindo e ganhando velocidade, fragmentando a massa deslocada e, por vezes, incrementando seu conteúdo de água. Assim como os escorregamentos, corridas são um dos MGM mais comuns e podem afetar materiais amplamente diferentes. São comuns em todo o mundo, prevalecendo em ravinas e *canyons*, principalmente se houve a remoção da vegetação original de uma área.

6.3.3.1 Corrida de Detritos (*Debris Flow*)

Ocorrem de forma rápida, envolvendo materiais inconsolidados, solo, fragmentos de rochas e matéria orgânica saturada, formando uma espécie de lama devido ao conteúdo de materiais finos que podem estar presentes. No entanto, apesar de recorrente, é incorreto classificar este movimento como corrida de lama (*mudslide*). Assim como supracitado, é comum a ocorrência de corridas de detritos derivada de um escorregamento. Atingem velocidades de muito rápidas a extremamente rápidas.

Geralmente, são causados por intenso escoamento de água na superfície devido a intensas chuvas ou ao rápido derretimento de neve, erodindo e mobilizando o material que se encontra na encosta (Figura 6.7). São diferentes dos outros tipos de MGM, pois podem ocorrer periodicamente em determinados locais como, por exemplo, ravinas ou canais de drenagem de 1ª e 2ª ordem. Portanto, devido a esta periodicidade, é comum a ocorrência de depósitos derivados deste fenômeno (*debris fan*).

Em determinadas circunstâncias, até mesmo material mais grosso pode se liquefazer ou ser submetido a um aumento substancial da poro-pressão. Conforme o material se desloca canal a baixo, mais material é capturado e adicionado à massa em deslocamento, aumentando a densidade do fluido e, conseqüentemente, seu poder erosivo, podendo mover até mesmo grandes blocos de rochas. É curioso notar que, geralmente, as corridas de detritos se iniciam com um volume de material muito menor em relação ao seu estado original, pois a adição de novos materiais durante o deslocamento é substancial. No entanto, a magnitude da corrida de detritos depende, primeiramente, das características do canal de drenagem.

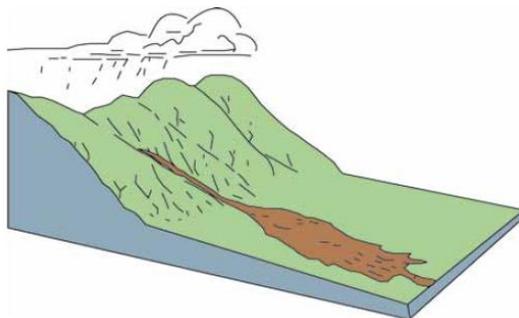


Figura 6.7: Esquema de corrida de detritos. Fonte: VARNES (1978) *apud* HIGHLAND & BOBROWSKY (2008).

6.3.4 **Avalanche de Detritos (*Debris Avalanche*)**

São movimentos comumente de grandes proporções, rasos, extremamente rápidos e, em geral, ocorrem de forma não confinada devido ao colapso de uma encosta, gerando fragmentos (Figura 6.8). Podem ocorrer em todos os tipos de ambientes, sendo muito comuns em encostas de vulcões, onde podem então seguir um caminho confinado pelas redes de drenagem. Ao entrarem em tais redes, podem remobilizar o material ali depositado e se tornar uma corrida de detritos. Podem também se tornar corrida de detritos caso contenham uma quantidade suficiente de água ou neve.

Avalanches de detritos estão associadas às falhas em solos residuais, colúvios, material orgânico e piroclástico. A fonte de materiais pode conter materiais propensos à liquefação sendo que, a perda de coesão, liquefação espontânea e aumento do conteúdo de água em conjunto com uma baixa capacidade de drenagem do material podem ocorrer simultaneamente, ocasionando este tipo de MMG.

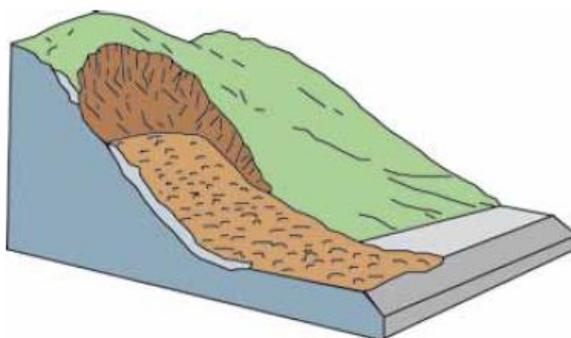


Figura 6.8: Esquema de avalanche de detritos. Fonte: VARNES (1978) *apud* HIGHLAND & BOBROWSKY (2008).

6.3.5 **Avalanche de Rochas (*Rock Avalanche*)**

São, também, movimentos de grandes proporções, no qual o material movimentado se desintegra rapidamente devido à alta velocidade de deslocamento. É comum que neste tipo de MGM quanto maior for o volume de material movimentado, maior a mobilidade, o que torna disso um fato curioso para este tipo, pois, é esperado um alto grau de atrito para um fluxo seco de angulosos blocos de rochas.

A ausência de água durante o deslocamento do material ocorre devido à intensa fragmentação, que gera grandes espaços porosos entre os fragmentos, impossibilitando o armazenamento de água nesses espaços.

HUNGR & EVANS (2004b) afirmam que em diversos estudos de caso foi constatado que a avalanche de rochas pode se deslocar por sobre uma espécie de

almofada de material mais fino, saturado e com baixa capacidade de drenagem que, ao ser submetido a todo o peso da avalanche, se liquefaz rapidamente, aumentando a mobilidade.

6.4 CAUSAS DOS MOVIMENTOS GRAVITACIONAIS DE MASSA

Os fatores que controlam os MGM são aqueles capazes de modificar as forças internas e externas que atuam no terreno, como, por exemplo, fatores geométricos (altura e inclinação), fatores geológicos (estruturas que condicionam a presença de planos de fraqueza), fatores hidrogeológicos (conteúdo de água) e fatores geotécnicos ou de comportamento geomecânico do terreno (resistência e deformabilidade). A combinação desses fatores (principalmente dos fatores geométricos e geológicos) pode resultar em uma condição de instabilidade do terreno (Tabela 6.2; VALLEJO *et al.*, 2002).

Os fatores geológicos, hidrogeológicos e geotécnicos são classificados como fatores condicionantes e são intrínsecos à natureza do material. No caso de maciços rochosos, no qual o material é competente, geralmente, o principal fator condicionante é o geológico (estruturas como falhas, juntas e fraturas, disposição e frequência de superfícies de descontinuidade e grau de fraturamento). Conjuntamente aos fatores condicionantes, ocorrem também os fatores deflagradores, responsáveis por desencadear o movimento de massa caso uma série de condições seja atendida. Os fatores deflagradores atuam de forma externa nos solos ou maciços rochosos, alterando suas características e propriedades, bem como suas condições de equilíbrio e, em geral, são responsáveis pela magnitude e velocidade do MGM (VALLEJO *et al.*, 2002).

Na maioria das vezes, os fatores que contribuem para o MGM são vários; embora com frequência se atribua a ocorrência do MGM a uma causa (por exemplo, chuvas, abalos sísmicos, etc.), o MGM não haveria sido desencadeado caso não tivesse ocorrido uma série de condições que favorecessem o fenômeno (VALLEJO *et al.*, 2002)

Outra forma de analisar os fatores que podem causar um MGM é agrupá-los entre os fatores que influenciam a redução da resistência à tensão cisalhante e os fatores que aumentam a tensão cisalhante (Tabela 6.3).

Tabela 6.2: Fatores que podem causar movimentos gravitacionais de massa.

Fatores	Influências e efeitos	
Condicionantes/ Predisponentes	Relevo (gradiente, geometria)	Distribuição do peso do terreno.
	Litologia (composição, textura)	Peso da unidade, resistência. Comportamento hidrogeológico.
	Propriedades geomecânicas dos materiais	Comportamento hidrogeológico. Geração de poro-pressão.
	Desmatamento	Alteração do balanço hídrico. Erosão.
	Intemperismo	Alterações físicas e químicas, erosão externa e interna, geração de zonas de fraqueza.
Deflagradores	Precipitação e infiltração de água	Variação da poro-pressão e do peso do terreno.
	Mudanças nas condições hidrológicas	Saturação dos solos. Erosão.
	Aplicação de cargas estáticas ou dinâmicas	Alteração na distribuição do peso dos materiais e no estado de tensão. Aumento da poro-pressão
	Mudanças morfológicas e geométricas das encostas	Variação das forças devido ao peso. Mudança do estado de tensão
	Erosão ou escavação da base da encosta	Alterações geométricas da encosta. Alterações na distribuição do peso dos materiais e do estado de tensão
	Ações climáticas (processo de degelo, congelamento e seca)	Mudanças no conteúdo de água do terreno. Geração de fraturas de tensão e planos de fraqueza. Redução da resistência dos materiais.

Fonte: VALLEJO et al. (2002).

Tabela 6.3: Fatores que influenciam o comportamento geomecânico dos materiais de encostas.

Redução da resistência ao cisalhamento	Aumento da tensão cisalhante
<p>Condições iniciais:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Composição, textura e estrutura; • Fraturas e falhas; • Planos de estratificação e de foliação; • Zonas de brecha; • Rochas maciças sobre materiais de comportamento plásticos; • Alternância de materiais com diferente grau de permeabilidade. <p>Mudanças nos materiais por intemperismo e reações físico-químicas:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Desintegração física das rochas; • Hidratação de minerais argilosos; • Dessecação de argilas e rochas argilosas; • Dissolução e lixiviação de materiais; • Deformação dúctil de material argiloso. <p>Mudanças nas forças intergranulares devido à presença de água em poros e fraturas:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Precipitações; • Degelo; • Lagos e outros corpos d'água semelhantes; • Irrigação; • Desmatamento. <p>Mudanças na estrutura:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Por geração de fissuras em ardósias e argilas sobreconsolidadas; • Por alívio de tensão em encostas rochosas em vales ou escavações; • Remodelamento de solos finos (areias, <i>loess</i>) e argilas sensitivas <p>Redução da resistência devido a processos de arraste do solo;</p> <p>Ação das raízes de árvores e arbustos;</p> <p>Escavação de tocas de animais (bioturbação)</p>	<p>Atuação de esforços transitórios:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Abalos sísmicos; • Vibrações por causadas pelo tráfego de veículos pesados, maquinário; • MGM próximos. <p>Perda de confinamento lateral e nas bases da encosta:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Erosão da base das encostas por rios, córregos, ondas, marés e etc; • Chuvas; • Erosão interna ou subterrânea; • Dissolução e lixiviação de materiais; • Atividade de mineração; • Presença de materiais de comportamento plástico. <p>Mudanças na morfologia:</p> <ul style="list-style-type: none"> • MGM; • Grandes falhas. <p>Sobrecargas de ocorrência natural:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Peso da água de chuva, neve e de aquíferos; • Acumulação de detritos, colúvios e material remobilizado; • Vegetação. <p>Sobrecargas de ocorrência antrópica:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Aterros, escombros e acúmulo de materiais; • Edifícios e outras estruturas; • Plantações e irrigação de encostas. <p>Outras ações antrópicas:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Escavações • Retirada de elementos de contenção; • Construção de lagos e barragens. <p>Pressão Lateral:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Água em fraturas e cavidades; • Gelo em fraturas; • Presença de materiais expansivos; • Mobilização de esforços residuais. <p>Processos vulcânicos.</p>

Fonte: VARNES (1988), extraído de VALLEJO et al. (2002).

7. RESULTADOS E DISCUSSÃO

7.1 PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS

Para este trabalho foram calculados alguns parâmetros morfométricos do setor serrano (Norte) da Bacia do Rio do Entupido, bem como do próprio MGM. Estes valores foram utilizados como auxílio para se compreender os fatores que levaram à ocorrência do MGM, bem como para se estimar a suscetibilidade para novos MGM na área. Os parâmetros morfométricos calculados podem ser analisados nas Tabelas 7.1, 7.2 e 7.3 a seguir.

Tabela 1: Parâmetros morfométricos calculados para o setor serrano (Norte) da Bacia do Rio do Entupido

Parâmetro	Valor
Área (km ²)	10,48
Amplitude de Relevo (m)	2111
Extensão dos canais (km)	64,9
Extensão do canal principal (km)	5,5
Declividade média do canal principal (°)	8,6
Razão H/L	0,29

Tabela 7.2: Parâmetros morfométricos estatísticos calculados para a Bacia do Rio do Entupido

Parâmetro	Valor mínimo	Valor máximo	Média	Desvio Padrão
Declividade (°)	0	66,9	28,6	12,5
Densidade de Drenagem (km/km ²)	0	5,1	1,4	1,1

Tabela 7.3: Parâmetros morfométricos calculados para o Movimento Gravitacional de Massa

Parâmetro	Valor
Área (km ²)	0,055
Altura (m)	210
Deslocamento de material (m)	840
Declividade média (°)	30
Volume estimado (km ³)*	1,1
Razão H/L	0,25

*Volume estimado considerando-se espessura média de 2 m de material deslocado.

7.2 ÍNDICE DE MELTON

O índice de Melton é um parâmetro morfométrico desenvolvido para analisar a possibilidade de uma bacia desenvolver corridas de detritos (*debris flow*; WELSH & DAVIES, 2011). A fórmula que determina este índice pode é $R = \frac{H}{\sqrt{A}}$, onde R é o índice de Melton, H é a altura da bacia e A é área da bacia.

Para este trabalho, o índice de Melton foi calculado apenas para as microbacias que compreendem a maior parte da área do MGM. Foi também considerado o somatório de todas estas microbacias que perfazem a área do MGM, como se fosse uma única bacia (Figura 7.1). Os parâmetros podem ser conferidos na Tabela 7.4.

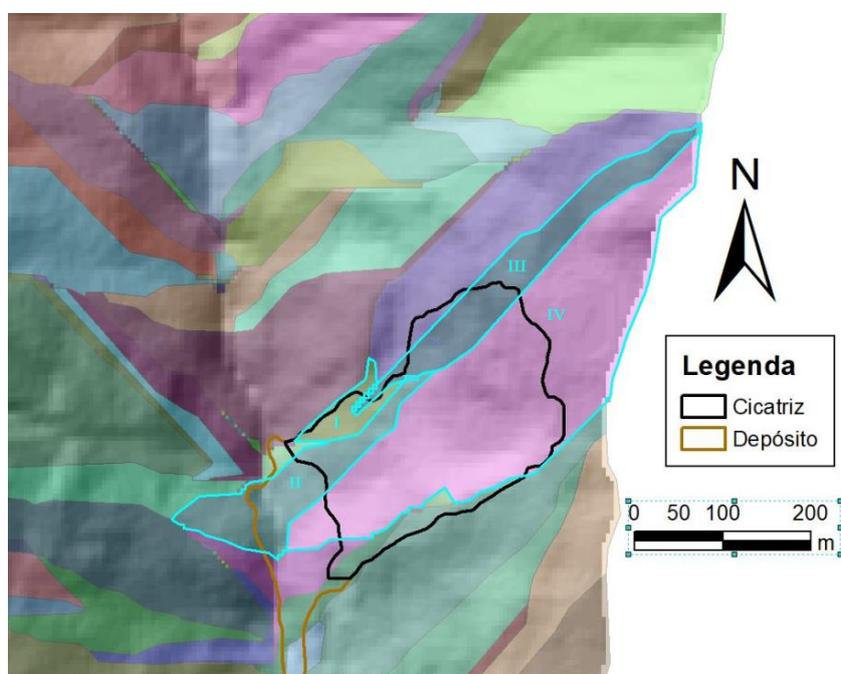


Figura 7.1: Microbacias que perfazem a área do MGM utilizadas no cálculo do índice de Melton

Tabela 7.4: Parâmetros morfométricos e índice de Melton calculados para cada microbacia que perfaz a área do MGM.

Bacia	Parâmetros				
	Área (m ²)	Altura (m)	Comprimento (m)	Razão H/L	Índice de Melton
I	3624	82	108	0,75	1,36
II	14098	153	270	0,56	1,28
III	16868	334	502	0,66	2,57
IV	65288	427	619	0,69	1,67
V*	99879	436	653	0,67	1,37

*A microbacia V é o resultado do somatório de todas as outras microbacias

De acordo com os estudos de Wilford *et al.* (2004), no qual o índice de Melton é associado ao comprimento do canal de drenagem, é possível identificar a possibilidade de ocorrência de alagamentos, *debris flood* e corrida de detritos. Essa correlação pode ser observada na Tabela 7.5.

Tabela 7.5: Análise de possibilidade de MGM ou alagamento em bacias de acordo com a correlação entre índice de Melton e comprimento de canal de drenagem segundo WILFORD *et al.* (2004)

Variável	Ocorrência		
	Alagamento	<i>Debris Flood</i>	Corrida de detritos
Índice de Melton (R) e comprimento de canal (L)	(R) < 0,3 (R) > 0,6 e (L) > 2,7 km	0,3 < R < 0,6	(R) > 6 e (L) < 2,7 km

Analisando os índices de Melton calculados para cada microbacia e correlacionando-os com a proposta de WILFORD *et al.* (2004), percebe-se que há consideráveis chances de ocorrência de corrida de detritos na região analisada, uma vez que todas as microbacias apresentam índice de Melton acima de 0,6 e comprimento de canal de drenagem muito menor que 2,7 km.

WELSH & DAVIES (2011) demonstram que essa metodologia tem considerável grau de confiabilidade ao aplicá-la em diversos casos em que determinadas bacias já apresentaram eventos de corrida de detritos (Figura 7.2). Na maioria dos casos, esta metodologia indicou que, de fato, as bacias eram propensas a desenvolver corrida de detritos, com exceção de alguns casos em que a bacia mostrou índice de Melton (R) e comprimento de canal (WL) diferente daquele definido como limiar de ocorrência de corrida de detritos, no entanto, ainda assim apresentaram o evento. Para estes casos, os autores tiveram de se aprofundar nos detalhes e particularidades de cada um, pois, os MGM podem apresentar um alto grau de complexidade em todo seu processo deflagrador.

Ao comparar os dados deste estudo com os dados de WELSH & DAVIES (2011) da Figura 7.2, percebe-se que os índices de Melton calculados para as microbacias que perfazem a área do MGM apresentam valores consideravelmente elevados. Isso pode ser explicado pela grande amplitude de relevo dessas bacias (uma vez que esta porção da encosta apresenta declividade média de 30°) relacionada com a área relativamente pequena.

Neste estudo não será aprofundado as particularidades quanto aos possíveis processos de corrida de detritos calculados para a área do MGM, pois não é a proposta deste trabalho. Os índices de Melton foram calculados e relacionados ao trabalho de WELSH & DAVIES (2011) apenas para efeito de comparação e para o fornecimento de evidências para a discussão sobre a classificação do MGM.

	Stream watershed location	R	WL (km)	Rock	Climate
1	Pipson Ck, Makarora	0.89	3.11	S	M
2	Waterfall Ck, Lake Hawea	0.94	3.15	S	M
3	Bullock Ck, Fox Glacier	0.57	4.46	S	W
4	Yellow Ck, Fox Glacier	1.18	1.53	S	W
5	Stony Ck, Tatare	0.86	2.63	S	W
6	Greyneys Ck, Arthurs Pass	1.07	1.80	G	M
7	Halpin Ck, Arthurs Pass	0.52	3.18	G	M
8	Unnamed Ck, Turiwhate	1.17	1.48	Gr	M
9	Turiwate Ck, Turiwhate	1.06	1.58	Gr	M
10	Grahams Ck, Turiwhate	0.88	2.33	Gr	M
11	Carew Ck 1, Lake Brunner	1.02	1.77	Gr	M
12	Candys Ck, Otira	1.31	1.15	G	M
13	Unnamed Ck 1, Boyle River	0.92	2.05	G	M
14	Unnamed Ck II, Boyle River	1.08	1.97	G	M
15	Bullock Ck, Mt Thomas	0.58	1.51	G	D
16	Kowhai R, Peel Forest	0.69	2.32	G	D
17	Awatarariki Stm, Bay of Plenty	0.17	3.68	V	D
18	Waitepuru Stm, Bay of Plenty	0.25	2.38	V	D

Tipo de rocha: S (xisto), G (grauvaca), Gr (granito), V (vulcânica). Precipitação anual: M (moderate; ~4.000 mm), W (úmido; >5.000 mm), D (árido; < 2.000 mm).

Figura 7.2: Índice de Melton (R) e comprimento de drenagem (WL) de bacias hidrográficas localizadas na região dos Alpes Neozelandeses. Extraído de WELSH & DAVIES (2011).

7.3 FATORES QUE OCASIONARAM O MGM

Assim como já discutido no capítulo de Movimentos Gravitacionais de Massa, para que um MGM seja deflagrado é necessário que uma série de fatores ocorra. Estes fatores podem ser divididos entre os predisponentes e os deflagradores. A seguir serão discutidos os principais fatores que ocasionaram o evento.

7.3.1 Pluviosidade

De acordo com os dados de chuva acumulada em 24 horas, abrangendo um período de 01/10/11 à 30/11/11, pode-se observar que os índices diários fornecidos pelo INMET (Estação Passa-Quatro A-529; Gráfico 7.1) e pelo INPE-OIKOS (Estação Piquete; Gráfico 7.2) mostram que nos dias 14 e 15/11/11 ocorreu intensa precipitação com

relação ao período analisado. Na estação Passa-Quatro, no dia 14/11/11 foi registrado um acumulado de 44,8 mm, seguido de um acumulado de 24 mm no dia 15/11/11 (dia da ocorrência do MGM). Já na estação de Piquete, no dia 14/11/11, o acumulado registrado foi de 57,25 mm, enquanto que no dia 15/11/11 esse valor foi de 37,75 mm.

Nas tabelas encontradas na seção de Anexo estão os dados históricos de chuva para o mês de Novembro. Com estes dados foram analisadas as tendências regionais de pluviosidade. Os dados analisados são das estações do INMET (Passa-Quatro) e INPE-OIKOS (Piquete) para os anos de 2008 a 2014, e das estações já desativadas do DAEE (Cruzeiro, Brejetuba e Queluz) para os anos de 1957 a 1995 (Cruzeiro), 1972 a 1996 (Brejetuba) e 1956 a 1994 (Queluz).

Calculando-se a média do valor acumulado de chuva para 14 e 15/11/11 nas estações Passa-Quatro e Piquete, obtém-se o valor de 81.9 mm (Tabela 7.6). Este valor, quando comparado à média do total de chuva esperada para o mês de Novembro (calculado a partir dos dados históricos do DAEE, INMET e INPE; Tabela 7.7) corresponde a 43,7% do total de chuva esperada para todo o mês de Novembro, sendo este um valor expressivo que pode servir como evidência para considerar a pluviosidade como um fator predisponente ou deflagrador.

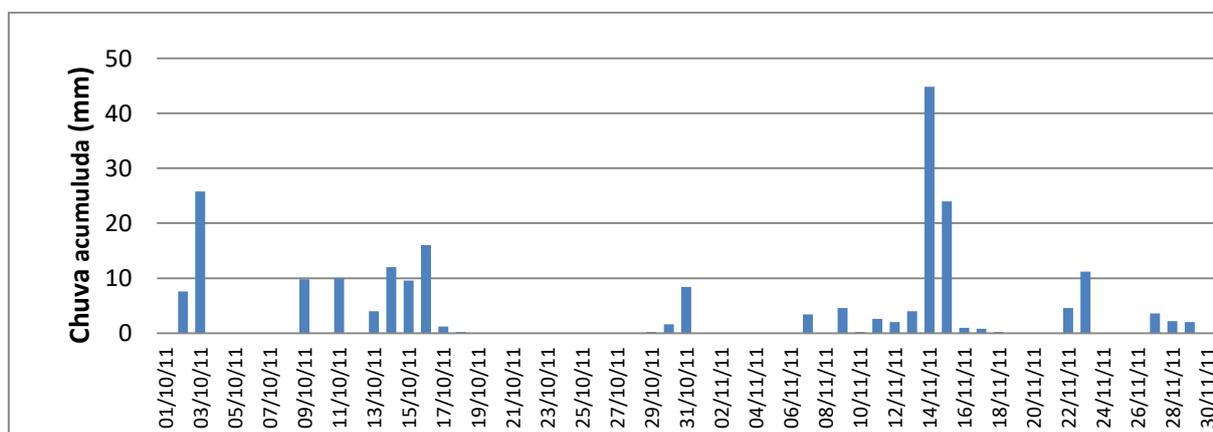


Gráfico 7.1: Índice diário de chuva acumulada, em milímetros, registrado de 01/10/2011 a 30/11/2011. Estação INMET/ Passa Quatro-A529; Latitude: 22° 23' 45"; Longitude: 44° 57' 43"; Altitude: 1017 m. Fonte: INMET.

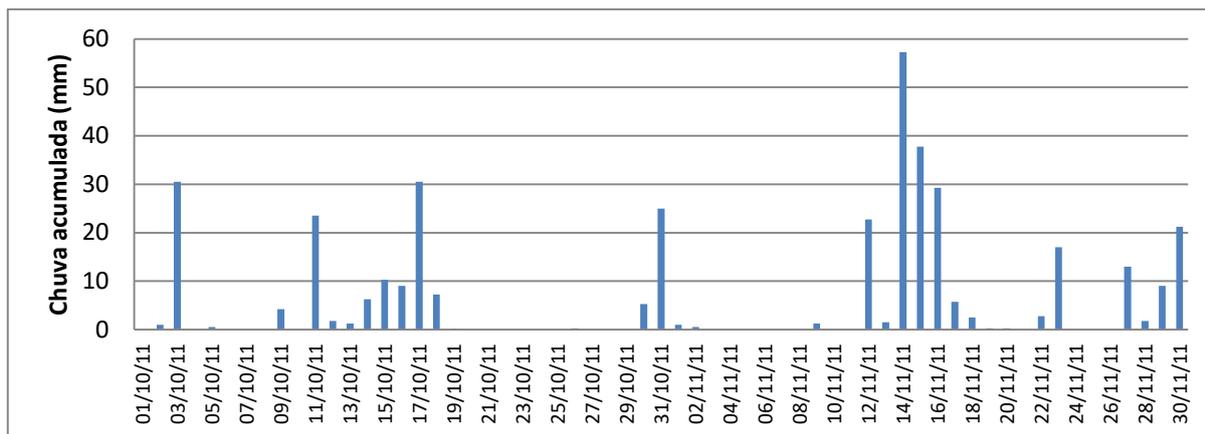


Gráfico 7.2: Índice diário de chuva acumulada, em milímetros, registrado de 01/10/2011 a 30/11/2011. Estação INPE-OIKOS/ Piquete; Latitude: -22°31'35,6"; Longitude: 45°08'49,6"; Altitude: 1144 m. Fonte: INPE.

Tabela 7.6: Chuva acumulada em 48h, entre os dias 14 e 15/11/2011 nas Estações Piquete e Passa-Quatro e sua respectiva média.

Chuva acumulada (mm) em 14 e 15/11/11		
Piquete	Passa-Quatro	Média
95	68.8	81.9

Tabela 7.7: Média do total de chuva esperada para o mês de novembro, calculada a partir dos dados históricos disponíveis para cada estação e sua respectiva média.

Média do total de chuva (mm) esperada para Novembro					
Cruzeiro	Brejetuba	Queluz	Piquete	Passa-Quatro	Média
199.22	179.9	165.03	246.46	145.49	187.22

7.3.2 Estruturas

É possível observar no mapa de lineamentos (Figura 7.3) e nas próprias fotos obtidas com o *Google Earth* (Figura 7.4) que a área de ocorrência está intimamente relacionada às estruturas ali presentes. É notável a presença de duas estruturas maiores que formam degraus de abate, demonstrando uma fase de pós-ruptura ou de ativação ocasional (ver Figura 6.1). As estruturas aparentam ser duas falhas, devido ao movimento relativo que gerou os blocos abatidos, de orientação NW-SE. HARIDEVA *et al.* (2015), também observou tal evolução gradual do processo de instabilização da encosta.

Estas falhas estão contidas numa região com densidade de estruturas variando de média a alta (Figura 7.5) que podem indicar um intenso fraturamento desta área do maciço rochoso.

São observáveis, também, fraturas vivas em rocha sã em diversos blocos rolados (Figura 7.6, imagens A e B). Estas fraturas produzem facetas de superfície relativamente plana e não apresentam indícios de intemperismo ou formação de argilominerais, possivelmente indicando que foram geradas devido às colisões entre blocos durante o deslocamento do material.

Observa-se também uma família de fraturas de orientação NW-SE ortogonais à direção da vertente, e outra família com caimento menor que a inclinação da vertente. Estas podem ser fraturas extensionais de descompressão, indicando evolução do maciço (Figura 7.6, imagens C e D), assim como também observou HARIDEVA *et al.* (2015). Essas fraturas também são fatores condicionantes de grande importância em relação ao MGM, uma vez que sua orientação favorece a ocorrência do evento.

Em uma escala menor, a vegetação local também contribui para o fraturamento do maciço na região mais superficial, uma vez que solos formados em encostas, em geral, não desenvolvem espessos horizontes. Isso se deve à velocidade de escoamento da água pelo solo, ou seja, quanto maior a inclinação da encosta, mais rápido o escoamento e menos tempo de interação entre água e substrato, interferindo diretamente no desenvolvimento do solo (Figura 7.7; MIYAZAKI 1993).

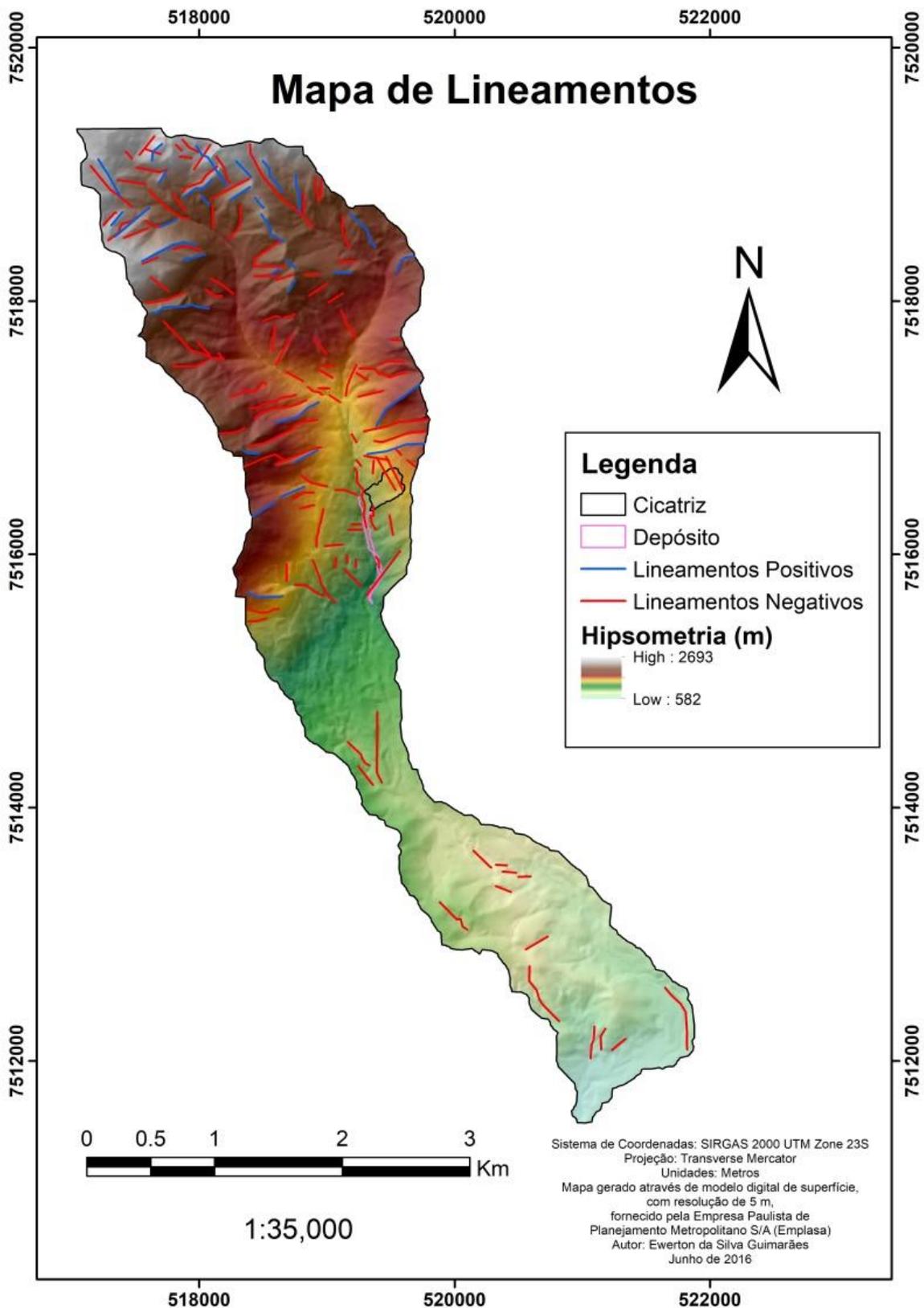


Figura 7.3: Mapa de lineamentos estruturais e hipsométrico, com aplicação de técnica de sombreamento de relevo (luz aplicada a 315° azimute e 45° de elevação). Os lineamentos foram extraídos seguindo a técnica de sombreamento de relevo com luz aplicado a 315°, 225°, 135° e 45° azimute e 45° de elevação.

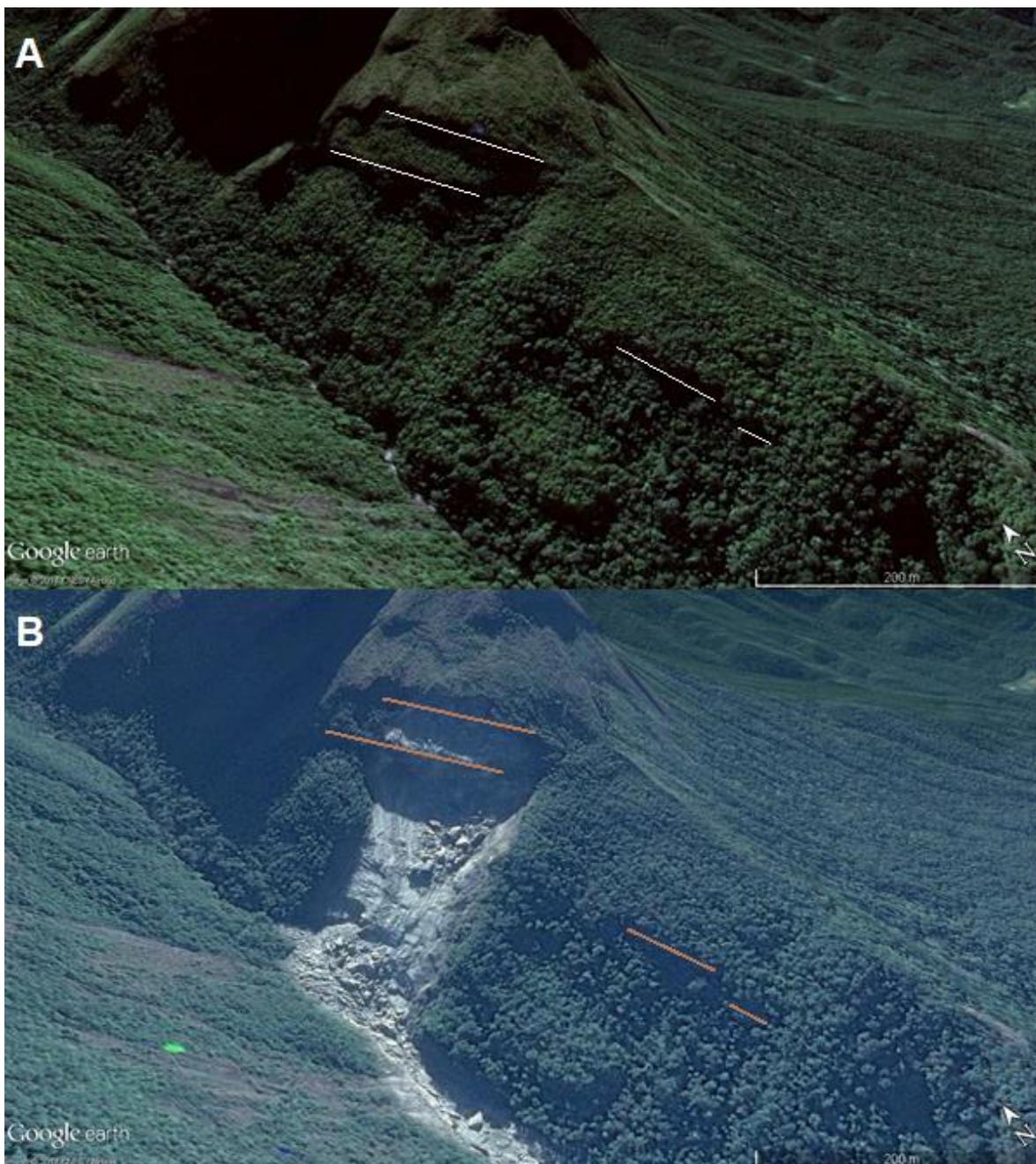


Figura 7.4: Antes (A) e depois (B) do movimento gravitacional de massa com destaque para as principais estruturas visíveis (Linhas brancas para a imagem A e marrons para a imagem B). Extraído de: Google Earth Pro.

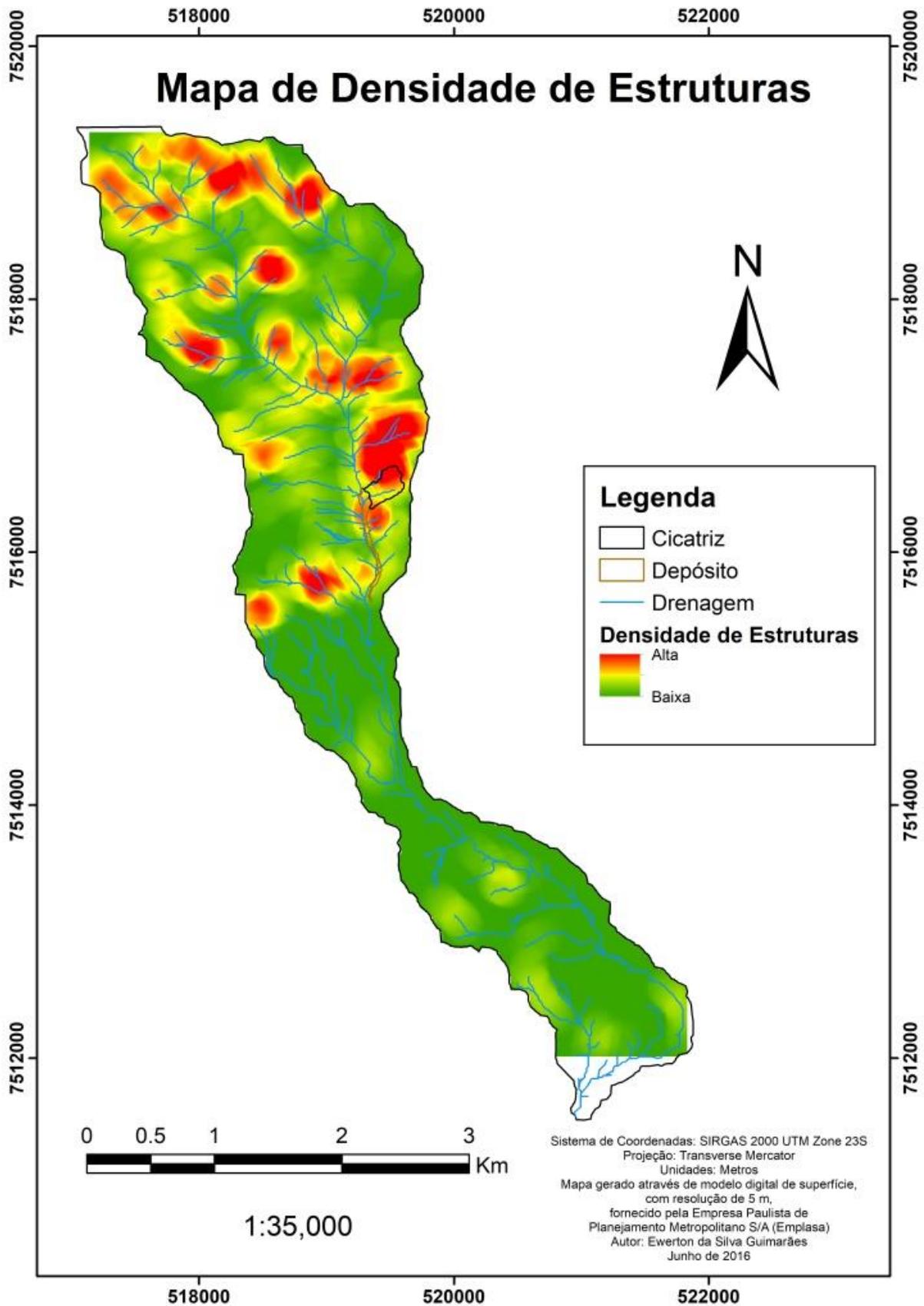


Figura 7.5: Mapa de densidade de lineamentos da área de estudo na bacia do Rio do Entupido



Figura 7.6: Estruturas Geológicas. Imagens A e B, fraturas vivas em rochas sã (setas brancas). Imagens C e D, orientação da principal família de fraturas. Fonte: Fotos cedidas pela SABESP e tiradas em 22/11/2011.

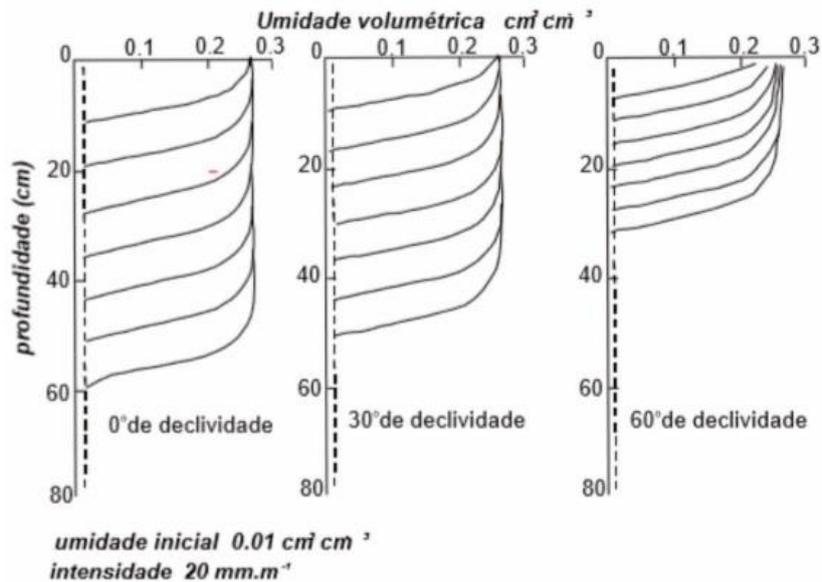


Figura 7.7: Perfis de umidade volumétrica para diferentes declividades de relevo. Fonte: MIYAZAKI (1993).

7.3.3 Intemperismo

Além de formar planos de fraqueza, as falhas (e todas as outras fraturas) permitem, também, a entrada de água no maciço, que age diretamente na rocha através do intemperismo químico, contribuindo para o aumento da zona de fraqueza. Este processo é evidenciado tanto por zonas intemperizadas do maciço, quanto por faces intemperizadas de blocos de rocha rolados durante o MGM (Figura 7.8).

O intenso intemperismo químico típico da região (devido ao clima quente e úmido) atuando sobre os litotipos alcalinos (nefelina, nefelina-sienito) contribui de forma significativa para a formação de argilominerais, pois esse é um processo que busca o equilíbrio físico-químico do material afetado, uma vez que as condições físico-químicas da superfície são extremamente diferentes das condições de gênese do maciço alcalino.

Assim como constatado em campo, o solo formado nos depósitos coluvionares provenientes do maciço de Passa-Quatro apresentam quantidade expressiva de argilominerais devido à sua plasticidade e cerosidade. A plasticidade é um importante parâmetro físico dos solos que caracteriza a sua capacidade de ser deformado/moldado sem se fraturar ou desagregar, para um determinado volume constante de material. Quando um solo se encontra no estado plástico, sabe-se que há um determinado conteúdo de água que o torna assim. A diminuição neste conteúdo de água diminui a espessura da camada catiônica dos argilominerais e aumenta a força de atração entre estes. Consequentemente, para que um solo apresente plasticidade, a magnitude da

força líquida entre partículas deve ser tal que as partículas possam se mover livremente umas em relação às outras, mantendo sua coesão. Qualquer diminuição no conteúdo de água reduzirá a plasticidade do solo (YALCIN, 2007).

A cerosidade indica que os argilominerais presentes no solo têm a capacidade de se organizar quando submetidos a uma força aplicada. Sendo assim, há a possibilidade de que os argilominerais formados nas zonas de fraqueza das falhas apresentem tal característica e, uma vez submetidos à força peso do próprio maciço rochoso, se organizam de tal forma que as forças de atrito são reduzidas. Importante notar que a força peso do maciço pode variar de acordo com a quantidade de água absorvida pela camada de solo e pelas fraturas do próprio maciço. Conseqüentemente, em épocas de intensas e/ou prolongadas chuvas, a força peso do maciço vem a aumentar.



Figura 7.8: Evidência de intemperismo químico no interior do maciço devido à penetração de água em zonas de fraqueza (fraturas). As setas de cor preta indicam as faces que apresentam capa de intemperismo; as setas de cor branca apontam as faces ainda sãs ou com capa de intemperismo pouco desenvolvida. Fonte: Fotos cedidas pela SABESP e tiradas em 22/11/2011.

7.3.4 Erosão

A intensa erosão da base da encosta é outro fator a ser levado em consideração. Pela análise do mapa de densidade de drenagem (Figura 7.9), é possível notar consideráveis valores de densidade de drenagem (por volta de 3 km/km²) na base da encosta onde ocorreu o MGM. Isso indica que esta é uma área com grande fluxo/escoamento de água e, conseqüentemente, mais suscetível à erosão. Esses altos valores de densidade de drenagem ocorrem, possivelmente, devido a litologia, pois o maciço alcalino não apresenta porosidade, sendo que a infiltração de água se dá apenas no solo e em fraturas. Conseqüentemente, o escoamento superficial de água é maior.

Adicionalmente, outros MGM pretéritos podem, também, ter contribuído para a erosão/escavação das bases da encosta, uma vez que o volume de material deslocado possui um considerável poder erosivo devido a fatores como a grande energia de transporte e às interações entre detritos e substrato, assim como a alta densidade dos fluidos em alguns tipos específicos de MGM. Dessa forma, a base da encosta, que é adjacente ao principal canal do Rio do Entupido, provavelmente, foi suficientemente erodida a ponto de aumentar as tensões cisalhantes na encosta devido à perda de sustentação (Figura 7.10).

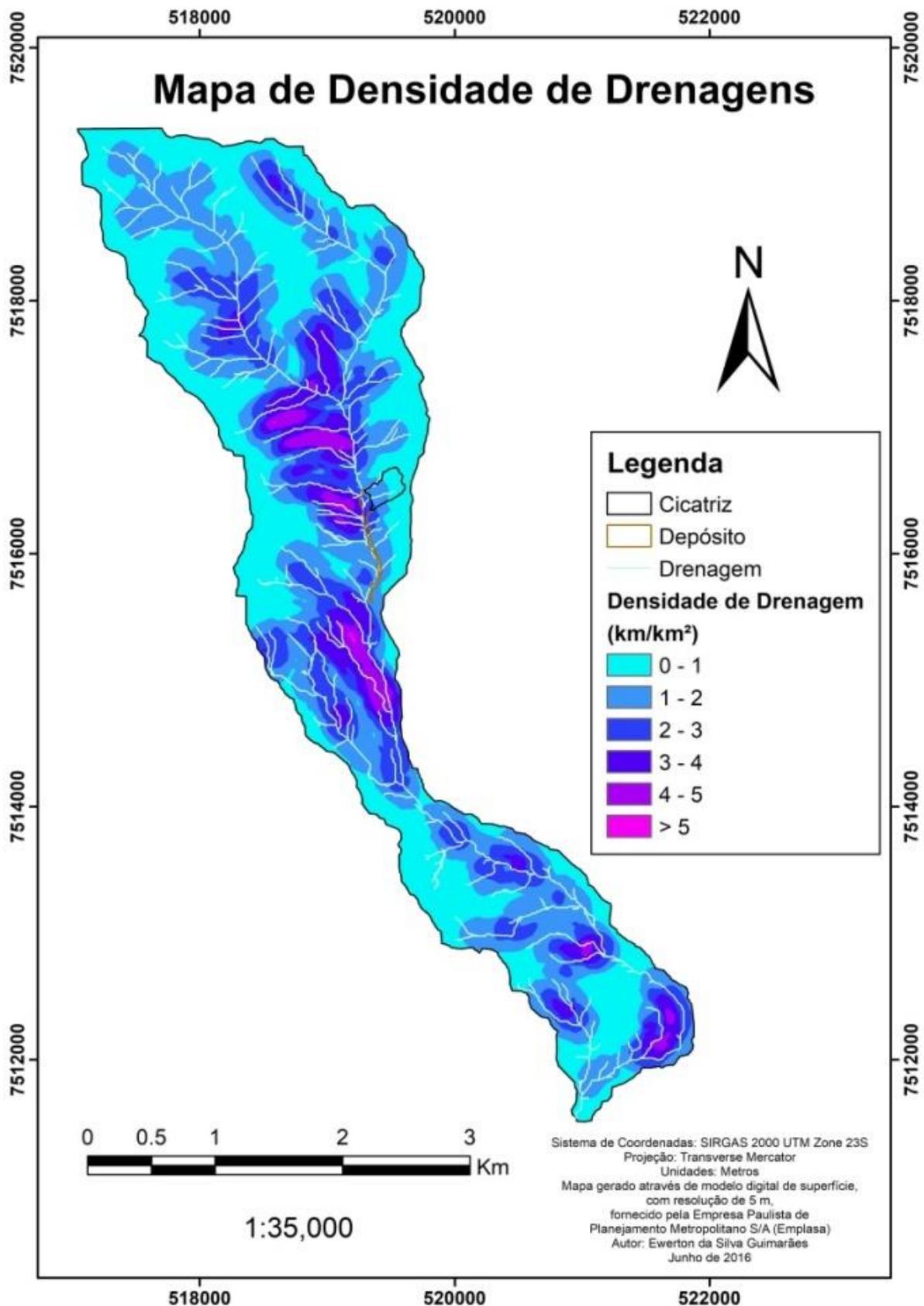


Figura 7.9: Mapa de densidade de drenagens da área de estudos na bacia do Rio do Entupido.

Figura 7.10: Feições erosivas geradas pelo MGM. Notar o expressivo poder erosivo que este fenômeno possui. Nas imagens A e B é possível observar um depósito de blocos e matacões (setas brancas) inseridos na matriz que aparenta ser solo remobilizado. Nas figuras C e D é possível observar uma considerável área que foi erodida pelo evento, destruindo a vegetação e remobilizando o solo, restando apenas a face sã do maciço rochoso (setas brancas). Estas evidências mostram a influência da erosão nas bases na desestabilização da encosta. Fonte: Fotos cedidas pela SABESP e tiradas em 22/11/2011.



7.3.5 Declividade

O ângulo de declividade é um parâmetro essencial na estabilidade de uma encosta. Conforme o ângulo aumenta, a tensão cisalhante no solo, rocha ou materiais inconsolidados, geralmente, também aumenta. Baixas declividades, em grande parte dos casos, apresentam baixa frequência de MGM devido às baixas tensões cisalhantes (LAN *et al.* 2004; LEE *et al.* 2004).

Através dos perfis topográficos traçados da bacia do Rio do Entupido (Figura 7.11), mais especificamente o perfil perpendicular ao rio, pode-se determinar a inclinação média da encosta que colapsou, sendo este valor por volta de 30°. O cálculo é feito através da seguinte fórmula $\sin \alpha = \frac{\Delta H}{\Delta L}$, onde α é a declividade média em graus, ΔH é a variação de altitude do MGM entre topo e base e ΔL é a distancia horizontal entre topo e base. É possível notar, também, que a calha do rio apresenta uma forma de “V”, que poderia estar associada ao maior poder erosivo do rio devido à declividade (aproximadamente 15°) e ao possível fato do canal estar encaixado em estruturas geológicas, uma vez que NETO *et al.* (2015) afirma que, devido ao neotectonismo regional, drenagens encaixadas são comuns.

Já através do mapa de declividade (Figura 7.12), observa-se que na cicatriz no MGM há uma pequena área com declividade entre 10° e 20°, que corresponde ao bloco abatido. As faixas com declividade entre 40° e 50° correspondem à superfície do plano das falhas.

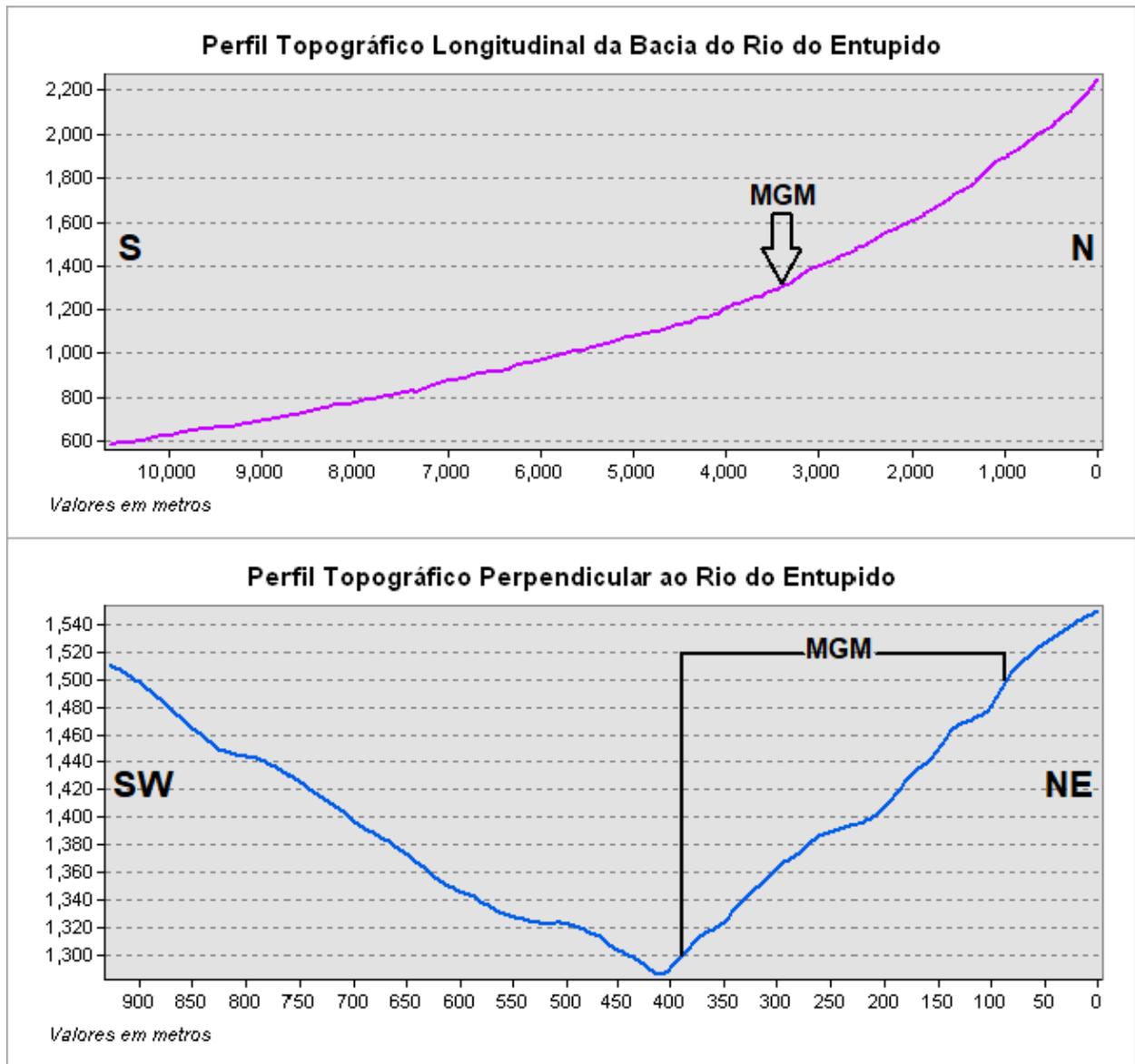


Figura 7.11: Perfis topográficos da área de estudo. A imagem superior corresponde ao perfil topográfico S-N longitudinal, acompanhando o canal principal da bacia; MGM indicado pela seta preta. A imagem inferior corresponde ao perfil topográfico perpendicular ao Rio do Entupido, compreendendo a área do movimento gravitacional de massa (MGM). Os perfis podem ser observados em planta na Figura 10.

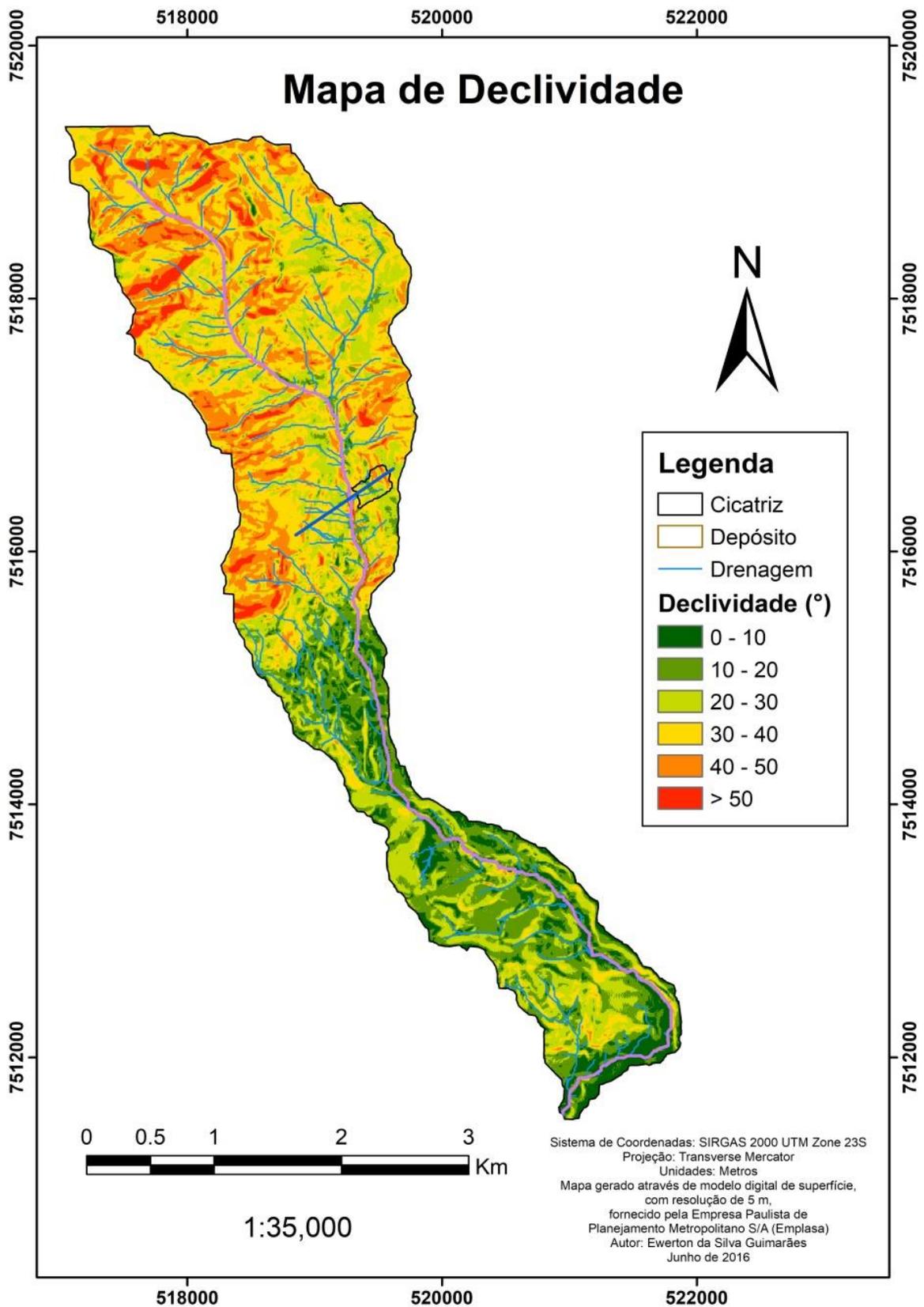


Figura 7.12: Mapa de declividade da área de estudos na bacia do Rio do Entupido. A linha roxa corresponde ao perfil topográfico longitudinal N-S da bacia; a linha azul escuro corresponde ao perfil topográfico NE-SW perpendicular ao rio compreendendo a área do MGM.

7.4 DETERMINAÇÃO DOS FATORES PREDISPOENTES E DEFLAGRADORES

Analisando os fatores discutidos no último tópico e comparando-os com a Tabela 6.2 e Tabela 6.3, podem-se classificar os fatores que ocasionaram o MGM.

Os fatores predisponentes são aquelas que dão condições para que o MGM ocorra através dos fatores deflagradores. Portanto, os fatores deflagradores apenas ocorrem quando uma série de condições é atendida, sendo estas condições os fatores predisponentes. A seguir serão discutidos tais fatores predisponentes.

Um dos fatores que mais chamam a atenção neste evento é a presença das duas grandes possíveis falhas que caracterizam o MGM. Estas falhas são grandes zonas de fraqueza da encosta. Além delas, há também uma família de fraturas com caimento pouco menor que a inclinação da vertente, favorecendo a instabilidade da encosta, uma vez que os blocos que vão sendo afetados por estas fraturas (e, aos poucos, vão sendo isolados do maciço) acabam orientados com a mesma direção da vertente, favorecendo um possível MGM. Além disso, tais falhas e fraturas são zonas de infiltração de água e, considerando suas dimensões, podem conduzir grande quantidade de água para o interior do maciço. A água infiltrada intensifica o intemperismo gerando zonas de fraqueza, formando argilominerais e contribuindo para o aumento do peso do maciço devido ao seu acúmulo. Portanto, as estruturas do maciço são fatores predisponentes.

Outro fator predisponente é o próprio relevo devido à sua geometria e seu gradiente que, por sua vez, influenciam diretamente na distribuição do peso do maciço. Quanto maior a declividade do terreno, maiores são as chances deste entrar em um estado de desequilíbrio devido a algum tipo de alteração de suas condições físicas e, também, devido à própria ação da gravidade.

A litologia do maciço também é um fator predisponente. A competência e homogeneidade do maciço permitem que as fraturas formadas acumulem água infiltrada apenas entre tais estruturas, uma vez que o maciço não apresenta permeabilidade (ou apresenta permeabilidade extremamente baixa, quase nula). Isso permite uma ação mais localizada e intensa do intemperismo.

Por sua vez, o intemperismo também é um fator predisponente, pois influencia diretamente nas alterações físicas e químicas das rochas que compõem o maciço, bem como possibilitam a formação de zonas de fraquezas.

Quanto aos fatores deflagradores, estes dependem diretamente das condições proporcionadas pelos fatores predisponentes para que possam deflagrar o MGM, assim como a sua nomenclatura sugere. A presença de água no sistema demonstra ser um dos fatores de maior importância para o desenvolvimento e deflagração do evento. A quantidade de água acumulada durante as intensas chuvas registradas no dia 14 e 15/11/11 mostram uma relação direta com a deflagração do MGM, pois a água acumulada entre as fraturas da encosta colapsada aumenta o grau de saturação dos minerais argilosos ali presentes, conseqüentemente, aumentando a plasticidade de tais minerais, reduzindo a resistência ao cisalhamento da encosta.

As precipitações do dia 14 e 15/11/11 podem também ter aumentado o fluxo de água no Rio do Entupido, aumentando seu poder erosivo, sendo que este rio passa exatamente na base da encosta colapsada. Assim, pode-se presumir que o rio tem influência direta na escavação da base da encosta (alteração da geometria da base), mudando seu estado de equilíbrio e contribuindo efetivamente para o aumento das tensões cisalhantes devido à perda de sustentação. Vale ressaltar que a ocorrência de MGM pretéritos em maiores altitudes pode, também, influenciar significativamente na erosão da base. Portanto, considera-se o fator erosivo como sendo um fator deflagrador.

Além disso, toda a precipitação ocorrida nesses dias ocasionou a acumulação de água tanto nos solos que recobrem a encosta quanto nas fraturas do maciço. Este acúmulo altera a distribuição do peso sobre o maciço, interferindo diretamente nas condições de equilíbrio. Portanto, a infiltração de água, acompanhada do aumento de carga na encosta são, também, fatores deflagradores.

7.5 CLASSIFICAÇÃO DO MGM SEGUNDO VARNES

A classificação do MGM foi feita segundo os critérios levantados por VARNES (1954, 1978) e atualizados por HUNGR *et al.* (2014).

As principais características do evento em um primeiro contato é a quantidade de detritos e blocos rolados que se depositaram no canal do Rio do Entupido, com alguns blocos apresentando diâmetro de aproximadamente 15 metros (Figura 7.13). A magnitude

da área da cicatriz, bem como a distância percorrida pelos grandes blocos e detritos também são facilmente notadas. Nota-se também que a espessura do material deslocado é, em geral, rasa com exceção do topo do MGM. Já em relação às estruturas presentes no substrato, percebem-se famílias de juntas formadas, provavelmente, devido ao destacamento da capa da encosta.

Com essas principais características, pode-se relacionar o evento a três tipos de MGM: avalanche de rochas, escorregamento translacional e corrida de detritos.



Figura 7.13: Obstrução do canal do Rio do Entupido. A) Bloco rolado com diâmetro de aproximadamente 15 m. B) Atulhamento do Rio do Entupido. Fonte: SABESP, foto tirada em 22/11/2011.

As correlações entre o MGM e o tipo *avalanche de rochas* podem ser conferidas a seguir:

- Movimento, muito provavelmente, de alta velocidade, considerando o relato dos moradores das cercanias, que afirmam ter ouvido um forte estrondo (possivelmente associado à rápida dissipação de energia em forma de ondas sonoras) e que a encosta veio a baixo no mesmo dia. As imagens no Anexo B também indicam um movimento de grande energia, devido aos grandes blocos deslocados;
- Grande volume de detritos gerados pelo deslocamento do material;
- Considerável mobilidade do material apesar de ter ocorrido em um dia sem chuva, no entanto, é importante notar que nos dias anteriores houve ocorrência de intensa precipitação, o que fez acumular água entre as fraturas e no solo da encosta.

Quanto ao tipo *escorregamento de rochas translacional*, as correlações são:

- O material se deslocou em relação a uma superfície relativamente plana/ondulada;
- Sem movimento rotacional até chegar ao talvegue do rio;
- Movimento condicionado por estruturas geológicas como, por exemplo, falhas, juntas, fraturas e contatos entre solo-rocha, solo-solo;
- São relativamente rasos;
- Pode ser lento em um estágio de deslocamento inicial, porém, adquire velocidades de moderada à extremamente rápida conforme o MGM progride;
- A massa deslocada se desintegra, gerando blocos e detritos devido ao contato com o substrato durante o movimento (alta energia interna).

Quanto ao tipo *corrida de detritos*, as correlações são as seguintes:

- Ocorre de forma rápida, envolvendo qualquer tipo de material que esteja no caminho da massa em deslocamento (solo, rocha, vegetação e etc.);
- Atinge velocidade de muito rápida à extremamente rápida;
- São causados pelo intenso escoamento de água na superfície;
- Atinge longas distâncias de deslocamento de material.

Considerando-se as correlações acima, pode-se notar que todas apresentam alta velocidade de deslocamento do material e têm capacidade de transportar tal material por longas distâncias. Porém, no caso da corrida de detritos, o principal fator deflagrador é o intenso escoamento de água na superfície. No MGM em questão, apesar da área onde este está localizado apresentar uma considerável densidade de drenagem (indicando considerável escoamento superficial de água), no momento da ocorrência não houve precipitação, assim como relatado por moradores da região que testemunharam indiretamente o evento. Desta forma, pode-se excluir o tipo corrida de detritos.

Ao se comparar o tipo escorregamento translacional e avalanche de rochas, percebe-se que é mais comum no tipo escorregamento translacional a relação com estruturas geológicas. Neste tipo de MGM também é comum que a espessura da massa deslocada seja rasa e que se desloque em relação a uma superfície relativamente plana/ondulada.

Desta forma, pode-se classificar o estágio de colapso da encosta como um *Escorregamento Translacional de Rochas*.

Quanto ao movimento de massa enquanto confinado no canal do Rio do Entupido, este se deslocou por uma considerável distância apesar da ausência de precipitação no momento da ocorrência e do tamanho dos blocos e detritos que resultaram do colapso da encosta. HUNGR & EVANS (2004b) explicam que este expressivo deslocamento pode ocorrer devido a uma espécie de almofada de material fino e saturado que se concentra na parte inferior da massa em deslocamento que, ao ser submetido ao peso de todos os blocos de rochas e outros materiais sobrepostos, acaba perdendo a coesão entre grãos e se liquefaz. Ao se liquefazer, essa almofada se comporta de maneira fluida, podendo transportar todo o material mais grosso sobreposto por longa distância. Neste caso, o material fino liquefeito poderia ser o volume de solo saturado sobreposto ao substrato.

Sendo assim, pode-se classificar o estágio de movimento de massa enquanto confinado no canal do Rio do Entupido como *Avalanche de Rochas*, assim como HARIDEVA *et al.* (2015) também constatou.

7.6 ANÁLISE DO MGM SEGUNDO STROM

STROM (2006) mostrou algumas características muito frequentes na maior parte dos escorregamentos de rochas e avalanche de rochas. Quando se trata das condições iniciais que deflagraram o MGM, o autor diz que, no caso de falhas pré-existentes em um maciço e, desde que essa seja a falha principal que tenha ocasionado o MGM, é esperado que o movimento atinja maiores magnitudes de velocidade, pois a força de atrito entre o bloco suspenso e o substrato é menor e, portanto, a aceleração do bloco será maior. Consequentemente, a massa deslocada poderá atingir maiores distâncias.

O autor também comenta sobre uma característica morfológica típica de avalanches de rocha, caracterizado por um corpo compacto de rochas depositado na base da encosta colapsada acompanhada de um depósito de detritos em forma de língua (Figura 7.14). Aparentemente, esse corpo é formado pelo acúmulo de material derivado da encosta colapsada, que colide contra um obstáculo (neste caso, a outra encosta ao lado oposto da área do MGM), seguido da ejeção de parte deste material devido à incapacidade deste corpo compacto se sustentar. A ejeção de material ocorre devido ao mecanismo de transferência de momento no instante em que a massa deslocada colide contra um obstáculo, diminuindo sua aceleração e alterando o movimento de forma brusca (Figura 7.15).

Outra peculiaridade deste tipo de movimento é o afinamento gradual do depósito em relação às partes distais e proximais do local do MGM, pois o material que é primeiramente movimentado encosta a baixo colide com a base da encosta do lado oposto, seguido de intensa pressão exercida pelo restante do material que ainda está por vir encosta a baixo. A magnitude da pressão exercida é tamanha que leva à fragmentação e cominuição do material submetido a este processo, podendo até mesmo causar a fluidização de alguns tipos de materiais. Este tipo específico de avalanche de rochas é classificado como *Spread*.

O autor exemplificou este tipo de avalanche de rochas com os seguintes estudos de caso: avalanche de Elm Rock (HEIM, 1882; HEIM, 1932), o evento de Atdjailau, na região leste da cadeia de montanhas Tien Shan, próximo à fronteira entre China e Quirguistão (ABDRAKHMATOV & STROM 2003) e o evento ocorrido na região norte de Karakungey, localizado na zona central de Tien Shan (STROM 1998; Figura 7.16)

Sendo assim, essas evidências mostram que o MGM aqui estudado pode ser dividido em dois principais estágios consecutivos: o primeiro estágio (colapso da encosta) é o *Escorregamento de Rochas Translacional* e o segundo estágio (deslocamento de massa através do canal do Rio do Entupido) é a *Avalanche de Rochas* do tipo *Spread*.



Figura 7.14: Delimitação do corpo compacto acompanhado de um depósito em forma de língua do MGM estudado. Extraído de: Google Earth Pro.

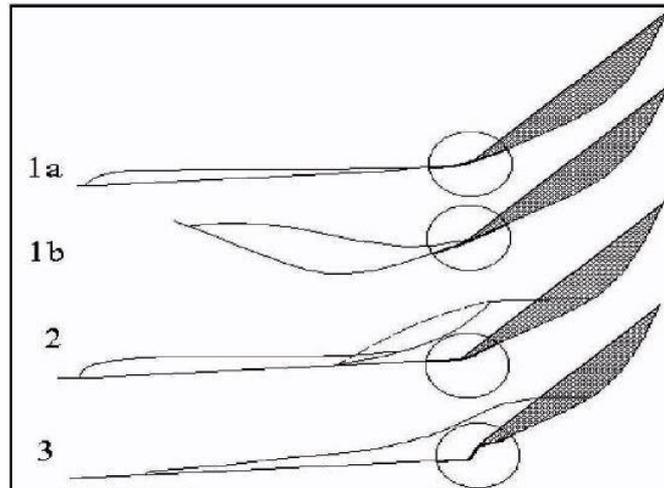


Figura 7.15: Tipos morfológicos de avalanches de rochas. A avalanche analisada neste estudo é do tipo apresentado na figura 1b. O círculo indica o local onde a aceleração inicial cessa e o movimento continua devido ao momento. Fonte: STROM (1996).

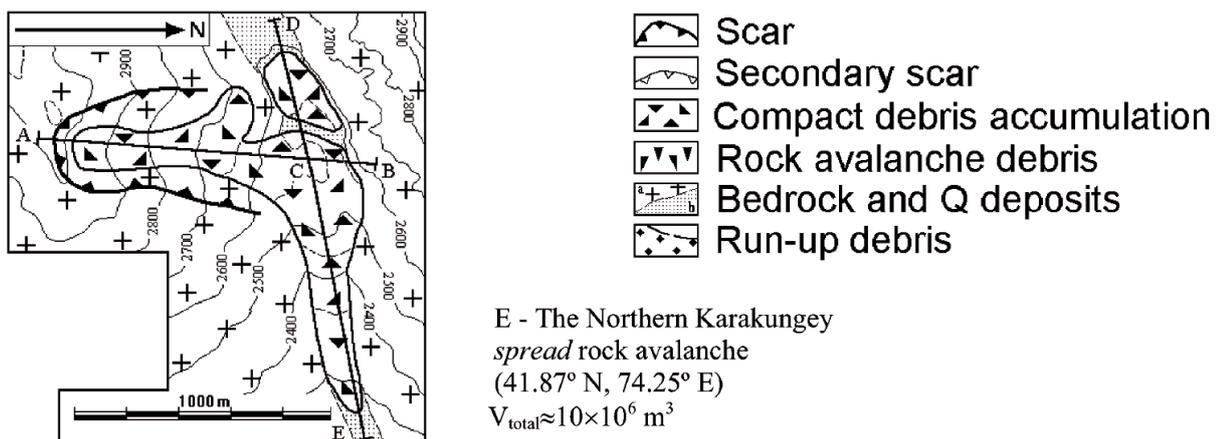


Figura 7.16: Mapa esquemático do evento ocorrido em na região norte de Karakungey; Avalanche de rochas do tipo spread. Notar o corpo compacto formado entre a cicatriz e o depósito em forma de língua. Extraído de: STROM (2006).

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Através da análise dos parâmetros morfométricos e evidências coletadas neste estudo, concluiu-se que os fatores predisponentes, ou seja, aqueles que forneceram condições à deflagração do MGM são:

- i. Estruturas presentes na encosta (falhas e família de fraturas);
- ii. Gradiente e morfologia do relevo;
- iii. Litologia homogênea e competente;

iv. Intemperismo no interior e exterior da encosta.

Quanto aos fatores deflagradores listados a seguir, estes ocorrem, pois os fatores predisponentes assim permitem:

- i. Infiltração de água, saturando o solo e minerais argilosos;
- ii. Erosão da base da encosta colapsada;
- iii. Aplicação de carga no terreno devido à saturação do solo.

Analisando os fatores supracitados, conclui-se que o evento ocorreu devido à intensa e frequente infiltração e acúmulo de água na encosta através do solo e através de estruturas como fraturas e falhas. Deve-se levar em conta que durante os dias 14 e 15/11/2011 foi registrado um acúmulo de chuva de, aproximadamente 80 mm, atípico para esta época do ano. O acúmulo de água no solo pode aumentar o peso distribuído na encosta e alterar as condições de equilíbrio. Já o acúmulo de água entre as fraturas, intensificado pelo fato do litotipo não apresentar permeabilidade (ou permeabilidade extremamente baixa), intensifica também a ação do intemperismo químico que, por sua vez, é acentuado devido ao clima tropical da região. O intemperismo químico é responsável pela formação de argilominerais entre as falhas e fraturas, que acabam por se tornar zonas de fraqueza, além de que estas estruturas são, também, zonas de fraqueza. Ou seja, a presença de argilominerais apenas colabora ainda mais com a redução da resistência da encosta devido às forças cisalhantes. Além disso, quando tais argilominerais se encontram saturados, estes assumem um comportamento plástico, tornando-se mais suscetíveis à deformação e, caso haja a presença de argilominerais de comportamento expansivo, estes, quando igualmente saturados, podem colaborar com o processo de fraturamento da encosta. O excesso de carga sobre o terreno devido ao solo encharcado pode também colaborar para a reorganização dos argilominerais presentes entre as estruturas, de forma que estes assumem uma orientação relativamente homogênea, criando uma superfície de pouco atrito, conseqüentemente, reduzindo ainda mais a resistência da encosta às forças cisalhantes. No entanto, todas estas condições não seriam suficientes para causar o MGM caso não houvessem fraturas orientadas à mesma direção da vertente.

Ainda com relação às precipitações ocorridas entre 14 e 15/11/2011, estas podem ter aumentado o fluxo do Rio do Entupido, intensificando o processo erosivo da base da encosta que colapsou. Quanto mais a base é afetada pela erosão, mais ela vai sendo escavada e, por consequência, retirando a sustentação da encosta.

Todos esses fatores, quando adicionados, resultam em uma condição muito propícia ao colapso da encosta, pois a situação de equilíbrio é alterada. No entanto, fica evidente que a presença de água no sistema tem uma contribuição muito significativa durante todos os estágios MGM.

Com relação à área de atingimento (*runout*), o material deslocado apresentou um considerável grau de mobilidade, considerando que no momento da deflagração não chovia e, também, a quantidade de grandes blocos depositados no canal do Rio do Entupido. Este grau de mobilidade pode ser explicado pelo processo de fluidização que ocorre com o material mais próximo ao substrato, que é pressionado por todo o volume de material que o recobre durante o movimento de massa. Esse material fluidizado é um material mais fino, possivelmente o solo encharcado e fragmentos extremamente cominuídos pelo violento processo de colisão entre blocos. Esse material fluidizado se comporta como uma espécie de almofada que conduz a frente do movimento de massa, possibilitando que este alcance grandes distâncias, apesar de suas características indicarem intuitivamente um comportamento diferente (STROM, 2006; HUNGR *et al.*, 2014).

Sendo assim, acredita-se ser possível que outros MGM semelhantes possam vir a ocorrer nessa região devido às semelhanças nas condições que a região apresenta como, por exemplo, a litologia (maciço alcalino de Passa-Quatro), o clima tropical, as estruturas geradas pelos mesmos eventos de evolução do maciço alcalino, o comportamento hidrológico e o alto gradiente do relevo. Outro fator que aponta para a possibilidade de ocorrência de outros MGM nesta área são os índices de Melton calculados (Tabela 7.4), que apontam a suscetibilidade da área para corridas de detritos. No entanto, essas são apenas especulações feitas através de análises qualitativas dos dados levantados neste estudo. Para que se obtenham informações precisas, mais estudos são necessários nesta área.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A.N. (1962) Compartimentação topográfica e domínios de sedimentação pós-cretáceos do Brasil. 80f. Tese (Concurso para a cadeira de Geografia Física). Departamento de Geografia, Universidade Federal do Paraná Almeida;
- ABDRAKHMATOV, K., AND STROM, A.L. (2003) Dissected rockslide and rock avalanche deposits; Tien Shan, Kyrgyzstan. In: *Evans, S.G.; Mugnozza, G.S.; Strom, A.; Hermanss, Reginald: Landslides from massive rock slope failure*. NATO Science Series. IV. Earth and Environmental Sciences. Vol. 49.
- ALCÁNTARA-AYALA, I. (2002) Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. *Geomorphology* n.47 (2002), p. 107-124.
- ALMEIDA, F.F.M. (1964) Geologia do Estado de São Paulo. Instituto Geográfico e Geológico 1:5–263;
- ALMEIDA, F.F.M. (1967) Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro: DNPM. Boletim DNPM, 241:36;
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. (1998) Origem e Evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 26, n. 3, p. 135-150;
- ALMEIDA, J.C.H. (2000) Zonas de Cisalhamento de Alto Grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. 201 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro;
- ALMEIDA, J.P. (2013) Avaliação de perigo de movimentos gravitacionais de massa no município de Itatiaia-RJ por meio de inventário de cicatrizes gerados com a utilização de imagens ADS-80. *Dissertação de Mestrado* – Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.
- ASMUS, H.E.; FERRARI, A.L. (1978) Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. In: *Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil*. Rio de Janeiro: Petrobras. p. 75-88 (Série Projeto REMAC; 4);
- BACOCOLI, G.; SAITO, M. (1973) Bacia de Campos: Geologia e perspectivas petrolíferas. In: *Curso de atualização em geologia de petróleo*. CAGEP-I anais. Rio de Janeiro, Petrobrás. Dexp. Divex, ag. v. 2.
- BROTZU, P.; BARBIERI, M.; BECCALUVA, L.; GARBARINO, C.; GOMES, C.B.; MACCIOTTA, G.; MELLUSO, L.; MORBIDELLI, L.; RUBERTI, E.; SÍGOLO, J.B.;

- TRAVERSA, G. (1992) Petrology and geochemistry of the Passa Quatro alkaline complex, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 6(4): 237-252.
- CHIESSI, C. M. (2004). Tectônica cenozóica do Maciço Alcalino de Passa Quatro (SP-MG-RJ). Tese de Mestrado. Pós-Graduação em Geologia Sedimentar. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CRUDEN, D.M. (1991) A Simple Definition of a Landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*. n. 43. Issue 1. p. 27-29.
- CRUDEN, D.M.; VARNES, D.J. (1996) *Landslide types and processes*. In: Turner AK, Schuster RL (eds) *Landslides investigation and mitigation*. Transportation research board, US National Research Council. Special Report 247, Washington, DC, Chapter 3, pp. 36–75
- D'ELIA, B.; PICARELLI, L; LEROUEIL, S.; & VAUNAT, J. (1998). Geotechnical characterisation of slope movements in structurally complex clay soils and stiff jointed clays. *Rivista Italiana di Geotecnica*, 32(3), 5-47.
- GIBSON S.A., THOMPSON R.N., DICKIN A.P., LEONARDOS O.H. (1995). High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental floodbasalt genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 136:149-165
- GLADE, T.; CROZIER, J. C. The nature of landslide hazard impact. In: Glade, T., Crozier, J. C., Malcom, A. *Landslide Hazard and Risk*. Chichester, 2005, p. 43-74. 2005.
- GLADE, T.; DIKAU, R. (2001) Gravitative Massenbewegungen - vom Naturereignis zur Naturkatastrophe. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 145:42-55.
- GUIMARÃES, R.F.; JÚNIOR, O.A.C.; GOMES, R.A.T.; FERNANDES, N.F.(2008) Movimentos de Massa. In: FLORENZANO, T.G. *Geomorfologia: Conceitos e tecnologias atuais*. São Paulo, Oficina de textos, Cap. 6, p. 159 a 184.
- HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M. C. S.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P.J.; SAENZ TELLO, C.A. (2003) A origem da Serra do Mar. Termocronologia por traços de fissão em apatita. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9.; *International Symposium Tectonics*, 3., Búzios. *Boletim de Resumos...*, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2003. p. 384-385.

- HASUI, Y.; OLIVEIRA, M.A.F. (1984) A Província da Mantiqueira – Setor Central. Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. (Ed.) O Pré-cambriano do Brasil, São Paulo: Edgard Blücher. P. 378.
- HASUI Y (2010) A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociências* 29(2):141–169;
- HEILBRON, M.; MACHADO, N. (2003) Timing of Terrane Accretion in the Neoproterozoic – Eopaleozoic Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, v. 125, n. 1-2, p. 87-112;
- HEIM, A. (1882) Der Bergsturz von Elm,. *Z. der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 34, 74-115.
- HEIM, A. (1932) *Der Bergsturz und Menschenleben*, Fretz und Wasmuth, Zurich.
- HIGHLAND, L.M.; BOBROWSKY, P. (2008) *The landslide handbook – A guide to understanding landslides*. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey Circular 1325, 2008. 129p.
- HUNGR, O.; EVANS, S.G. (2004a) The occurrence and classification of massive rock slope failure. *Felsbau*, Vienna, Austria 22:16–23.
- HUNGR, O.; EVANS, S.G. (2004b) Entrainment of debris in rock avalanches; an analysis of a long run-out mechanism. *Bulletin, Geological Society of America*, no. 9/10, 116:1240–1252.
- HUNGR, O.; LEROUEIL, S.; PICARELLI, L. (2014) The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167-194.
- KING, L.C. (1956) A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia* 18:147–265;
- LAN, H.X.; ZHOU, C.H.; WANG, L.J.; ZHANG, H.Y.; LI, R.H. (2004) *Landslide hazard spatial analysis and prediction using GIS in the Xiaojiang watershed, Yunnan, China* Eng. Geol., 76 (1–2), pp. 109-128
- LEE, S.; CHOI, J.; MIN, K. (2004) *Probabilistic landslide hazard mapping using GIS and remote sensing data at Boun, Korea* Int. J. Remote Sens., 25 (11), pp. 2037-2052
- MIYAZAKI, T., *Water flow in soils*, Marcel Dekker, New York, 1993.
- MODENESI, M.C. (1992) Depósitos de vertente e evolução quaternária do Planalto do Itatiaia. São Paulo, v. 13 (1), p. 31-46.

- MOHRIAK W. U., ROSENDAHL B.R., TURNER J. P., VALENTE, S. C. (2002). Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. In: M.A. Menzies & C. Ebinger (eds.) Volcanic rifted margins. Geological Society of America, 362, Ed. Boulder, p. 159-202.
- MONTES-LAUAR, C.R.; PACCA, I.G.; MELFI, A.J.; KAWASHITA, K. (1995) Late Cretaceous Alkaline complexes, Southeastern Brazil: Palaeomagnetism and geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 425-440.
- MONTGOMERY, C.W. (1992) *Environmental Geology*. 3ª ed. Dubuque: Wm. C. Brown Publishers
- MORGENSTERN, N.R. (1985) *Geotechnical aspects of environmental control*. Proc. 12th International Symposium of Soil Mechanics and Foundation Engineering, vol 1, pp. 155-178.
- NETO, R.M.; FILHO, A.P.; DE OLIVEIRA, T.A. (2015) Itatiaia Massif: Morphogenesis of Southeastern Brazilian Highlands. B.C. Vieira et al. (eds.), *Landscapes and Landforms of Brazil, World Geomorphological Landscapes*. Chapter 27. p. 299-388;
- PENALVA F (1967) Geologia e tectônica da região do Itatiaia (sudeste do Brasil). *Boletim de Geologia* 302(22):95–196;
- RICCOMINI, C. (1989) O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Ph. D. thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo;
- RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ, V.F.; GOMES C.B. (2004). Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in the central-southeastern Brazilian Platform. In: COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C.B. (Eds), *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*, São Paulo: Edusp/Fapesp, p. 31-56.
- SALVADOR, E.D.; RICCOMINI, C (1995). Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 3, p. 151-164.
- SANTOS M. (1999) Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica. Ph.D. thesis, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista;
- SCHOBENHAUS. C.; CAMPOS, D.A.; DERZE G.R.; ASMUS, H.E. (1984) *Geologia do Brasil*. MME/DNPM, Brasília;

- SGARBI, G.N.C.; DARDENNE, M.A. (2002) Evolução climática do Gondwana nas regiões centro-sul do Brasil e seus registros geológicos continentais durante o Mesozóico, enfatizando o arco do alto Paranaíba, a borda NNE da Bacia do Paraná e a porção meridional da bacia sanfranciscana, no oeste do estado de Minas Gerais. *Geonomos* 4(1):21–49;
- SÍGOLO, J.B. (1988) As formações bauxíticas lateríticas do Maciço Alcalino de Passa Quatro-MG – Sua evolução micromorfológica, geoquímica e as implicações do relevo. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de doutoramento, 186p.
- SONOKI, I.K.; GARDA, G.M. (1988) Idades K/Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptações às novas constantes de decaimento. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 19; 63-85.
- STROM, A. (1996) Some morphological types of long-runout rockslides: effect of the relief on their mechanism and on the rockslide deposits distribution, in K. Senneset (Ed.) *Landslides. Proc. of the Seventh International Symposium on Landslides*, 1996, Trondheim, Norway, Rotterdam, Balkema, 1977-1982.
- STROM, A. (1998) Giant ancient rockslides and rock avalanches in the Tien Shan Mountains, Kyrgyzstan, *Landslide News*, No 11, 20-23.
- STROM, A. (2006) Morphology and internal structure of rockslides and rock avalanches: grounds and constraints for their modelling. In: *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. Springer, Dordrecht, P. 305-326.
- TELLO SAENZ, C.A.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; GUEDES, S.; RIBEIRO, L. F. B.; PAULO, S. R. (2003) Recognition of cretaceous, paleocene and neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in precambrian areas of southeast Brasil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences*, Oxford, v. 15, n. 7, p. 765-774, Jan. 2003.
- THOMAZ FILHO, A.; CESERO, P. DE; MIZUSAKI, A.M.; LEÃO, J.G. (2005) Hot spot volcanic tracks and their implications for South American plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Oxford, v. 18, n. 3/4, p. 383-389, Mar. 2005.

- VALENTE S.C. (1997) Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil. Belfast, PhD. Thesis, The Queen's University of Belfast, 366 p.
- VALLEJO, L.I.G.; FERRER, M.; ORTUÑO, L.; OTEO, C. (2002) *Deslizamientos*. In: VALLEJO, L.I.G.; FERRER, M.; ORTUÑO, L.; OTEO, C. (Eds) *Ingeniería Geológica*. Pearson Educación, Madrid. Cap. 14.
- VARNES, D.J. (1954) Landslide types and processes. In: Eckel EB (ed) *Landslides and engineering practice, special report 28*. Highway research board. National Academy of Sciences, Washington, DC, pp. 20–47
- VARNES, D.J. (1978). Slope movement types and processes. In: *Special report 176: Landslides: Analysis and Control*. (Eds. Schuster, R.L. & Krizek, R.J.), Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington D.C., 11-33, 1978.
- VARNES, D.J. (1988). Slope movement types and processes. In: *Special report 176: Landslides: Analysis and Control*. 5th printing (Eds. Schuster, R.L. & Krizek, R.J.), Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington D.C., Cap. 2, 11-33, 1978.
- WELSH, A.; DAVIES, T. (2011) Identification of alluvial fans susceptibility to debris-flow hazards. *Landslides*, v.8 (jan), p.183 -194.
- WILFORD, D.J.; SAKAL, M.E.; INNES, J.L.; SIDLE, R.C.; BERGERUD, W.A. (2004) Recognition of debrisflow, debris-flood and flood hazard through watershed morphometrics. *Landslides* 1:61–66
- YALCIN, A. (2007). The effects of clay on landslides: A case study. *Applied Clay Science*, 38(1), 77-85.
- ZALÁN, P.V. (2004) Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito-Neves, B. B. (Ed.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004b. p. 595-612.
- ZALÁN P.V.; OLIVEIRA J.A.B.; (2005). Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 13(2):269-300.

10. ANEXOS

a. TABELAS E GRÁFICOS REFERENTES AO HISTÓRICO DE CHUVAS PARA O MÊS DE NOVEMBRO

Histórico de chuva acumulada para o mês de Novembro		
Estação	Passa Quatro	Piquete
Ano	Acumulado (mm)	
2008	215.8	N/D
2009	153.8	192.5
2010	191.6	281.25
2011	111.8	225.25
2012	136.8	243
2013	79.8	335.75
2014	128.8	201
Média	145.49	246.46

Histórico de chuva acumulada para o mês de Novembro			
Estação	Cruzeiro	Brejetuba	Queluz
Ano	Acumulado (mm)		
1956	N/D	N/D	94.8
1957	199.9	N/D	124.7
1958	247.3	N/D	171.3
1959	255.5	N/D	151
1960	301.6	N/D	150.2
1961	195.5	N/D	128.9
1962	143	N/D	121.5
1963	139.8	N/D	196.7
1964	135.9	N/D	78.6
1965	156.7	N/D	129.9
1966	266.2	N/D	221.4
1967	117.4	N/D	221.8
1968	62.1	N/D	116.7
1969	218	N/D	N/D
1970	58.1	N/D	143.4
1971	136	N/D	119.5
1972	326.1	348.8	260.1
1973	168.6	127.4	136.5
1974	111.4	89.7	102.1
1975	458	248	343.8
1976	319.6	303	213.3
1977	267.6	334.3	302.2
1978	286.9	193.6	244.8

1979	N/D	292.6	393.9
1980	303.2	265	223.4
1981	298.8	219	257.2
1982	133.3	97.8	100.5
1983	230.1	108.1	151.9
1984	134.3	146.4	91.6
1985	113.7	165.8	127.7
1986	202.1	125.4	176.6
1987	N/D	104.2	96.5
1988	136.6	174.8	124.7
1989	171.5	200.8	N/D
1990	81.2	158.2	99.4
1991	N/D	120.4	98
1992	356.8	295.4	264.1
1993	176.1	128.8	41.5
1994	115.3	113.6	86
1995	123.6	52.9	N/D
1996	223.2	83.4	N/D
Média	199.22	179.90	165.03

