

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E METEOROLOGIA
PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

**Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento aplicados ao mapeamento das áreas
susceptíveis a movimentos de massa na região nordeste do
Estado do Rio Grande do Sul**

ROBERTO NUNES VANACÔR

Orientador: Prof.a Dra. Silvia Beatriz Alves Rolim

**PORTO ALEGRE – RIO GRANDE DO SUL
SETEMBRO DE 2006**

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E METEOROLOGIA
PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

**Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento aplicados ao mapeamento das áreas
susceptíveis a movimentos de massa na região nordeste do
Estado do Rio Grande do Sul**

ROBERTO NUNES VANACÔR

Dissertação apresentada ao Centro Estadual
de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e
Meteorologia como parte dos requisitos para
obtenção do título de Mestre em
Sensoriamento Remoto

Orientador: Prof.a Dra. Silvia Beatriz Alves Rolim

**PORTO ALEGRE – RIO GRANDE DO SUL
SETEMBRO DE 2006**

AGRADECIMENTOS

Agradeço, inicialmente, ao Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, em nome do coordenador Prof. Jorge Ricardo Ducati e ao curso de Pós-Graduação em Sensoriamento, em nome do Prof. Sérgio Florêncio de Souza, por proporcionar a possibilidade do desenvolvimento da presente pesquisa e à CIENTEC - Fundação de Ciência e Tecnologia, em nome da gerente do Departamento de Geotecnia, Engenheira de Minas Ivone Maria Agostini e do colega Geólogo Luiz Zorzi, pelo apoio, sugestões e auxílio nas diversas etapas do trabalho.

A Prof. Dra. Sílvia Beatriz Alves Rolim, pela orientação dispensada em todas as etapas da realização da pesquisa, pelo incentivo, amizade e pela credibilidade nas horas difíceis.

Ao Colega e amigo geólogo Rodrigo Martins Saraiva pelo incentivo, sugestões e discussões, durante todo o trabalho.

Ao professor Néelson Amoretti Lisboa, pela ajuda e sugestões.

Ao professor Heinrich Hasenack, pela disponibilização dos dados vetoriais e pelo auxílio com o software IDRISI.

A engenheira Diana Denardi, do Departamento Autônomo de Estradas de Rodagem, pelos dados das instabilizações na rodovia RS 122.

Aos colegas e amigos de mestrado, em especial ao Paulo Roberto Markoski, pelas intermináveis horas de processamento, constante apoio na elaboração da pesquisa e pelas discussões.

As Secretarias do CEPSRM e CPGSR, a Mônica e a Magdalena.

E para finalizar à minha família, meu pai Claudio, a minha mãe Lídice e aos meus irmãos Romualdo, Claudia e Clarissa e meus amigos, sempre ao meu lado, sem eles nada seria possível.

Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento aplicados ao mapeamento das áreas susceptíveis a movimentos de massa na região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul¹

Roberto Nunes Vanacôr

Orientador: Silvia Beatriz Alves Rolim

RESUMO

O objetivo desta dissertação é apresentar um estudo sobre susceptibilidade a movimentos de massa fazendo uso da combinação de ferramentas de Sensoriamento Remoto (SR), Sistemas de Informações Geográficas (SIG) e banco de dados relacionados a estes processos. A investigação está baseada no entendimento dos tipos de movimentos de massa e em fatores relacionados, apontando para a identificação, modelamento, análise e mapeamento destes processos.

A pesquisa foi desenvolvida na região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil, mais especificamente próximo às cidades de Alto Feliz, São Vendelino e Nova Milano ao longo da rodovia RS 122. A área de estudo é caracterizada por um relevo montanhoso, onde as encostas tendem a ser íngremes, apresentando uma precipitação bem distribuída ao longo do ano. O contexto geológico está inserido nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.

Deslizamentos ocorridos em 2000, após chuvas intensas e concentradas, resultaram em significantes danos a pessoas e propriedades. Nesta ocasião, vários trechos de rodovia, que se desenvolviam ao longo de cortes foram soterrados. O tráfego foi obstruído e ocorreram vários danos à rodovia, infelizmente este episódio resultou na morte de quatro pessoas.

A análise e o gerenciamento de movimentos de massa requerem um grande volume de informação, devido à complexidade nos procedimentos de análise e processos envolvidos. Buscando alcançar os resultados, foram testados parâmetros topográficos, geológico-geotécnicos e antrópicos, gerados a partir de imagens do sensor ASTER, fotografias aéreas, coleta de dados de campo e mapas temáticos.

Foram aplicadas técnicas de interpretação e processamento de imagens e realizada análise geográfica e espacial para identificar áreas com propensão natural a movimentos de massa.

A pesquisa demonstrou coerência entre os dados levantados em campo e os resultados obtidos no mapa de suscetibilidade (áreas mais susceptíveis a movimentos de massa são onde se encontram a maioria das cicatrizes).

A metodologia adotada na pesquisa mostrou-se de rápida e fácil aplicação, além de demonstrar um método relativamente econômico que pode ser usado por gerenciadores do uso do solo e órgãos públicos para análise de riscos a deslizamentos, validando a utilização de imagens do sensor ASTER e apontando para a intensificação de pesquisas relacionadas ao modelamento e quantificação dos estudos de movimentos de massa e o uso de tecnologias de SIG e SR.

Recomenda-se também a aplicação da metodologia em outras regiões com características fisiográficas distintas, historicamente submetidas a movimentos de massa, para comparação dos diferentes fatores geoambientais condicionantes destes processos, bem como a inserção de outros fatores não utilizados na presente pesquisa.

¹ Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS, (132p.), setembro de 2006.

**Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento aplicados ao mapeamento das áreas
susceptíveis a movimentos de massa na região nordeste do
Estado do Rio Grande do Sul²**

Roberto Nunes Vanacôr

Orientador: Silvia Beatriz Alves Rolim

ABSTRACT

The purpose of this dissertation is to present a study on susceptibility of mass movements using a combination of tools of Remote Sensing (RS), Geographical Information Systems (GIS) and data collection related to these processes. The investigation is based on the understanding of the types of landslides and related factors, pointing to identification, modelling, analysis and mapping of these processes.

The research was developed in the northeastern region of Rio Grande do Sul state, Brazil, more specifically nearest the towns of Alto Feliz, São Vendelino and Nova Milano along RS 122 road. The study area is characterized by a mountainous relief, where hillslopes tend to be steep, presenting annual rainfall very well distributed during the year. The geologic context is inserted on volcanic rocks of Serra Geral Formation.

Landslides that occurred in 2000, after heavy and concentrated rainfall, resulted in significant damage to people and properties. In this occasion, several road stretches that were inserted on cut, were covered by land. The traffic was obstructed and several damage to road occurred. Unfortunately, this episode caused death of four people.

Landslides assessment and management require a large amount of information due to the complexity in the analysis procedures and related processes. Aiming to achieve the results, it was tested topographic, geological-geotechnical and anthropic parameters generated from ASTER images, aerial photographs, field data collection and theme maps.

Techniques of interpretation and processing were applied as geographic and spacial analysis was used to identify areas with mass movement natural susceptibility.

The research shown coherence between the collected data in field and the obtained results on susceptibility map (the more liable to mass movement areas are where the most of scares be.)

The methodology adopted to realize the research seemed to be of quick and easy application and it demonstrated to be a relatively cheap method which can be used by land-use managers and public institutions to assess landslides hazard, making valid utilization of ASTER images and pointing out to the identification of researches related to modelling and quantification of studies of mass movement and use of technologies SIG and SR.

It is also recommended the application of the methodology in other regions with distinct physical characteristics, historically submitted to mass movements to compare the different conditioning geo-environment items of these processes and the insertion of other factors not used in this research.

² MASTER OF Science Thesis, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Graduate Course in Remote Sensing, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS, (132p.), setembro de 2006.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	11
1.1 JUSTIFICATIVA	11
1.2 OBJETIVOS	14
1.3 DESENVOLVIMENTO E METODOLOGIA EMPREGADA	14
CAPÍTULO 2 – ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO	17
2.1 INTRODUÇÃO	17
2.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	17
2.3 ASPECTOS FISIOGRAFICOS E CLIMÁTICOS	18
2.3.1 Geomorfologia.....	18
2.3.2 Cobertura vegetal.....	19
2.3.3 Clima	20
2.3.4 Hidrogeologia.....	21
2.3.5 Solos e depósitos coluvionares	23
2.3.6 Características dos movimentos de massa	24
2.4 ASPECTOS GEOLÓGICOS	28
2.4.1 Geologia Regional.....	28
2.4.2 Geologia Estrutural.....	40
CAPÍTULO 3 – SENSORIAMENTO REMOTO E SIG APLICADOS A MOVIMENTOS DE MASSA .42	
3.1 CLASSIFICAÇÃO DOS MOVIMENTOS DE MASSA E CONDICIONANTES INSTABILIZADORES	42
3.1.1 Introdução	42
3.1.2 Movimento de Massa - Definições.....	42
3.1.3 Classificação dos tipos e mecanismos de movimentos de massa	43
3.1.4 Condicionantes geológicos, geomorfológicos e antrópicos	50
3.2 POTENCIAL DO SENSORIAMENTO REMOTO E SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS NA ANÁLISE DE MOVIMENTOS DE MASSA	63
3.2.1 Introdução	63
3.2.2 Utilização de Imagens de Satélite de Alta Resolução Espectral (ASTER).....	65
3.2.3 Modelo Digital de Terreno e Análise Geomorfométrica	70
3.2.4 Sistema de Informações Geográficas	72
3.2.5 Técnicas de Classificação.....	73
3.3 MAPEAMENTO E PREVISÃO DE MOVIMENTOS DE MASSA	80
3.3.1 Mapas Inventário de Movimentos de Massa	80
3.3.2 Mapas de Susceptibilidade a Movimentos de Massa.....	80
CAPÍTULO 4 – MATERIAIS E MÉTODOS UTILIZADOS	83
4.1 BASE DE DADOS	83
4.2 PROGRAMAS	84

4.3 EQUIPAMENTOS	84
4.4 MÉTODOS	84
4.4.1 Correção Geométrica	84
4.4.2 Análise Geomorfológica	85
4.4.3 Sistema de Informações Geográficas para análise estatística e espacial	85
CAPÍTULO 5 – ANÁLISE DOS RESULTADOS	88
5.1 MODELO CONCEITUAL E CRIAÇÃO DOS PLANOS DE INFORMAÇÃO	88
5.1.1 Mapa de altimetria	90
5.1.2 Mapa de declividade	91
5.1.3 Mapa de orientação	93
5.1.4 Mapa geológico	95
5.1.5 Mapa de uso e ocupação do solo e cobertura vegetal	96
5.1.6 Mapa de distância a drenagens	100
5.1.7 Mapa de distância a estradas	101
5.1.8 Mapa de inventário	103
5.2 CORRELAÇÃO ENTRE OS PLANOS DE INFORMAÇÃO E OS MOVIMENTOS DE MASSA	104
5.2.1 Correlação entre altimetria e movimentos de massa	104
5.2.2 Correlação entre declividade e movimentos de massa	105
5.2.3 Correlação entre orientação da encosta e movimentos de massa	105
5.2.4 Correlação entre geologia e movimentos de massa	106
5.2.5 Correlação entre uso do solo e cobertura vegetal e movimentos de massa	106
5.2.6 Correlação entre distância a drenagens e movimentos de massa	107
5.2.7 Correlação entre distância a estradas e movimentos de massa	107
5.3 PADRONIZAÇÃO DOS PLANOS DE INFORMAÇÃO	108
5.4 DEFINIÇÃO DOS PESOS DOS FATORES UTILIZANDO A TÉCNICA AHP	108
5.5 MAPA DE SUSCEPTIBILIDADE A PARTIR DA AVALIAÇÃO MULTI-CRITÉRIO	110
CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES	116
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	118
ANEXOS	127
ANEXO 1 – MAPA GEOLÓGICO REGIONAL – CPRM – COMPANHIA DE PESQUISAS DE RECURSOS MINERAIS (1998)	127
ANEXO 2 – MAPA DE INVENTÁRIO - CADASTRO DE MOVIMENTOS DE MASSA	128
ANEXO 3 – MAPA DE SUSCEPTIBILIDADE A MOVIMENTOS DE MASSA	129

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – DESLIZAMENTO DE ENCOSTA DE GRANDES PROPORÇÕES EM ALTO FELIZ, PRÓXIMO A RS 122....	12
FIGURA 2 – DESLIZAMENTO DE GRANDE EXTENSÃO, COM APROXIMADAMENTE 400 M, CRUZANDO A RS 470, TRECHO BENTO GONÇALVES-VERANÓPILIS.....	12
FIGURA 3 – DESLIZAMENTO DE ENCOSTA EM ALTO FELIZ, COM QUATRO VÍTIMAS FATAIS.....	13
FIGURA 4 – TRECHO DA RODOVIA RS 122 INTERROMPIDO, COM DESTRUIÇÃO PARCIAL DA PISTA.....	13
FIGURA 5 - FLUXOGRAMA DA METODOLOGIA UTILIZADA E AS FASES DE TRABALHO DESENVOLVIDAS DURANTE A PESQUISA.....	15
FIGURA 6 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E PRINCIPAIS VIAS DE ACESSO.....	18
FIGURA 7 - ESCALONAMENTO DOS PATAMARES ESTRUTURAIS DA SERRA GERAL.....	19
FIGURA 8 - PERFIL DE ALTERAÇÃO ADOTADO PARA A ÁREA DE ESTUDO (MODIFICADO DE SANTOS, 2004).....	23
FIGURA 9 - TALUDE EM ROCHA COM AS DESCONTINUIDADES FAVORECENDO AS INSTABILIZAÇÕES DE BLOCOS E SOLO NA PARTE SUPERIOR DO TALUDE, KM 42+930 A 42+970 DA RS 122 (AZAMBUJA <i>ET AL.</i> , 2001).....	25
FIGURA 10 - ESCORREGAMENTO DE DEPÓSITOS GRAVITACIONAIS DE ENCOSTA COM GRANDE EXTENSÃO A MONTANTE KM 43+150 A 43+210 DA RS 122 (AZAMBUJA <i>ET AL.</i> , 2001).....	26
FIGURA 11 - FLUXOS DE DETRITOS ENTRE OS KM 44+460 A 44+600 E ENTRE OS KM 45+300 A 45+360 DA RS 122 (AZAMBUJA <i>ET AL.</i> , 2001).....	27
FIGURA 12 - DIVERSOS PONTOS EM QUE OCORREU FLUXO DE DETRITOS PRÓXIMO A LOCALIDADE DE ALTO FELIZ.....	27
FIGURA 13 - LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO PARANÁ NA AMÉRICA DO SUL (MODIFICADO DE ZALÁN <i>ET AL.</i> , 1997).....	28
FIGURA 14 - RECONSTRUÇÃO DA BACIA PARANÁ-ETENDEKA, PRÉ-DERIVA CONTINENTAL DOS CONTINENTES SUL-AMERICANO E AFRICANO (MODIFICADO DE HAWKESWORTH <i>ET AL.</i> , 1992).....	30
FIGURA 15 - CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ. GEOCROLOGIA SEGUNDO HAQ E VAN EYSINGA (1994). FONTE: MILANI (2000).....	32
FIGURA 16 - DIAGRAMA TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DA BACIA DO PARANÁ, COM OS PRINCIPAIS EVENTOS TECTÔNICOS E MAGMÁTICOS RELACIONADOS À SUA EVOLUÇÃO. GEOCROLOGIA SEGUNDO HAQ E VAN EYSINGA (1994). CURVA DE VARIAÇÕES EUSTÁTICAS SEGUNDO VAIL (1977). NMI – NÍVEL MÁXIMO DE INUNDAÇÃO. FONTE: MILANI (2000).....	33
FIGURA 17 - SEÇÃO DE CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO BOTUCATU NO RIO GRANDE DO SUL (MODIFICADO DE SCHERER <i>ET AL.</i> , 2000).....	34
FIGURA 18 - RECONSTRUÇÃO PRÉ-DERIVA CONTINENTAL DOS CONTINENTES SUL-AMERICANO E AFRICANO, MOSTRANDO A EXTENSÃO DO MAGMATISMO DA BACIA PARANÁ-ETENDEKA. (MODIFICADO DE HAWKESWORTH <i>ET AL.</i> , 1992). APG: DIQUES DO ARCO PONTA GROSSA; EPA: DIQUES DO LESTE DO PARAGUAI; NB: DIQUES DA NAMÍBIA; SRJ: DIQUES DA REGIÃO DE SANTOS-RIO DE JANEIRO.....	36
FIGURA 19 - SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA REGIONAL (FONTE: CPRM, 2005).....	37
FIGURA 20 - SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA DE UM DERRAME (FONTE: CPRM, 2005).....	38
FIGURA 21 - ESQUEMA EVOLUTIVO DE ZONAS DE FRATURAS NUMA SEQÜÊNCIA DE DERRAMES VULCÂNICOS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL (MODIFICADO DE REGINATO, 2003).....	40
FIGURA 22 - PRINCIPAIS TIPOS DE MOVIMENTOS DE MASSA (MODIFICADO DE INFANTI E FILHO, 1998).....	50
FIGURA 23 - INFLUÊNCIA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS DESCONTINUIDADE EM MACIÇOS ROCHOSOS NOS TIPOS DE RUPTURA (HOEK E BRAY, 1981).....	54
FIGURA 24 - PROCESSO DE FORMAÇÃO DE UM DEPÓSITO COLUVIONAR (DEERE, 1971).....	55
FIGURA 25 - TIPOS BÁSICOS DE ENCOSTAS, COMBINANDO A CONCAVIDADE E A CONVEXIDADE (TROEH, 1965).....	58
FIGURA 26 - DIFERENTES COMPONENTES RELACIONADOS AO USO DE FERRAMENTAS DE GEO-INFORMAÇÃO E MÉTODOS PARA ANÁLISE DE RISCO A MOVIMENTOS DE MASSA, MODIFICADO DE VAN WESTEN (2004).....	65
FIGURA 27 - CICATRIZ DE DESLIZAMENTO OCORRIDO EM DEZEMBRO DE 2000, NA RS 122, DE DIFÍCIL CARACTERIZAÇÃO. VEGETAÇÃO É MAIS CLARA E DE MENOR PORTE DO QUE NO ENTORNO (FOTOGRAFIA: ABRIL DE 2006).....	66
FIGURA 28 - TIFICAÇÃO DOS ELEMENTOS QUE CONSTITUEM UMA CORRIDA DE TERRA (MODIFICADO DE ZÁRUBA E MENCL, 1982).....	67
FIGURA 29 - BANDAS ESPECTRAIS DO SENSOR ASTER (FONTE ABRAMS E HOOK, 2002).....	69
FIGURA 30 - PASSOS PARA CLASSIFICAÇÃO SUPERVISIONADA, MODIFICADO DE LILLESAND E KIEFER (1987).....	75
FIGURA 31 - FLUXOGRAMA DA CRIAÇÃO DOS PLANOS DE INFORMAÇÃO, ANÁLISE EM AMBIENTE SIG E SÍNTESE DOS RESULTADOS.....	89
FIGURA 32 - MAPA DE ALTIMETRIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	90
FIGURA 33 - MAPA DE DECLIVIDADE DA ÁREA DE ESTUDO.....	93

FIGURA 34 - MAPA DA ORIENTAÇÃO DAS ENCOSTAS NA ÁREA DE ESTUDO.	94
FIGURA 35 - MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO.	95
FIGURA 36 - MAPA DE USO E OCUPAÇÃO DO SOLO E COBERTURA VEGETAL PARA A ÁREA DE ESTUDO.	97
FIGURA 37 – DETALHE DOS DESLIZAMENTOS AO LONGO DA RS 122, CLASSIFICADOS COMO SOLO EXPOSTO.	99
FIGURA 38 – LOCALIZAÇÃO DOS DESLIZAMENTOS AO LONGO DA RS 122, NA COMPOSIÇÃO COLORIDA R2G3B1.	99
FIGURA 39 - MAPA DE DISTÂNCIA A DRENAGENS PARA A ÁREA DE ESTUDO, COM OS PONTOS DE MOVIMENTOS DE MASSA.	100
FIGURA 40 - MAPA VETORIAL COM INFORMAÇÕES RELATIVAS À REDE DE DRENAGENS.	101
FIGURA 41 - MAPA DE DISTÂNCIA A ESTRADAS PARA A ÁREA DE ESTUDO, COM OS PONTOS DE MOVIMENTOS DE MASSA.	102
FIGURA 42 - MAPA VETORIAL COM INFORMAÇÕES RELATIVAS À REDE VIÁRIA.	103
FIGURA 43 - MAPA NUMÉRICO DE SUSCETIBILIDADE A MOVIMENTOS DE MASSA PARA A ÁREA DE ESTUDO, OBTIDO SEGUNDO O MÉTODO AHP.	110
FIGURA 44 - MAPA COM OS DIFERENTES GRAUS DE SUSCETIBILIDADE A MOVIMENTOS DE MASSA PARA A ÁREA DE ESTUDO.	111

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - NORMAL CLIMATOLÓGICA, DADOS MÉDIOS DE BENTO GONÇALVES (1961 – 1990) - EMBRAPA (2000).....	21
TABELA 2 - PERFIL DE ALTERAÇÃO ADOTADO PARA A ÁREA DE ESTUDO (MODIFICADO DE SANTOS, 2004).....	24
TABELA 3 - CLASSIFICAÇÃO DE MOVIMENTOS DE MASSA E FENÔMENOS ASSOCIADOS (SHARPE, 1938).....	44
TABELA 4 - TIPOS DE MOVIMENTOS DE MASSA. VERSÃO ABREVIADA DA PROPOSTA DE CLASSIFICAÇÃO DE MOVIMENTOS DE ENCOSTA (VARNES, 1978).....	45
TABELA 5 - CLASSIFICAÇÃO DE RUPTURAS DE ENCOSTA (MODIFICADO DE HUNT, 1984).....	45
TABELA 6 - CLASSIFICAÇÃO SIMPLIFICADA DOS MOVIMENTOS DE MASSA, MODIFICADA DE COROMINAS E GARCIA (1997).....	46
TABELA 7 - COMPARAÇÃO ENTRE ALGUMAS PROPOSTAS BRASILEIRAS DE CLASSIFICAÇÃO DOS MOVIMENTOS DE MASSA EM FERNANDES E AMARAL (2003).....	47
TABELA 8 - CLASSIFICAÇÃO DOS MOVIMENTOS DE MASSA (SANTOS, 2004).....	47
TABELA 9 - CARACTERÍSTICAS DOS PRINCIPAIS MOVIMENTOS DE ENCOSTA NA DINÂMICA AMBIENTAL BRASILEIRA, (FILHO E WOLLE, 1996).....	48
TABELA 10 - AGENTES E CAUSAS DE MOVIMENTOS DE MASSA (GUIDICINI E NIEBLE, 1984).....	52
TABELA 11 - FATORES DEFLAGRADORES DOS MOVIMENTOS DE MASSA (VARNES, 1978).....	52
TABELA 12 - FATORES QUE CONTRIBUEM PARA OCORRÊNCIA DE MOVIMENTOS DE MASSA (SUMMERFIELD, 1991).....	53
TABELA 13 - ASPECTOS FÍSICOS E CONDICIONANTES UTILIZADOS PARA ESTIMAÇÃO DA MAGNITUDE E PROBABILIDADE DE MOVIMENTOS DE MASSA.....	60
TABELA 14 - CARACTERÍSTICAS DO SENSOR ASTER.....	68
TABELA 15 - CARACTERÍSTICAS DA IMAGEM ASTER NÍVEL-1A.....	70
TABELA 16 - CARACTERÍSTICAS DA IMAGEM ASTER NÍVEL-1B.....	70
TABELA 17 - ESCALA DE VALORES AHP PARA COMPARAÇÃO PAREADA (CÂMARA ET. AL., 2005).....	87
TABELA 18 - PLANOS DE INFORMAÇÃO NO CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO DE OCORRÊNCIA DE MOVIMENTOS DE MASSA UTILIZADOS PARA O DESENVOLVIMENTO DO ESTUDO.....	88
TABELA 19 - DISTRIBUIÇÃO DA ÁREA, POR CLASSES HIPSOMÉTRICAS.....	91
TABELA 20 - DISTRIBUIÇÃO DAS CLASSES DE DECLIVIDADE DE ACORDO COM A CLASSIFICAÇÃO DO RELEVO E O GRAU DE LIMITAÇÃO AO USO DO SOLO, FONTE: EMBRAPA (1995).....	92
TABELA 21 - DISTRIBUIÇÃO DA ÁREA, POR CLASSE DE DECLIVIDADE.....	93
TABELA 22 - DISTRIBUIÇÃO DA ÁREA, POR CLASSE DE ORIENTAÇÃO.....	94
TABELA 23 - DISTRIBUIÇÃO DA ÁREA POR TIPOS LITOLÓGICOS.....	96
TABELA 24 - DISTRIBUIÇÃO DA ÁREA, POR CLASSES DE USO DO SOLO E COBERTURA VEGETAL.....	98
TABELA 25 – MATRIZ DE CONFUSÃO PARA A IMAGEM CLASSIFICADA.....	98
TABELA 26 - DISTRIBUIÇÃO DA ÁREA, POR CLASSES DE DISTÂNCIA A DRENAGEM.....	101
TABELA 27 - DISTRIBUIÇÃO DA ÁREA, POR CLASSES DE DISTÂNCIA A ESTRADAS.....	103
TABELA 28 - FREQUÊNCIA DE MOVIMENTOS DE MASSA ENTRE CLASSES HIPSOMÉTRICAS.....	104
TABELA 29 - FREQUÊNCIA DE MOVIMENTOS DE MASSA ENTRE CLASSES DE DECLIVIDADE.....	105
TABELA 30 - FREQUÊNCIA DE MOVIMENTOS DE MASSA ENTRE CLASSES DE ORIENTAÇÃO.....	106
TABELA 31 - FREQUÊNCIA DE MOVIMENTOS DE MASSA ENTRE TIPOS LITOLÓGICOS.....	106
TABELA 32 - FREQUÊNCIA DE MOVIMENTOS DE MASSA ENTRE CLASSES DE USO DO SOLO E COBERTURA VEGETAL.....	107
TABELA 33 - FREQUÊNCIA DE MOVIMENTOS DE MASSA ENTRE CLASSES DE DISTÂNCIA EM RELAÇÃO A DRENAGENS.....	107
TABELA 34 - FREQUÊNCIA DE MOVIMENTOS DE MASSA ENTRE CLASSES DISTÂNCIA EM RELAÇÃO A ESTRADAS.....	108
TABELA 35 - MATRIZ DE COMPARAÇÃO PAREADA PARA PONDERAÇÃO DAS EVIDÊNCIAS.....	109
TABELA 36 - DISTRIBUIÇÃO DA ÁREA, POR GRAUS DE SUSCETIBILIDADE A MOVIMENTOS DE MASSA.....	112
TABELA 37 - COMPARAÇÃO ENTRE OS FATORES ANALISADOS E O MAPA FINAL EM GRAUS DE SUSCETIBILIDADE A MOVIMENTOS DE MASSA, ATRAVÉS DA TABULAÇÃO CRUZADA.....	113
TABELA 38 - CARACTERIZAÇÃO DAS CLASSES DE SUSCETIBILIDADE A MOVIMENTOS DE MASSA.....	114
TABELA 39 - AVALIAÇÃO DO MÉTODO AHP PARA AS ÁREAS DE SUSCETIBILIDADE.....	115

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

Em áreas de relevo acidentado ou regiões serranas é comum à ocorrência de dois processos que atuam na instabilização de encostas, um deles é a ação antrópica, manifestada na forma de diferentes graus de alteração na paisagem, tais como taludes de corte e aterro para a construção de rodovias e o uso do solo e da cobertura vegetal de forma indevida. No caso de taludes de corte e aterro a instabilidade é provocada pelo aumento nas tensões cisalhantes que atuam na superfície potencial de ruptura, podendo-se citar o efeito das sobrecargas na parte superior do talude e a escavação no seu pé. O outro processo associado é caracterizado por fenômenos naturais, que fazem parte da ação da dinâmica externa da terra e que consistem na degradação das rochas (intemperismo), transporte do material desagregado e deposição desse material nas partes mais baixas do relevo, tendo como agentes principais a água superficial e de sub-superfície, o vento e a ação da gravidade.

A forma e a intensidade de ação desses fenômenos variam de acordo com o clima, as características do relevo, a distribuição e intensidade pluviométrica, as propriedades dos solos, o tipo e a resistência das rochas. Em encostas naturais a ruptura ocorre principalmente devido à perda de resistência ao cisalhamento do material que a compõe ou devido a elevação de poro-pressões na superfície potencial de ruptura. Já as precipitações pluviométricas de alta intensidade atuam alterando o regime hidrogeológico da encosta, elevando o nível d'água, que por sua vez provoca o aumento de poro-pressão na superfície potencial de ruptura.

Estes processos muitas vezes provocam acidentes geológicos conhecidos como movimentos de massa. Tais acidentes afetam diretamente ao homem causando prejuízos de diversas magnitudes oriundos de sua deflagração.

1.1 Justificativa

Para se obter uma redução no número de instabilidades e conseqüente aumento da segurança, se faz necessário um estudo detalhado da área, definindo os locais mais críticos e medidas mitigadoras dos fatores que induzem ao deslocamento de massas. Neste sentido, tem sido desenvolvido um número cada vez maior de pesquisas voltadas à análise de risco a movimentos de massa, principalmente em áreas urbanas instaladas em regiões montanhosas, que cada vez mais são afetadas por movimentos de massa ao longo das encostas.

Brabb (1991) estima em milhares de mortes e dezenas de bilhões de dólares por ano os prejuízos oriundos da deflagração de movimentos de massa em todo o mundo.

Segundo Fernandes e Amaral (2003), em 1993, os deslizamentos causaram 2.517 mortes no mundo inteiro, ficando atrás apenas de terremotos e inundações.

Em nível nacional, sabe-se que os escorregamentos têm provocado acidentes em varias cidades brasileiras, muitas vezes, com vítimas fatais, além dos danos econômicos de várias magnitudes associados à instabilizações de taludes em obras civis lineares (rodovias, ferrovias, etc.) (Filho e Wolle, 1996).

Na região serrana do Rio Grande do Sul muitos locais apresentam grande susceptibilidade a movimentos de massa, como exemplo, podemos citar os eventos ocorridos entre dezembro de 2000 e julho de 2001 na região nordeste do estado, submetida a precipitações que deflagraram uma série de escorregamentos de formas e dimensões variadas, ao longo das rodovias RS 122 e RS 470, conforme as Figuras 1 e 2.



Figura 1 – Deslizamento de encosta de grandes proporções em Alto Feliz, próximo a RS 122.



Figura 2 – Deslizamento de grande extensão, com aproximadamente 400 m, cruzando a RS 470, Trecho Bento Gonçalves-Veranópolis.

Em 24 de dezembro de 2000, próximo ao município de São Vendelino, uma precipitação torrencial provocou diversos deslizamentos, atingindo casas, deixando famílias desabrigadas e lavouras destruídas. A situação mais trágica ocorreu no município de Alto Feliz, onde quatro pessoas perderam a vida e duas ficaram feridas no deslizamento na encosta de um morro que atingiu parte de um sobrado, conforme visto na Figura 3.



Figura 3 – Deslizamento de encosta em Alto Feliz, com quatro vítimas fatais.

Mais de dez deslizamentos bloquearam a rodovia RS 122, em diversos pontos a pista ficou coberta com mais de três metros de altura de massa de solo, rocha e árvores e em outros pontos a rodovia foi destruída (Figura 4). Quatro veículos que trafegavam no local foram atingidos. Vinte e nove pessoas foram retiradas das áreas baixas próximas à RS 122, sendo necessário muitas vezes o auxílio de helicóptero para o resgate.



Figura 4 – Trecho da rodovia RS 122 interrompido, com destruição parcial da pista.

1.2 Objetivos

Esta pesquisa tem por objetivo avaliar o desempenho do sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) na investigação e previsão de movimentos de massa, bem como o entendimento do papel desempenhado pelos condicionantes geológico-geotécnicos na sua deflagração, buscando a identificação de áreas naturalmente suscetíveis à ocorrência destes processos. Como principais ferramentas se farão uso da potencialidade para estudos integrados das imagens de satélite, sistema de informações geográficas (SIG) e banco de dados contendo informações geográficas relativas à geomorfologia, geologia, uso e ocupação do solo, que mediante consulta, permitirá a identificação imediata das áreas em que se encontram problemas de instabilidade, fornecendo diagnóstico básico das situações de risco para subsidiar a adoção de medidas de curto, médio e longo prazo, visando à redução e prevenção destes riscos.

A pesquisa a ser desenvolvida busca o aprimoramento metodológico na elaboração de cartas de risco de movimentos de massa, através da análise quantitativa de produtos de Sensoriamento Remoto processados em ambiente SIG.

Como objetivos específicos, podemos citar:

1. Avaliação do potencial de utilização de imagens do sensor ASTER, no que se refere às resoluções espacial e espectral na detecção e delimitação de zonas sujeitas a movimentos de massa (deslizamentos) em áreas historicamente submetidas a tais tipos de acidentes. Ex: área teste 1 – entorno da RS 122 – trecho São Vendelino – Nova Milano e região de Alto Feliz;
2. Adaptar e desenvolver metodologia de representação de áreas susceptíveis (cartas de susceptibilidade) para a região serrana do Rio Grande do Sul, com base em parâmetros possíveis de se obter por imageamento de satélite, fazendo uso de softwares específicos de Sensoriamento Remoto e Sistema de Informações Geográficas;
3. Gerar produtos digitais (mapas temáticos) de rápido acesso e atualização, que auxiliem à tomadas de decisão de órgãos estaduais e municipais no que se refere às situações emergenciais nas áreas de risco.

1.3 Desenvolvimento e Metodologia Empregada

A presente dissertação foi realizada através de uma parceria para estudos científicos e tecnológicos entre a Fundação de Ciência e Tecnologia e o Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, do Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, na área de Sensoriamento Remoto Aplicado a Recursos Naturais e ao Meio Ambiente. A partir do estudo de uma proposta metodológica para áreas naturalmente suscetíveis a movimentos de massa na região da serra do Estado do Rio Grande do Sul. O desenvolvimento deste projeto fez parte do Protocolo de Intenções firmado

entre a Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS e a Fundação de Ciência e Tecnologia – CIENTEC (Processo nº 23078.202830/00-17).

O trabalho foi desenvolvido através de uma pesquisa de mestrado do Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto da UFRGS, sendo que a parte experimental foi implementada em parte nos laboratórios da CIENTEC e em parte no Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia e subdividido em 4 (quatro) fases principais, conforme indicado na Figura 5 e explicitado abaixo:

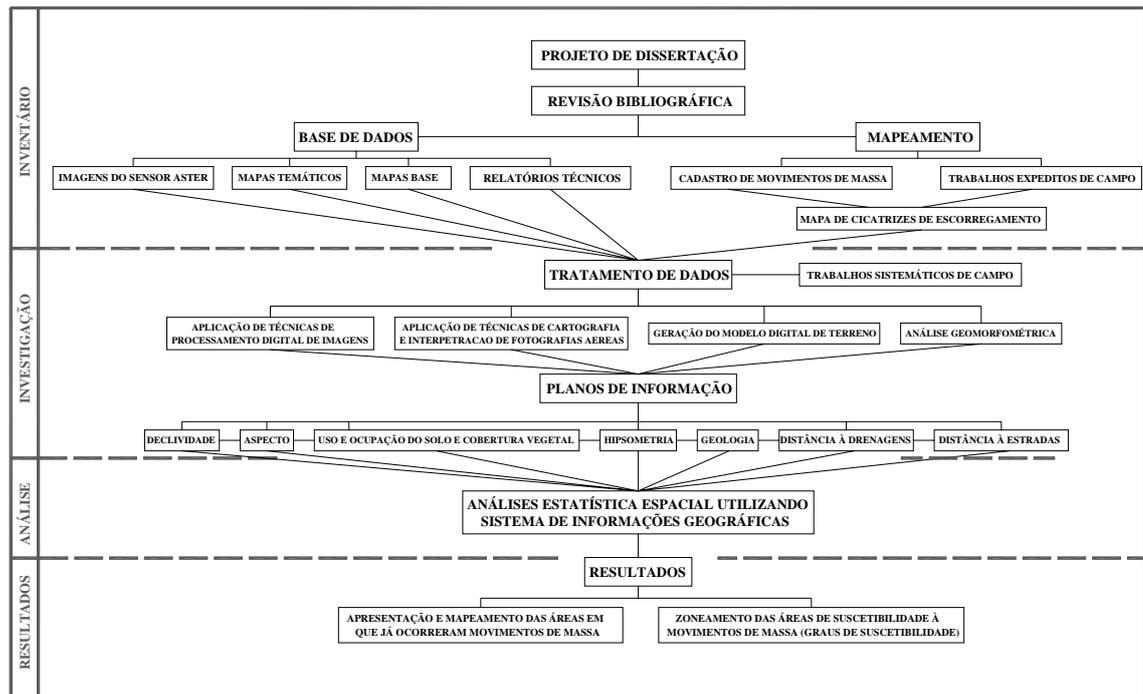


Figura 5 - Fluxograma da metodologia utilizada e as fases de trabalho desenvolvidas durante a pesquisa.

Inventário

- Revisão bibliográfica da literatura sobre a metodologia de mapeamento de áreas susceptíveis a movimentos de massa e relativas ao estudo da fenomenologia dos movimentos;
- Levantamento de dados existentes, mapeamento e cadastro das cicatrizes contendo as características dos eventos ocorridos e a localização espacial, a partir de levantamentos com receptor GPS e levantamentos expeditos de campo.

Investigação

- Trabalhos de cartografia, aplicação de técnicas de foto-interpretação, interpretação de imagens de satélite e processamento digital de imagens;
- Levantamentos sistemáticos de campo;
- Definição dos planos de informação.

Análise

- Tratamento de dados através de processamento digital de imagens, Sistemas de Informações Geográficas e integração dos planos de informação.

Resultados

- Apresentação das áreas em que já ocorreram movimentos de massa (mapas de inventário);
- Mapeamento das áreas naturalmente suscetíveis a movimentos de massa (mapas de susceptibilidade).

A dissertação foi dividida em seis capítulos, descritos de forma sucinta abaixo.

No **CAPÍTULO 1** é apresentada a introdução ao assunto, contendo a justificativa para sua realização, os objetivos a serem alcançados, a localização e acessos da área de estudo e as etapas de desenvolvimento do trabalho.

No **CAPÍTULO 2** são descritos os aspectos gerais da área de estudo, abordando o contexto geológico, a geomorfologia, o clima, a cobertura vegetal e as características dos movimentos de massa.

O **CAPÍTULO 3** abrange a revisão bibliográfica, fazendo uma abordagem ao Sensoriamento Remoto aplicado a movimentos de massa, dando uma noção básica sobre as principais classificações, os mecanismos e os condicionantes atuantes nos processos relacionados a movimentos de massa, bem como o a metodologia para mapeamento de áreas de risco a deslizamentos.

O **CAPÍTULO 4** relata os materiais e métodos utilizados para a realização do trabalho.

No **CAPÍTULO 5** são discutidos e analisados os resultados obtidos nas etapas de processamento, análise e integração dos dados.

O **CAPÍTULO 6** apresenta as conclusões e recomendações para trabalhos futuros.

A CIENTEC forneceu apoio logístico para a realização de trabalhos e levantamentos de campo.

A UFRGS cedeu os equipamentos de hardware (computador, impressora e plotter) e softwares de processamento digital de imagens e SIG, necessários à execução do trabalho.

Todos os dados produzidos a partir do objeto deste Convênio são exclusivos do binômio UFRGS/CIENTEC, tornando-se domínio público após a publicação da dissertação de mestrado.

CAPÍTULO 2 – ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 Introdução

A área de estudo localiza-se na região fisiográfica da Encosta Superior do Nordeste, no planalto do Rio Grande do Sul, com altitudes variando entre 20 e 720 metros acima do nível do mar.

Esta região pertence à província geomorfológica do Planalto das Araucárias, de relevo fortemente acidentado e com uma origem geológica integrando a Formação Serra Geral da Série São Bento, na bacia do Paraná, cronologicamente pertencentes aos períodos Triássico e Jurássico, estendendo-se até o Cretáceo Inferior da era Mesosóica.

Levando-se em conta os condicionamentos geológico-geotécnicos, geomorfológicos, hidrológicos e climáticos presentes, a área em estudo apresenta um potencial enorme para instabilizações, podendo-se considerar como regra tais ocorrências por ocasião de chuvas intensas.

2.2 Localização da Área

A área de estudo, situa-se na região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul estando localizada próximo aos municípios de São Vendelino, Alto Feliz e Nova Milano, correspondendo a uma área de 23.184 ha, com o limite da área definido pelas coordenadas UTM 460000(E); 6758490(N) e 476000(E); 6744000(N) (Carta Topográfica Feliz na escala 1:50.000 – SH.22-V-D-III- 3).

Esta área dista aproximadamente 80 km de Porto Alegre, capital do Estado, possuindo excelentes vias de acesso rodoviário e ferroviário, como o Tronco Principal Sul, que é responsável pela interligação do Estado com o centro do país. Pode chegar-se até a região pela BR 153 e RS 485 através da RS 470, via Veranópolis, para quem vem do norte e pode ser acessado pelo sul, a partir de Porto Alegre, pela BR 116, passando São Leopoldo, seguindo pela RS 240, chegando a RS 122, próximo a São Vendelino. O acesso à área também é possível através da BR 453, via Caxias do Sul-Farroupilha, para quem vem do leste, passando pela RS 122, conforme indicado na Figura 6.

A área foi selecionada por apresentar elevado potencial a deslizamentos, disponibilidade de dados e devido à facilidade de acesso.

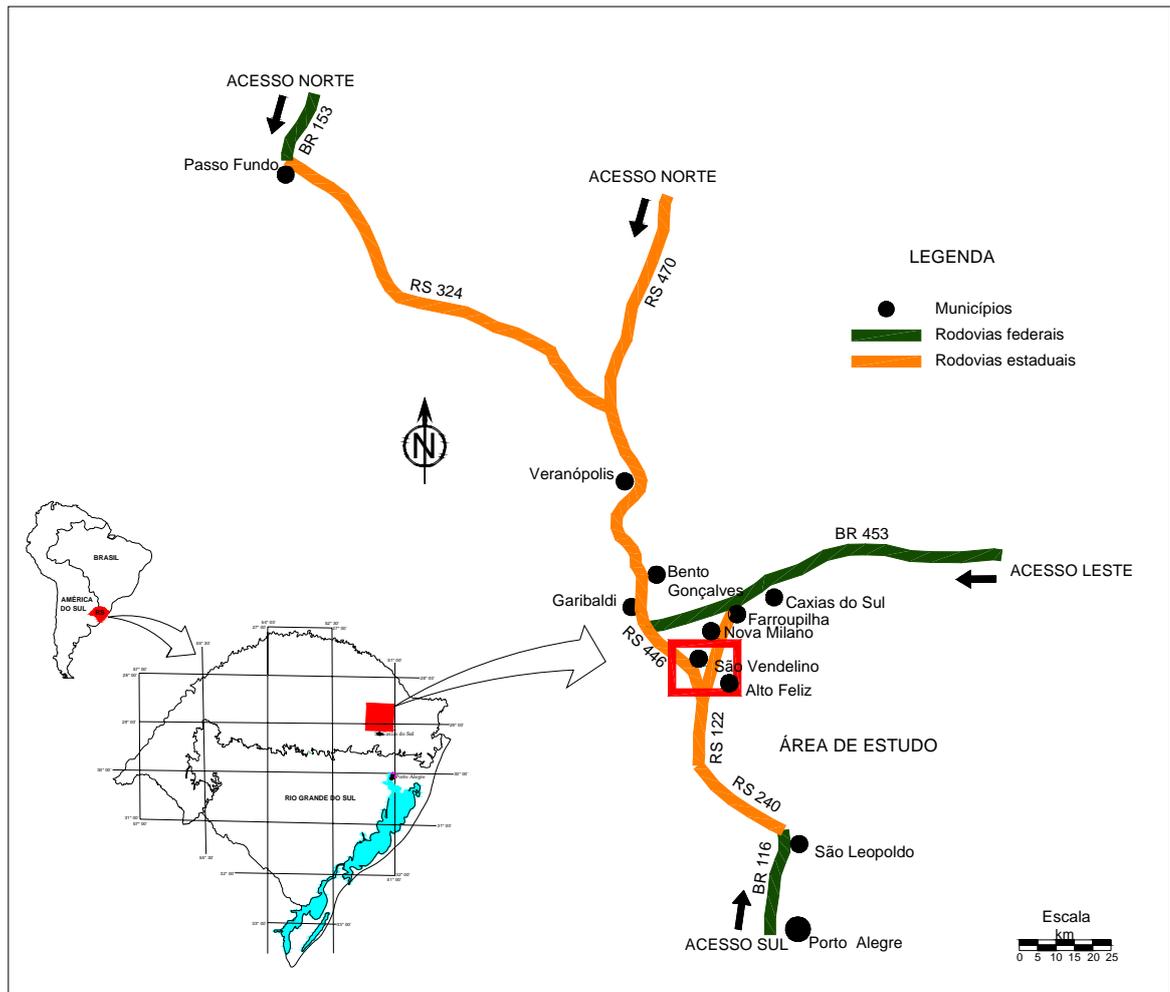


Figura 6 - Localização da área de estudo e principais vias de acesso.

2.3 Aspectos Fisiográficos e Climáticos

2.3.1 Geomorfologia

A região geomorfológica Planalto das Araucárias corresponde à porção mais oriental do Domínio Morfoestrutural das Bacias e Coberturas Sedimentares abrangendo trechos do Estado do Rio Grande do Sul e a porção sul do Estado de Santa Catarina.

As formas de relevo da região foram esculpidas especialmente em rochas efusivas ácidas da Formação Serra Geral, que ocorrem normalmente capeando as rochas efusivas básicas que correspondem, geralmente, aos relevos mais conservados dessa região geomorfológica. Em áreas mais restritas, os modelados de dissecação do relevo se desenvolvem em rochas efusivas básicas, geralmente resultando em formas de relevo mais dissecadas. Outras vezes, posicionadas nas partes basais das vertentes escarpadas que ocorrem nas bordas da Região Geomorfológica Planalto das Araucárias IBGE (1986).

Localmente, apresenta relevos com expressivo trabalho de dissecação fluvial e intemperismo químico, determinado pelo clima úmido atual, originando um relevo ondulado com vertentes côncavo-convexas. Os planaltos e suas escarpas são vigorosamente recortados e festonados pelo entalhe da drenagem, que secciona as várias seqüências de derrames, deixando nas vertentes abruptas um sucessivo escalonamento de patamares estruturais, evidenciando os diferentes derrames vulcânicos existentes (Figura 7).



Figura 7 - Escalonamento dos patamares estruturais da Serra Geral.

Como consequência do fraturamento existente e do grau de dissecação, a direção das formas de relevo são diversas e subordinadas à direção do fraturamento local.

A topografia é mais suave em áreas onde ocorrem os patamares, apresentando declividades não superiores a 20°. Nestas áreas, os solos são mais propensos ao desenvolvimento da agricultura e são mais espessos. Devido ao uso indevido do solo a erosão presente é representada por pequenos sulcos e voçorocas, onde são geralmente associadas.

Em encostas de declividade suave, entre 20° a 45°, ocorrem movimentos de massa, localizados e de pouca expressão, com a superfície do terreno mostrando-se estável e processos da dinâmica superficial como escoamento freático.

Com declividades elevadas, variando entre 45° a 90°, caracterizadas por encostas íngremes compostas por taludes rochosos e escarpas, o modelo de dissecação é mais acentuado, essas áreas apresentam um relevo mais instável. Há ocorrência de depósitos gravitacionais com predominância de corpos de tálus, junto a encostas íngremes.

2.3.2 Cobertura vegetal

A cobertura vegetal da área é composta por três regiões fitoecológicas a Floresta Estacional Decidual, Floresta Ombrófila Mista e a Savana, segundo IBGE (1986).

A área caracteriza-se, por estar revestida de bosques de *Araucária angustifolia* intercalados por campos nos topos mais suaves, representada pela Floresta Ombrófila Mista e, nas áreas escarpadas do planalto, por espécies pertencentes à Floresta Estacional Decidual. As manchas de vegetação campestre são maiores, quanto mais planas e extensas as áreas e quanto mais acidentado o terreno, mais densos e contínuos os bosques de araucárias e matas de encosta.

A Floresta Ombrófila Mista, acima dos 500 m de altitude e latitude superior a 24° S, é composta por Araucária formando o estrato emergente, tendo, principalmente como estrato inferior o angico-vermelho (*Paraptadenia rígida*) e a grápia (*Apuleia leiocarpa*), mas também canelas (*Cryptocarya aschersoniana*, *Ocotea pulchella* e *Ocotea puberula*), sapopemas (*Sloanea lasiocoma*), guabiroba (*Campomanesia rhombea*), açoita-cavalo (*Luehea divaricata*), pessegueiro bravo (*prunus sellowii*), bracatinga (*Mimosa escabrella*), erva-mate (*Ilex paraguariensis*), aroeira (*Lithraea brasiliensis*) cambuí (*Myrciaria tenella*) e canjerana (*Cabralea canjerana*), entre outras, além de possuir estratos menores constituindo, assim, uma estrutura bastante variada. Essa floresta pode ser considerada como remanescente de um passado com clima frio e seco.

A Floresta Estacional Decidual, onde a queda foliar faz parte do processo de dormência, apresenta uma estrutura organizacional complexa, devido à abundante luminosidade, mas tem poucas espécies exclusivas. Os estratos apresentam copagem bastante densa, os superiores formados por grápias (*Apuleia leiocarpa*), angicos-vermelho (*Paraptadenia rígida*), cabriúvas (*Myrcarpus frondosus*), canafistulas (*Peltophorum dubium*), paus-marfim (*Balfourodendron riedelianum*), canelas (*Cryptocarya aschersoniana*, *Ocotea pulchella* e *Ocotea puberula*), entre outras, e nos inferiores, além dos indivíduos jovens dessas espécies, o cincho (*Sorocea bonplandii*), o catiguá (*Trichilia clausenii*) e as gramíneas. Além disso, nas diversas áreas de contato observa-se uma interpenetração das espécies entre as formações vegetais, como, por exemplo, com a araucária (Falcade, *et al.*, 1999). A Floresta Estacional Decidual caracteriza-se por ser uma floresta subtropical desenvolvida em áreas com elevados índices pluviométricos (acima de 1300 mm/ano).

A vegetação de Savana é caracterizada por herbáceas que ocorrem em amplas áreas, tendo como principais formas vegetais as gramíneas e as ciperáceas. Nas nascentes dos rios é comum a presença de capões e matas galerias. As matas galerias estão associadas a áreas de maior umidade e a nascentes e arroios.

2.3.3 Clima

Segundo a classificação de Köppen (1948), essa é uma região de transição entre os tipos Cfa e Cfb (clima temperado úmido), com chuvas bem distribuídas ao longo do ano e temperaturas variando entre -4°C e 36°C, com média anual de 17,2°C.

De acordo com Nimer (1989), a região se caracteriza pela homogeneidade pluviométrica e unidade do domínio “quase absoluto do clima mesotérmico do tipo temperado”, devido às condições da topografia, da localização e da dinâmica da circulação atmosférica. A

precipitação média anual é de 1736 mm, sendo os meses de agosto e setembro os mais chuvosos, segundo Normal climatológica da Estação Agroclimática da Embrapa Uva e Vinho, Bento Gonçalves, RS, que apresenta os dados médios do período de 1961 a 1990, conforme a Tabela 1.

A temperatura também apresenta comportamento uniforme, mas não homogêneo, pois é condicionada, sobretudo, pelo relevo. A média das temperaturas mínimas no mês de junho é de 8,6°C, e máxima no mês de janeiro de 27,8°C, na maior parte dos patamares do planalto, as médias situam-se entre 16°C e 18°C, mas nas áreas mais elevadas das escarpas do Planalto das Araucárias, as médias podem ser inferiores a 10°C nos meses de inverno.

Tabela 1 - Normal climatológica, dados médios de Bento Gonçalves (1961 – 1990) - Embrapa (2000).

Mês	Temperatura do ar (°C)			Precipitação pluviométrica (mm)	Dias com precipitação (n°)	Umidade relativa do ar (%)	Insolação	Veloc. média vento (m/s)
	Média	Máxima	Mínima					
Jan	21,8	27,8	17,3	140	12	75	231	1,5
Fev	21,7	27,5	17,3	139	11	77	199	1,5
Mar	20,3	26,0	16,1	128	10	78	208	1,5
Abr	17,5	22,9	13,3	114	9	78	173	1,5
Mai	14,5	20,0	10,4	107	9	79	162	1,5
Jun	12,8	17,9	8,6	157	10	79	142	1,6
Jul	12,9	18,2	9,1	161	11	78	154	1,8
Ago	13,6	19,2	9,3	165	11	76	159	1,8
Set	14,9	20,4	10,6	185	12	76	162	1,9
Out	17,0	22,8	12,3	156	11	74	192	1,8
Nov	18,9	24,8	14,2	140	10	73	219	1,7
Dez	20,7	26,7	16,0	144	10	72	239	1,6
Média	17,2	22,9	12,9	1.736	128	76	2.240	1,6

2.3.4 Hidrogeologia

A região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul está inserida na província hidrogeológica denominada de Província Basáltica. Segundo a classificação de Lisboa (1993), a área localiza-se na unidade morfotectônica denominada de Fachada Atlântica, que contém as Unidades hidrogeológicas Ácida Aplainada e Ácida Dissecada.

A Unidade hidrogeológica das Ácidas Aplainadas caracteriza-se pela presença de lineamentos de pequeno a médio porte com orientação principal para o quadrante nordeste. Quanto ao relevo da região apresenta-se pouco dissecado e com um manto de alteração com espessura variando entre 6 e 12 metros, que, juntamente com a estruturação tectônica, caracteriza um bom potencial aquífero, em especial, quando associado a lineamentos de médio porte.

Já a Unidade de Ácidas Dissecadas é caracterizada pela presença de lineamentos de pequeno a médio porte, sendo que os de médio porte são fragmentados devido ao forte grau de dissecção do relevo. A orientação preferencial das estruturas é nordeste, refletindo a influência do Cinturão Dom Feliciano. A região apresenta o relevo com forte grau de dissecção e a espessura do manto de alteração é pequena, resultando em um baixo potencial hidrogeológico, sendo que os melhores locais situam-se em estruturas que sofrem recarga do Aquífero Botucatu.

Os sistemas aquíferos da área de estudo estão dispostos na Formação Botucatu e na Formação Serra Geral.

O Aquífero Botucatu tem suas características relacionadas com a litologia e a estratigrafia, tendo como condicionantes na produtividade do aquífero o grau de cimentação da rocha e o teor de argila apresentado pelos arenitos.

O aquífero fraturado da formação Serra Geral tem a circulação de água influenciada diretamente pelas estruturas tectônicas presentes nas rochas vulcânicas.

A hidrogeologia da região é caracterizada por apresentar dois sistemas aquíferos, o livre ou freático e o fraturado.

O sistema aquífero livre ou freático localiza-se no manto de alteração, formado por material argilo-arenoso com grau de permeabilidade baixo a médio. Os tipos de solo (mais ou menos argiloso), a espessura do manto de alteração, a topografia, o substrato rochoso e o clima são os principais fatores que condicionam os aquíferos livres. Em depósitos gravitacionais de encosta, como colúvios e talús, as águas acumulam-se nos espaços intergranulares existentes, formando este tipo de aquífero.

A água subterrânea apresenta melhores condições de armazenamento e circulação em solos mais espessos e mais arenosos, com menores proporções de argila.

Em regiões de declividade mais acentuada, no contato entre o manto de alteração e o substrato rochoso, o processo de circulação de água é mais intenso, demonstrando a influência direta da topografia e das inclinações do terreno e do substrato rochoso neste processo.

A estruturação dos derrames é o principal fator que condiciona a circulação d'água no substrato rochoso, em zonas maciças o fluxo ocorrerá no contato entre a rocha sã e zona alterada, já quando o substrato rochoso apresentar estruturas primárias (disjunção vertical e horizontal) haverá o fluxo por essas juntas, e quando estas estruturas forem interceptadas por fraturas tectônicas, ocorrerá a recarga dos aquíferos fraturados. Da mesma forma em zonas vesiculares e amigdalóides poderá ocorrer um maior fluxo, dependendo do grau de alteração que essas rochas apresentarem.

O sistema aquífero fraturado é condicionado pelo sistema estrutural e seu potencial hidrogeológico está relacionado principalmente a acumulação de água nas diversas discontinuidades físicas existentes (fraturas, zonas de fraturas) e em segundo plano com a estruturação primária da rocha. Este sistema está localizado nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, onde parte da água da chuva e dos rios percola e se acumula nas

zonas de descontinuidades da rocha. A circulação da água subterrânea ocorre ao longo do sistema de fraturas que, quando conectadas, fazem com que a mesma seja difusa, caracterizando o sistema como anisotrópico.

A recarga do aquífero fraturado pode ser realizada através do manto de alteração, que propicia a infiltração das águas da chuva, alimentando os sistemas de fraturas ou através do favorecimento da circulação vertical das águas do Aquífero Botucatu e das águas do aquífero fraturado, em regiões de relevo mais dissecado, caracterizados pela presença de vales profundos.

2.3.5 Solos e depósitos coluvionares

Os solos da região são rasos e pedregosos, predominando os solos enquadrados na classificação pedológica brasileira como Brunizem Avermelhado, Litólico Eutrófico, Laterítico Bruno Avermelhado Distrófico, Cambissolo Húmico e Litólico Distrófico (Flores *et al.*, 1999). Como unidades de mapeamento (nomes regionais) para o Rio Grande do Sul, foram classificadas, respectivamente, como Ciríaco, Charrua, Carlos Barbosa, Farroupilha e Caxias. Nos Levantamentos e Reconhecimento dos Solos do Rio Grande do Sul, geralmente são referidos como associações Ciríaco-Charrua e Caxias-Carlos Barbosa-Farroupilha, não constituindo unidades de mapeamento simples (Embrapa, 1982).

Sob o ponto de vista da Geotecnia, podem ser definidos os seguintes horizontes nas encostas da Serra Geral (Figura 8):

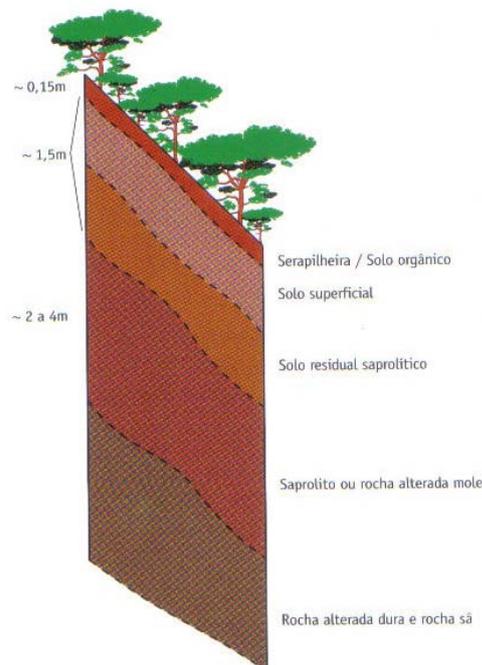


Figura 8 - Perfil de alteração adotado para a área de estudo (modificado de Santos, 2004).

A descrição do perfil de alteração com as características de cada horizonte pode ser vista na Tabela 2.

Tabela 2 - Perfil de alteração adotado para a área de estudo (modificado de Santos, 2004).

Horizonte de solo	Características
Solo superficial	Constitui o horizonte superficial logo abaixo da serrapilheira e do solo orgânico. Sua espessura na vertente retilínea é variável (entre 0,5 e 1 metro). Pode ser formado por um sub-horizonte superior transportado e por um horizonte residual, ou seja, resultante do intemperismo e pedogênese mais intensos e portanto uma maior expressão da fração argilosa, sendo por isso mais coesivos. Normalmente apresenta alguns fragmentos de rocha imersos na matriz de finos. É escavável por enxada.
Solo saprolítico ou solo de alteração de rocha	Trata-se de um horizonte de solos resultante da atividade intempérica química sobre a rocha matriz, praticamente não submetido a processo pedogenético. Apresenta nítidos vestígios texturais da rocha matriz. Normalmente são silto-arenosos ou areno-siltosos, com fragmentos de rocha e pouca argila. Tem espessura bastante variável, mas nas encostas retilíneas acima de 30° predominam aquelas em torno de 1 metro. É escavável por enxada.
Saprolito ou rocha alterada mole	Constitui um horizonte rochoso basicamente formado por blocos de rocha de vários tamanhos, separados por descontinuidades estruturais (diaclasses, fraturas) e por zonas mineralógicas com maior alteração. Há situações onde o saprolito pode apresentar-se mais contínuo com um número menor de descontinuidades. Nas encostas da Serra, a espessura do saprolito é também bastante variável, podendo apresentar-se dentro de uma faixa de um a vários metros. É escavável por picareta ou fogacho.
Rocha alterada dura e rocha sã	Trata-se do maciço rochoso pouco ou nada alterado, pelo intemperismo. Escavável unicamente por explosivos.
Solos coluvionares e corpos de tálus	A movimentação dos horizontes superficiais de solos por rastejo, escorregamentos ou erosão, tanto a que ocorre nos tempos atuais como a ocorrida em tempos geológicos pretéritos, proporciona a formação de camadas superficiais de solos coluvionares de meia encosta, normalmente associados à "saia" da vertente (parte baixa da vertente, com menor declividade), e depósitos coluvionares mais espessos, denominados de corpos de tálus, que se alojam em anfiteatros com topografia mais suavizada. Os corpos coluvionares de meia encosta normalmente apresentam espessuras em torno de 1 metro e têm composição argilo-silto-arenosa com presença de fragmentos de rocha. Os corpos de tálus podem atingir espessuras de algumas dezenas de metros, sendo invariavelmente constituídos de uma matriz argilo-silto-arenosa que envolve número considerável de fragmentos e blocos de rocha centimétricos a decimétricos. É bastante comum os corpos de tálus apresentarem um lençol d'água próprio suspenso.

2.3.6 Características dos movimentos de massa

A avaliação superficial das instabilizações inspecionadas ao longo da área de estudo permite identificar as seguintes manifestações geotécnicas de instabilidade:

- taludes em rocha com descontinuidades favorecendo as instabilizações, onde o condicionamento estrutural presente indica a possibilidade de futuros deslizamentos, abrangendo de forma geral, blocos e massas rochosas com pequeno volume de material instável (Figura 9);
- depósitos coluviais instabilizados por força das águas de percolação e devido ao corte do pé do talude, visando dar passagem à rodovia, onde verifica-se

uma espessa camada desses materiais, cuja deposição é característica na suavização da topografia dos derrames basálticos, entre as zonas de disjunção vertical e as de disjunção horizontal, sotopostas e presença de solos pouco espessos de alteração e coluvionares sobre horizonte rochoso, mergulhando, fortemente, no sentido do rodovia;



Figura 9 - Talude em rocha com as discontinuidades favorecendo as instabilizações de blocos e solo na parte superior do talude, km 42+930 a 42+970 da RS 122 (Azambuja *et al.*, 2001).

- escorregamentos translacionais, deslizamentos, ravinamentos e quedas de detritos de pouca profundidade, normalmente situados em zonas de rocha muito alterada, recoberta ou não por solos de alteração e camadas de depósitos gravitacionais (Figura 10).



Figura 10 - Escorregamento de depósitos gravitacionais de encosta com grande extensão a montante km 43+150 a 43+210 da RS 122 (Azambuja *et al.*, 2001).

- Fluxo de detritos, resultado direto da soma de materiais oriundos de escorregamentos translacionais, que alcançam o talvegue principal de um determinado vale e que apresentam maior potencial destrutivo que os escorregamentos. Fluxos de detrito de grande dimensão podem ser vistos na Figura 11 (km 44+460 a 44+600 e 45+300 a 45+360 da RS 122) e Figura 12. (próximo à localidade de Alto Feliz).



Figura 11 - Fluxos de detritos entre os km 44+460 a 44+600 e entre os km 45+300 a 45+360 da RS 122 (Azambuja *et al.*, 2001).



Figura 12 - Diversos pontos em que ocorreu fluxo de detritos próximo a localidade de Alto Feliz.

2.4 Aspectos Geológicos

2.4.1 Geologia Regional

2.4.1.1 Bacia do Paraná

A região em estudo está inserida na Bacia intracratônica ou sinéclise do Paraná, que ocupa uma área de aproximadamente 1,1 milhões de km², na parte meridional do Brasil, a metade oriental do Paraguai com 100 mil km², parte da Argentina 100 mil km², e Uruguai 100 mil km², totalizando 1,4 milhões de km² (Zalán *et al.*, 1997). No Brasil, abrange parte dos estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul (Figura 13).



Figura 13 - Localização da Bacia do Paraná na América do Sul (modificado de Zalán *et al.*, 1997).

A Bacia do Paraná é uma vasta região sedimentar da América do Sul, com acumulação de rochas sedimentares e vulcânicas, com idades variando entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo (Milani, 2000). O embasamento é composto por rochas ígneas e metamórficas. Segundo Cordani *et al.* (1984) as idades radiométricas dessas rochas situam-se entre 700 e 450 Ma, que correspondem ao ciclo orogênico brasileiro.

A bacia teve sua história evolutiva marcada por processos de tectonismo, subsidência e sedimentação e vulcanismo associado.

Sua forma é alongada para NE e está relacionada à reativação de antigas estruturas tectônicas do embasamento que promoveram localmente, uma maior subsidência nas direções NNE, NE e NW.

A Bacia tem um comprimento de 1750 km segundo a direção NNE-SSW (seu maior alongamento) e uma largura média de 900 km. O eixo menor tem direção NW e estende-se desde o Rio Grande do Sul até a bacia do Chaco-Paraná na Argentina, passando pelo norte do Uruguai e oeste do Paraguai, atingindo uma largura máxima de 1200 km.

Segundo Melfi *et al.* (1988), a forma de J da Bacia do Paraná tende para NE e está relacionada às reativações de estruturas tectônicas antigas do embasamento que promovem localmente uma subsidência ao longo de NNE, NE e NW. As feições tectônicas mais importantes são estruturas positivas alongadas (arcos) que rodeiam a bacia, exceto na margem continental. As estruturas NNE e NE, paralelas aos lineamentos do embasamento cristalino, são semelhantes àquelas relacionadas aos cinturões móveis do ciclo Brasileiro, como pode ser visto na Figura 14.

São importantes também, as estruturas de direção NW-SE, que atravessam o eixo principal da bacia (Melfi *et al.*, 1988), representadas por arcos como os de Ponta Grossa, Campo Grande, Rio Grande, por exemplo, por lineamentos magnéticos ou tectônicos, como os de Guapiara, Rio Piquiri, Rio Uruguai e pela sinclinal de Torres.

A bacia do Paraná foi classificada de várias formas. Almeida (1980), a descreve como resultante de uma sinéclise complexa desenvolvida no decorrer de sua história de paleozóica a jurássica, e como uma anfíclise (resultante de uma intumescência provocada por anomalia térmica) desde o vulcanismo processado no Jurássico Superior. Raja Gabaglia e Figueiredo (1990), a classificaram como uma bacia multicíclica iniciada por uma fase de fratura interior seguida por várias fases de sinéclise interior.

Segundo Almeida (1980) e Zalán *et al.* (1988, 1990a), o pacote de rochas sedimentares e vulcânicas que constituem a Bacia do Paraná representa a superposição de, no mínimo, três bacias diferentes, cujas geometrias e limites variam de uma para a outra, em decorrência do movimento das placas que conduziu a evolução do Gondwana no tempo geológico. A primeira bacia corresponde às seqüências siluriana e devoniana (Zalán *et al.*, 1990a), que teria sido depositada em um golfo aberto para o paleo-Oceano Pacífico. Já a segunda, que corresponde à seqüência permocarbonífera, típica de sinéclise intracontinental, desenvolveu-se em mar interior. A fase de erupção das lavas corresponderia à terceira bacia

do Paraná. Cabe lembrar que os limites das três bacias são demarcados para a época do estabelecimento de cada uma delas.

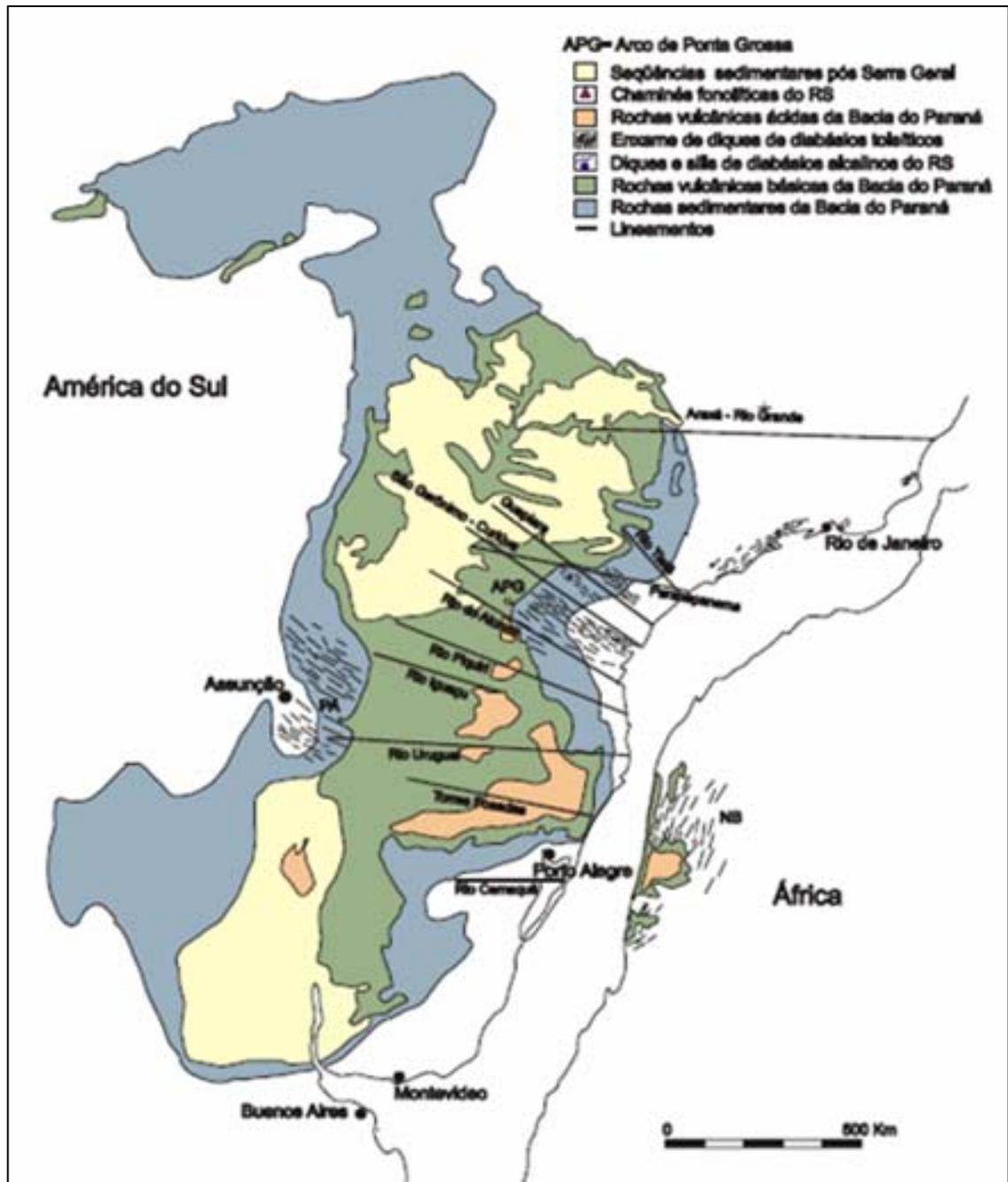


Figura 14 - Reconstrução da Bacia Paraná-Etendeka, pré-deriva continental dos continentes Sul-Americano e Africano (modificado de Hawkesworth *et al.*, 1992).

A evolução desta bacia pode ser entendida em quatro grandes episódios (Almeida, 1981), cada um sendo característico de um ciclo tectono-sedimentar completo (Sloss, 1963). Os dois primeiros ciclos estão relacionados à sedimentação em uma bacia sinforme subsidente, e os dois últimos correspondendo às fases de soergimento e extrusão de grande quantidade de lavas toleíticas relacionadas ao intumescimento da crosta ocorrido ao redor de

135 - 120 Ma. Cerca de 730.000 km² da parcela brasileira desta Bacia estão recobertos pela Formação Botucatu e pelos derrames relacionados ao Magmatismo Serra Geral, correspondentes às fases finais de preenchimento desta bacia, porção que atinge cerca de 1700 metros de espessura junto ao seu depocentro, posicionado no oeste do Estado do Paraná.

No topo da seqüência estratigráfica da Bacia do Paraná, a Formação Serra Geral demarca o término do episódio magmático eocretácico de preenchimento desta entidade geológica, correspondendo a um dos maiores eventos vulcânicos do planeta, o qual se encerra com a abertura do Atlântico Sul e ruptura do Gondwana, fragmentação esta gerada pela atuação da Pluma Mantélica de Tristão da Cunha, “motor” que mobilizou a separação dos continentes.

Milani *et al.* (1994) propõem que o pacote sedimentar-magmático da Bacia do Paraná é constituído de seis grandes superseqüências, mostradas nas Figuras 15 (carta estratigráfica) e 16 (diagrama tectono-estratigráfico):

Superseqüência Rio Ivaí (RI) – Ordoviciano/Siluriano, 450 – 428 Ma

Superseqüência Paraná (P) – Devoniano, 410 – 365 Ma

Superseqüência Gondwana I (GI) – Carbonífero-Eotriássico, 310 – 245 Ma

Superseqüência Gondwana II (GII) – Neotriássico, 237 – 218 Ma

Superseqüência Gondwana III (GIII) – Jurássico-Eocretáceo, 150 – 128 Ma

Superseqüência Bauru (B) – Neocretáceo, 115 - 65 Ma

A Superseqüência Gondwana III é representada pelo Grupo São Bento, constituído em sua base pela Formação Botucatu, seguida da Formação Serra Geral. Trata-se de unidades litológicas altamente particularizadas; a primeira, uma seção de arenitos médios a finos de origem eólica compondo um singular *blanket* em toda a bacia, é sucedida por um pacote de rochas magmáticas efusivas que compõem a maior manifestação ígnea continental da Terra. Estas duas unidades, a par de sua distinta natureza, agrupam-se sob uma mesma unidade aloestratigráfica em função do íntimo relacionamento que guardam entre si (Milani, 2000).

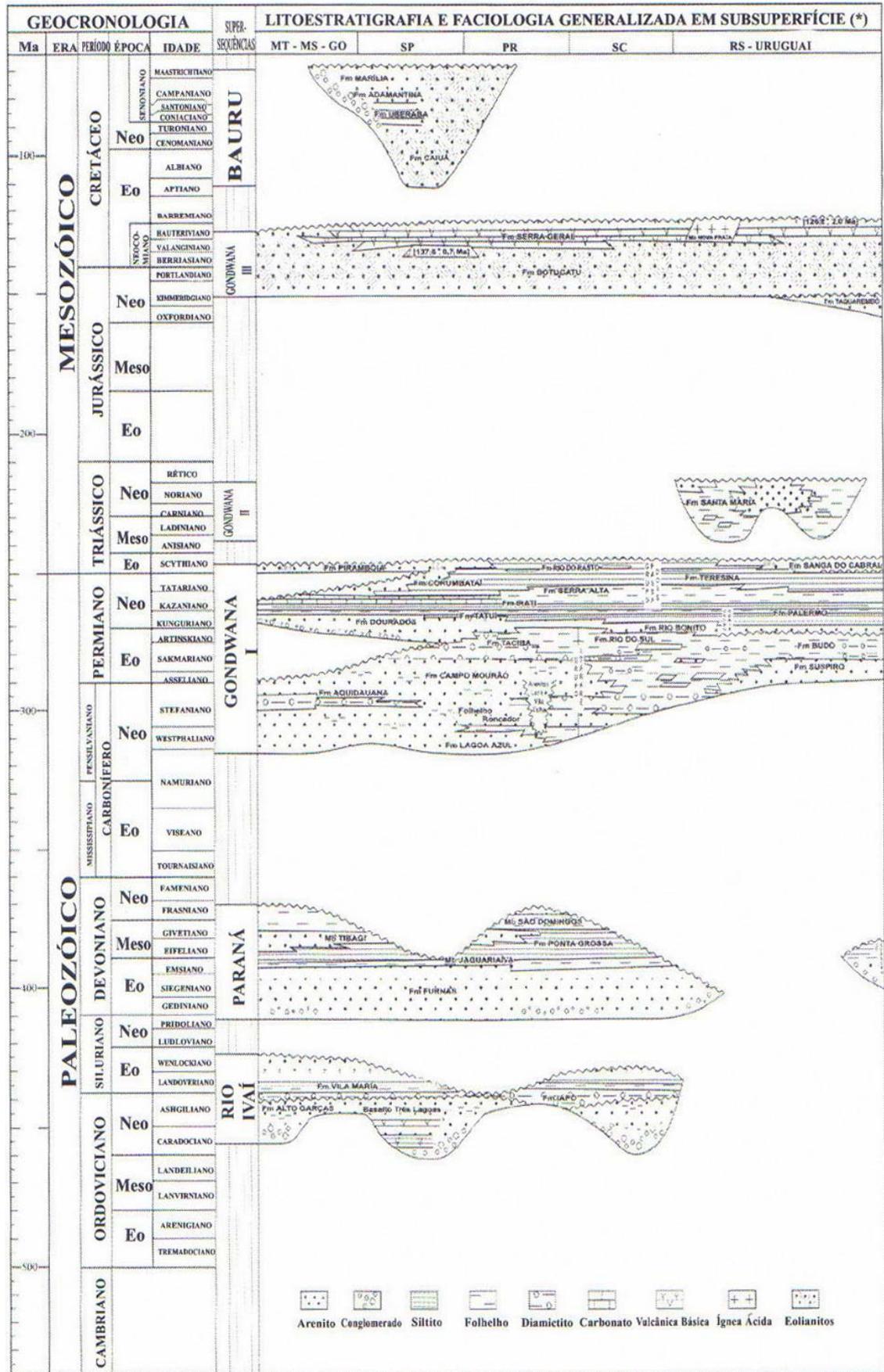


Figura 15 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná. Geocronologia segundo Haq e Van Eysinga (1994). Fonte: Milani (2000).

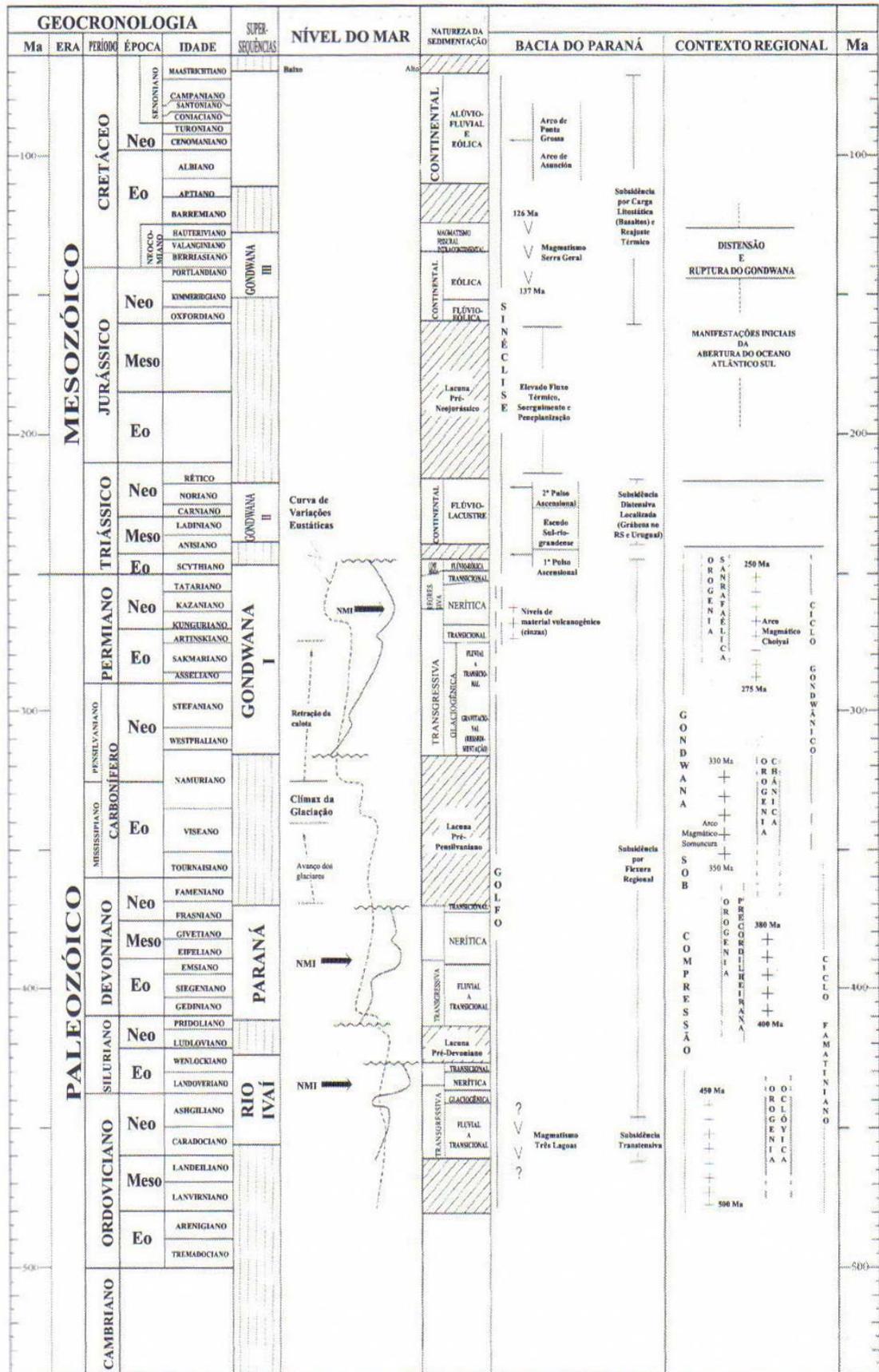


Figura 16 - Diagrama tectono-estratigráfico da Bacia do Paraná, com os principais eventos tectônicos e magmáticos relacionados à sua evolução. Geocronologia segundo Haq e Van Eysinga (1994). Curva de variações eustáticas segundo Vail (1977). NMI – nível máximo de inundação. Fonte: Milani (2000).

2.4.1.2 Formação Botucatu

O nome Botucatu foi introduzido na literatura geológica por Campos (1889), denominando de grês Botucatu os arenitos que constituem a serra de mesmo nome no Estado de São Paulo. A seção tipo, segundo este autor, foi descrita ao longo da ferrovia que liga as cidades de Conchas e Botucatu, SP (Coutinho *et al.*, 1984).

Abrangendo uma área superior a 1.300.000 km², os sedimentos desta unidade desenvolvem-se na Bacia do Paraná, desde o Rio Grande do Sul, até os Estados de Mato Grosso e Rondônia, adentrando em território uruguaio e no nordeste da Argentina e leste do Paraguai (IBGE 1986), considerados por Almeida (1953) como uma das mais expressivas ocorrências de sedimentos continentais do mundo.

Fazem parte da Seqüência Neocomiana, que corresponde litoestratigraficamente além da Formação Botucatu a Formação Serra Geral, que aflora na porção centro-norte do Rio Grande do Sul. Os arenitos eólicos da Formação Botucatu apresentam uma área aflorante mais reduzida, ocorrendo ao longo de uma faixa leste-oeste, desde os municípios de Torres até Jaguari, onde inflete para sul, estendendo-se em território brasileiro até Santana do Livramento. A espessura da Seqüência Neocomiana é bastante variada, alcançando valores máximos de 700 metros, sendo que a Formação Botucatu possui uma espessura máxima de 100 metros, estando inclusive ausente em algumas localidades da região central do Estado (Scherer *et al.*, 2000), conforme a Figura 17.

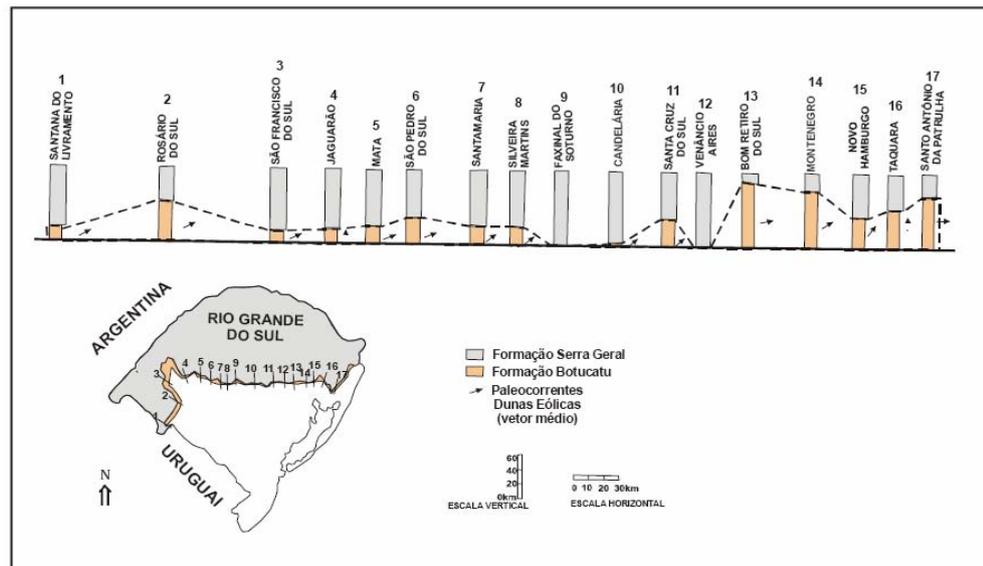


Figura 17 - Seção de correlação estratigráfica da Formação Botucatu no Rio Grande do Sul (modificado de Scherer *et al.*, 2000).

A implantação do Deserto Botucatu, ciclo sedimentar final do preenchimento da Bacia do Paraná-Etendeka, iniciou por uma vasta superfície de deflação eólica que marcou o clímax da aridez desértica no interior desta Bacia, caracterizando um prolongado episódio de interrupção da sedimentação que vinha se desenvolvendo, associado a fenômenos de rearranjo da sua morfologia.

Litologicamente, a Formação Botucatu consiste de arenitos avermelhados, finos a médios, normalmente bimodais, quartzosos, friáveis, apresentando grãos foscos e geralmente bem arredondados. Os feldspatos presentes raramente ultrapassam 5% e a impregnação por pigmentos ferruginosos é responsável pela cor e cimentação (Coutinho *et al.*, 1984).

A principal característica destes arenitos é a ausência de variação litológica, constituindo uma monótona sucessão de corpos nos quais persistem, de modo geral, as mesmas propriedades texturais, estruturais e mineralógicas, compondo um empilhamento de cunhas arenosas que apresentam maior prolongamento na direção do vento (IBGE, 1986).

Estratificação cruzada, planar e acanalada de grande porte é uma característica marcante da Formação Botucatu.

Scherer (1998) dividiu a Formação Botucatu em três associações faciológicas (AF1, AF2 e AF3). A associação AF1 é constituída por arenitos grossos a conglomeráticos, interpretados como depósitos de lençóis de areia (*sand sheets*) e fluxos torrenciais (*wadis*) que ocorrem na forma de lentes descontínuas com espessuras nunca superiores a um metro, invariavelmente sobrepostas à discordância basal. Estes depósitos são recobertos por outras duas associações faciológicas, constituídas predominantemente por estratos cruzados vinculados à migração de dunas crescentes simples localmente compostas (AF2) e dunas lineares complexas (AF3).

Por relações estratigráficas, atribui-se idade jurássica para a Formação Botucatu. Esta unidade situa-se imediatamente abaixo dos derrames basálticos do Jurássico-Cretáceo e acima da Formação Rosário do Sul, de idade triássica média a superior.

A determinação do intervalo de tempo correspondente à acumulação eólica da Formação Botucatu é ainda bastante problemática. Isto decorre do fato das datações desta unidade serem relativas, baseadas fundamentalmente nas determinações radiométricas dos derrames vulcânicos da Formação Serra Geral. Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ efetuadas por Renne *et al.* (1992, 1996) e por Turner *et al.* (1994) indicam que as rochas vulcânicas da escarpa basáltica do Rio Grande do Sul apresentam uma idade de 132 Ma, oferecendo um referencial seguro para término da sedimentação Botucatu (Scherer *et al.*, 2000).

Os depósitos eólicos da Formação Botucatu são recobertos e intercalam-se com os derrames vulcânicos da Formação Serra Geral, conforme atestam os inúmeros arenitos intertrapas descritos em diferentes localidades da bacia, inclusive no Rio Grande do Sul (e.g. Leinz, 1949; Veiga, 1973; Scherer, 1998). Ou seja, existe uma continuidade temporal entre a sedimentação Botucatu e o vulcanismo Serra Geral, marcada pelo decréscimo da sedimentação eólica e um aumento do volume de rochas vulcânicas (Scherer *et al.*, 2000).

A Formação Botucatu aflora próximo a São Vendelino, em cotas inferiores a 200 metros, seus arenitos feldspáticos, finos a médios, apresentam estratificação cruzada de grande porte, possuem comportamento hidrogeológico quase homogêneo, sendo que o fluxo d'água se restringe às estratificações, fraturas de alívio e eventuais fraturas tectônicas (Azambuja *et al.*, 2001).

2.4.1.3 Formação Serra Geral

O vulcanismo da Bacia do Paraná, na América do Sul, e o vulcanismo da Bacia Etendeka, na África Ocidental, foram originados no Cretáceo Inferior como uma província magmática única, associada à tectônica distensiva que ocasionou a ruptura do continente gonduânico e a conseqüente abertura do Oceano Atlântico Sul (Erlank *et al.*, 1984; Bellieni *et al.*, 1984).

Os vulcanitos da Bacia do Paraná-Etendeka constituem um pacote com espessura média de 800 metros, e máxima de 1500 metros, sotoposta em discordância aos arenitos eólicos cretáceos da Formação Botucatu. Localmente, repousam sobre os sedimentos triássicos, da Formação Rosário do Sul, permianos, do Grupo Passa Dois e, nas bordas da Bacia do Paraná, diretamente sobre o embasamento pré-cambriano. O pacote abrange uma área aproximada de 1.200.000 km² na porção meridional da América do Sul, estando 80% da área coberta no Brasil e a restante na Argentina, no Paraguai e no Uruguai. No sudoeste da África (Namíbia), recobre 80.000 km² e recebe a designação de Grupo Etendeka (Figura 18).

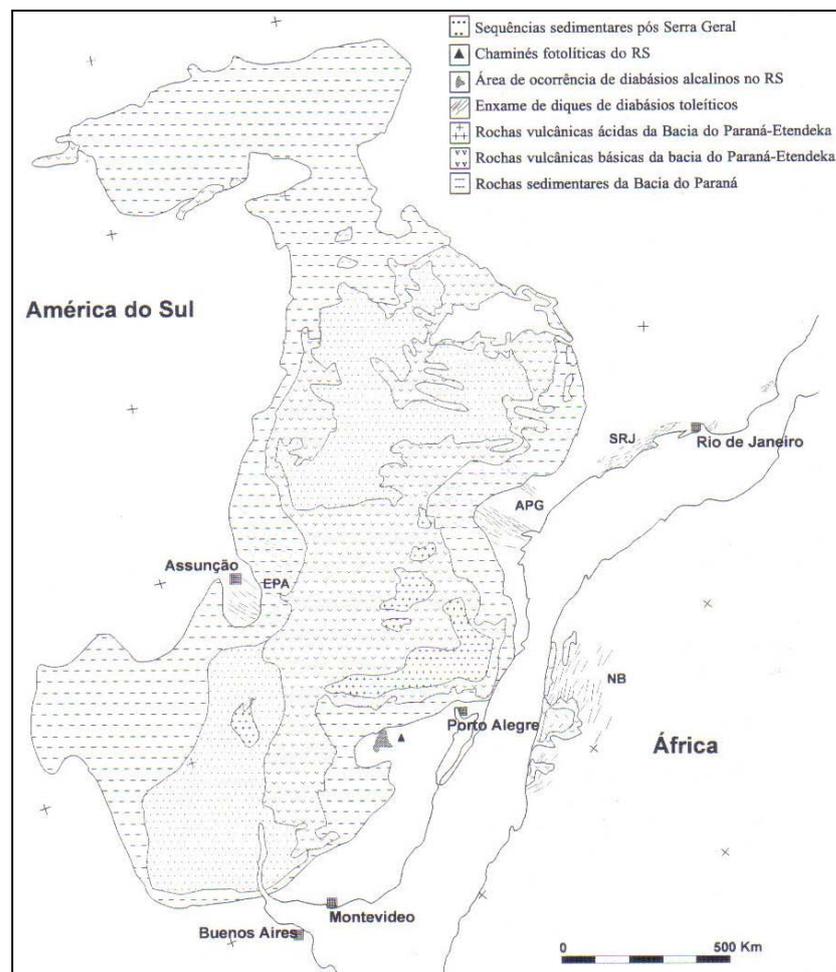


Figura 18 - Reconstrução pré-deriva continental dos continentes Sul-Americano e Africano, mostrando a extensão do magmatismo da Bacia Paraná-Etendeka. (modificado de Hawkesworth *et al.*, 1992). APG: diques do Arco Ponta Grossa; EPA: diques do Leste do Paraguai; NB: diques da Namíbia; SRJ: diques da região de Santos-Rio de Janeiro.

A designação de Formação Serra Geral proposta e introduzida por White (1908), refere-se à província magmática relacionada aos derrames e intrusivas que recobrem parte da Bacia do Paraná, (Melfi *et al.* 1988). Esta unidade está constituída predominantemente por basaltos e basalto-andesitos de filiação toleítica, os quais contrastam com riolitos e riodacitos, que caracterizam uma associação litológica bimodal (basalto - riolito).

O pacote vulcânico mesozóico apresenta-se suportado pelas camadas da Formação Botucatu, sendo freqüentes lentes intertrapianas de arenitos correspondentes a esta unidade nos primeiros espasmos basálticos. Nas porções de topo, verificam-se, mais comumente, brechas arenosas intercaladas, conforme visto na Figura 19.



Figura 19 - Seção geológica esquemática regional (Fonte: CPRM, 2005).

A Formação Serra Geral corresponde ao clímax vulcânico e ao encerramento da evolução gonduânica da Bacia sedimentar do Paraná e é constituída por um complexo panorama magmático, registrado em sua totalidade no Rio Grande do Sul, caracterizado por uma pilha vulcânica de derrames basálticos, sobrepostos ou intercalados com unidades ácidas.

O vulcanismo básico e intermediário da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul cobre mais de 50% da área do Estado, sendo constituído predominantemente por basaltos e andesi-basaltos, com derrames de andesitos, latibasaltos e lati-andesitos subordinados, mantendo uma atitude regional ligeiramente mergulhante para o eixo da bacia, em ângulos menores que 5°. A espessura das unidades de derrame varia em função do paleorelevo, tendo-se registrado valores de poucos metros nos altos topográficos a cinquenta metros nos paleovales (Roisenberg e Viero, 2000).

As estruturas geológicas primárias associadas aos derrames da Formação Serra Geral seguem um padrão relacionado com a taxa de resfriamento e a composição das litologias presentes. Essas estruturas estão dispostas em três zonas principais (Leinz, 1949; Roisenberg e Chies, 1987; Roisenberg, 1989): basal, central e superior.

O perfil clássico das unidades básicas e intermediárias de derrame, conforme visto na Figura 20, é raro no Rio Grande do Sul e mostra, da base para o topo, uma zona densa e parcialmente vítrea, relativamente delgada, seguida de uma zona de diaclases horizontais dominantes, de espessura igualmente reduzida, enquanto a parte central e mais volumosa apresenta fraturamento colunar. Uma nova zona de diaclases horizontais, sobrepõe-se, enquanto o topo do derrame aparece notadamente amigdalar, com vesículas cuja densidade de ocorrência e tamanho variam sem padrão definido, podendo alcançar até dois metros de diâmetro (Roisenberg e Viero, 2000).



Figura 20 - Seção geológica esquemática de um derrame (Fonte: CPRM, 2005).

Segundo Azambuja *et al.* (2001), a zona vesicular do topo do derrame, associada à zona de diaclases horizontais da base do derrame sotoposto, constitui uma zona de decomposição intensa das rochas. Esta interface é responsável pelo padrão morfológico em degraus que o relevo apresenta.

Segundo o levantamento geológico na escala 1:250.000 realizado pela CPRM (1998), ocorrem dois tipos litológicos principais na região, basalto do tipo Gramado e vulcânicas ácidas do tipo Palmas/Caxias, conforme pode ser visto no mapa geológico regional (Anexo 1).

O vulcanismo de filiação ácida compreende uma extensa área no Rio Grande do Sul, onde mostra suas maiores exposições cobrindo uma superfície da ordem de 80.000 km², desde a borda nordeste até Santiago, numa distância longitudinal aproximada de 500 km

(Roisenberg *et al*, 1984). O pacote é constituído por riolitos, riodacitos e quartzo-latitos, onde a espessura máxima atinge 400 metros na porção central da escarpa meridional.

As unidades ácidas apresentam formas tabulares e homogêneas com espessuras médias de 40 metros. A persistente forma tabular e a extensão dos derrames ácidos, assim como o registro ainda preservado de texturas ignimbríticas, como o perfil Rio das Antas-Veranópolis, sugerem fortemente que estas rochas vulcânicas se tratam de ignimbritos de alta temperatura (Roisenberg, 1989).

Sob o ponto de vista petrográfico, a Formação Serra Geral apresenta toda uma completa suíte de tipos litológicos, desde basaltos até rochas ácidas do extremo riolítico.

As partes centrais dos derrames basálticos são quase sempre microcristalinas e exibem um arranjo intergranular subofítico, não sendo raros os tipos porfiríticos. A composição mineralógica compreende essencialmente plagioclásio e piroxênio, com proporções menores de magnetita. Intercrescimentos micrográficos, vidro intersetal, quartzo, apatita e anfibólio (hornblenda verde e marrom) são constituintes menores, o último praticamente restrito a diabásios, juntamente com olivina. Zeólitas, minerais de cobre, quartzo e argilo-minerais são registrados em amígdalas.

O plagioclásio (An_{50-60}) mostra-se zonado e ripiforme, compreendendo tipos estruturais predominantemente vulcânicos e de transição (Roisenberg *et al.*, 1984).

As vulcânicas intermediárias mostram um arranjo cristalino porfirítico, sem orientações dos indivíduos, enquanto a mineralogia se aproxima das rochas ácidas, com incidência menor de intercrescimentos quartzo-feldspáticos na matriz, que apresenta abundantes micrólitos de plagioclásio (Roisenberg *et al.*, 1984).

A nomenclatura química das rochas vulcânicas básicas e intermediárias, de acordo com o sistema Tas (Le Bas e Streckeizen, 1991), demonstra que a grande maioria dos derrames pode ser classificada como basaltos e andesibasaltos toleíticos, com poucas amostras correspondentes ao campo dos andesitos (Roisenberg e Viero, 2000).

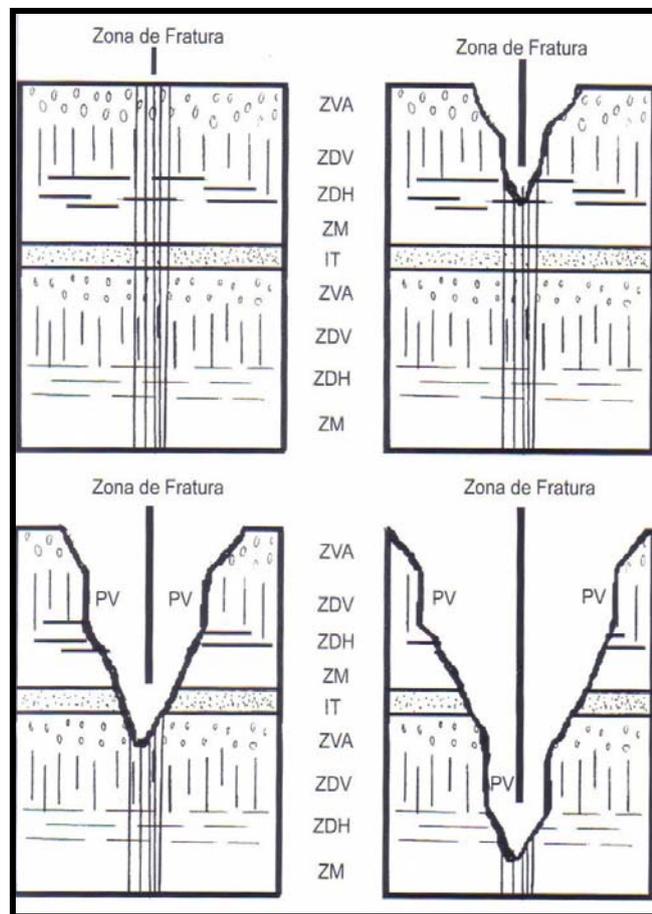
As vulcânicas ácidas variam sua composição de dacitos a riolitos. Os tipos mais característicos possuem cor cinza e diaclases sub-horizontais extraordinariamente desenvolvidas, estruturas estas que persistem por dezenas de metros de espessura. O arranjo cristalino apresenta-se porfirítico, consistindo de uma pasta subvítrea ou de finíssimos intercrescimentos complexos de quartzo e feldspato, às vezes micrográficos e esferolíticos, contendo abundantes micrólitos de plagioclásio, com proporções menores de piroxênio e magnetita, enquanto os microfenocristais (0,1 a 0,4 mm) são representados por andesina (An_{40-45} ; An_{50-55} nos tipos vítreos) e pigeonita (escassa). Uma das características destas litologias é a completa ausência de fenocristais de quartzo, cuja ocorrência restringe-se a matriz, o que se relaciona, provavelmente, a uma origem por processos de fusão superficial da crosta (Roisenberg *et al.*, 1984).

2.4.2 Geologia Estrutural

A Formação Serra Geral é caracterizada por apresentar lineamentos regionais que seccionam o pacote de derrames vulcânicos, formando vales e condicionando estruturalmente as formas de relevo bem como as direções das redes de drenagens. O padrão retangular dessas redes evidencia o forte controle estrutural que a região apresenta.

As estruturas deformacionais (juntas, falhas e zonas de fraturas) e estruturas primárias geradas pelo fluxo e resfriamento da lava, constituem locais preferenciais para a erosão e geram um relevo distinto para a região.

Reginato (2003), com base em informações de campo, propõe um esquema da evolução geomorfológica das zonas de fratura nos derrames da Serra Geral, salientando que esta evolução pode estar associada à formação de vales, como representado pela seqüência de seções da Figura 21.



Legenda

ZVA – Zona Vesicular a Amigdalóide	ZVD – Zona de Disjunção Vertical
ZDH – Zona de Disjunção Horizontal	ZM – Zona Maciça
IT – Inter Trapp	PV – Plano Verticalizado

Figura 21 - Esquema evolutivo de zonas de fraturas numa seqüência de derrames vulcânicos da Formação Serra Geral (modificado de Reginato, 2003).

A Figura 21 mostra uma seqüência de derrames que são cortados por uma zona de fratura, na qual ocorre a infiltração de água meteórica sobre a superfície de fratura, onde é o local de maior permeabilidade e susceptibilidade aos processos de erosão. Desta forma, ocorre a formação de um pequeno vale em “V”, a partir de uma erosão descendente, principalmente basal. Com o passar do tempo, ocorre um aprofundamento maior do vale na parte basal do que na lateral, além, da geração de movimentos de massa, responsáveis pela formação de depósitos nas encostas e sopés das elevações, modificando assim a morfologia da região.

Os principais lineamentos tectônicos regionais apresentam três orientações preferenciais (N30E; N70E; N30W), marcando os principais cursos de água existentes na área.

No trecho em estudo os alinhamentos de drenagem apresentam direção N60W, perpendiculares ao eixo principal de desenvolvimento da rodovia RS 122, fazendo com que as microbacias do arroio Ouro Verde desamboquem ortogonalmente a esta.

As rochas vulcânicas apresentam diferentes intensidades de fraturamento ao longo do maciço rochoso, com espaçamentos variando desde centimétrico até métrico.

As direções das fraturas tendem a acompanhar o trend dos principais lineamentos regionais.

As estruturas atectônicas estão principalmente representadas por juntas de alívio que podem ser perfeitamente identificadas nos taludes rochosos ao longo da rodovia. Por apresentarem persistência considerável e mergulho em direção à estrada configuram-se em importantes condicionantes geotécnicos na queda e deslocamentos de blocos e nos escorregamentos translacionais de camadas de solo sobre rocha.

CAPÍTULO 3 – SENSORIAMENTO REMOTO E SIG APLICADOS A MOVIMENTOS DE MASSA

3.1 Classificação dos Movimentos de Massa e Condicionantes Instabilizadores

3.1.1 Introdução

Os movimentos de massa fazem parte da dinâmica da paisagem. São um dos principais processos geomorfológicos responsáveis pela evolução do relevo, principalmente em áreas com relevo acidentado e regiões montanhosas. Movimentam e remobilizam fragmentos rochosos ao longo das vertentes em direção às planícies e auxiliam, em conjunto com os processos erosivos, o recuo das encostas e a formação das rampas coluviais.

Este tópico tem como objetivo tratar de forma resumida algumas definições utilizadas na literatura, relativas aos processos de movimentos de massa. Abordando suas principais classificações, os mecanismos e formas de movimentos, a tipologia e os condicionantes geológicos, geotécnicos e antrópicos atuantes nos processos.

3.1.2 Movimento de Massa - Definições

Na literatura encontram-se várias definições para os termos movimentos de massa (*mass movements*) e deslizamentos (*landslides*).

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

Para Skempton e Hutchinson (1969), *landslides* é um termo genérico que envolve todos aqueles movimentos de solo ou rocha, ou ambos, resultantes de uma ruptura por cisalhamento ao longo de um plano ou superfície. De acordo com estes autores, algumas formas de movimentos de massa não podem ser consideradas como *landslides sensu stricto*.

Christofoletti (1980) define movimentos do regolito ou movimentos de massa, como todos os movimentos gravitacionais que promovem a movimentação de partículas ou partes do regolito pela encosta abaixo, considerando a gravidade como a única força importante e que nenhum agente de transporte está envolvido, como o vento, água em movimento, gelo e lava em fusão, embora a água exerça função importante no movimento do regolito por reduzir o

coeficiente de fricção e aumentar o peso da massa intemperizada, preenchendo os espaços entre os poros.

Segundo Crozier (1986) *landslides* e *mass movements* caracterizam-se pelo movimento gravitacional, descendente e para fora da encosta, de solos e rochas sem a ajuda da água corrente como um agente de transporte, diferentemente da erosão laminar, em sulcos, ravinas e voçorocas. Já Cruden (1991), que faz alusão apenas ao termo *landslide*, considera que este denota os movimentos de rocha, solo e mistura de solos e rochas, das partes mais elevadas para as partes mais baixas da encosta.

De acordo com Bloom (1991), o termo coletivo para todos os movimentos gravitacionais encosta abaixo de detritos de rochas alteradas é *mass wasting*. O termo implica que a principal força é a gravidade.

Mass movements é o movimento encosta abaixo de material da encosta sob a influência de força gravitacional, do próprio material, sem a assistência de movimentos de água, gelo e ar (Summerfield, 1991). Este autor considera os termos *mass movements* e *mass wasting* como sinônimos.

Segundo Selby (1993), movimento de massa é o movimento de solo ou material rochoso encosta abaixo sob a influência da gravidade, sem contribuição direta de outros fatores como água, ar ou gelo. Entretanto, água e gelo geralmente estão envolvidos em tais movimentos, reduzindo a resistência dos materiais e interferindo na plasticidade e fluidez dos solos.

O termo *landslide* descreve a larga variedade de processos que resultam em movimentos externos e descendentes de encostas formadas por materiais como rocha, solo, aterro ou a combinação destes (U. S. Geological Survey, 2004).

A maior parte dos autores americanos utiliza de forma indistinta os termos *mass movement* e *landslide*. Os autores ingleses utilizam o termo *landslip*, preferencialmente e, no caso de geomorfólogos, *mass wasting*, ainda havendo referência a *slope movement* pelos engenheiros ingleses (Nunmer, 2003).

No presente trabalho se utilizará os termos deslizamento e movimento de massa, como sinônimos, isto é, para qualquer processo de movimento gravitacional da encosta, independente do tipo de material, dos mecanismos de ruptura, das velocidades de movimento e da geometria do material movimentado.

3.1.3 Classificação dos tipos e mecanismos de movimentos de massa

Existem várias classificações nacionais e internacionais de movimentos de massa, baseadas em diversos fatores, que combinam critérios como: mecanismos do movimento; natureza dos materiais envolvidos; velocidade de deformação do movimento; velocidade, direção e recorrência dos movimentos e geometria da massa movimentada. Devido a grande variedade de fatores para a base da classificação, encontra-se na literatura, uma grande quantidade de propostas de classificação em uso, gerando conflitos quanto à terminologia dos tipos de movimentos de massa.

A importância das classificações, sob o ponto de vista da aplicação, corresponde à possibilidade de se associar cada tipo de movimento de encosta a um conjunto de características, como profundidade, raio de alcance, material instabilizado, potencial destrutivo, etc. Estas características, em conjunto com o entendimento dos condicionantes permitem formular modelos, fundamentais para orientar a proposição de medidas preventivas e corretivas (Filho e Virgili, 1998).

Sabe-se, no entanto, que a aplicação direta desses sistemas de classificação aos movimentos observados na natureza não é tarefa simples. Além das dificuldades derivadas das atividades antrópicas e das rápidas transformações que ocorrem nas cicatrizes dos deslizamentos, há problemas associados à própria complexidade dos fenômenos, onde muitos movimentos são deflagrados como escorregamentos translacionais e se transformam gradativamente em corridas de massa devido ao excesso de água (Fernandes *et al.*, 2001).

Pode-se considerar como a primeira classificação de amplo aceite e que serviu de base para muitos trabalhos posteriores a proposta desenvolvida por Sharpe (1938), esquema encontrado com frequência na maioria dos livros americanos de geomorfologia. Para classificar os tipos de movimentos de massa esta proposta baseia-se em fatores como a natureza e velocidade do movimento, quantidade de água e gelo atuantes no processo e tipo de material (Tabela 3).

Tabela 3 - Classificação de movimentos de massa e fenômenos associados (Sharpe, 1938).

Natureza e Taxa do Movimento		Transporte glacial	Com aumento do conteúdo de gelo	Rocha ou solo	Com aumento do conteúdo de água	Transporte fluvial
				↔		
Corridas	Imperceptível		Solifluxão	Rastejo (solo ou rocha)	Solifluxão	
	Lento a rápido		Avalanche de detritos		Fluxo de terra Fluxo de lama Avalanche de detritos	
Escorregamento	Lento a rápido			Escorregamento Escorregamento de detritos Queda de detritos Escorregamento de rocha Queda de rocha		

Uma das classificações mais utilizadas em todo o mundo é a proposta por Varnes (1978), considerada a classificação oficial da Associação Internacional de Geologia de Engenharia (IAEG), conforme ilustrado na Tabela 4. Caracteriza-se por ser uma proposta simples e baseia-se no tipo de movimento e no tipo de material transportado, para estabelecer os principais grupos.

Tabela 4 - Tipos de movimentos de massa. Versão abreviada da proposta de classificação de movimentos de encosta (Varnes, 1978).

TIPO DE MOVIMENTO	TIPO DE MATERIAL		
	ROCHA	SOLOS DE ENGENHARIA	
		Predomínio de grossos	Predomínio de finos
Queda	Queda de blocos	Queda de massa de solo e rocha	Queda de terra
Tombamento	Tombamento de blocos	Tombamento de massa de solo e rocha	Tombamento de terra
Escorregamento	Rotacional	Escorregamento de blocos	Escorregamento de massa de solo e rocha
	Translacional		
Espraiamento lateral	Espraiamento de blocos	Espraiamento de massa de solo e rocha	Espraiamento de terra
Corrida	Corrida de blocos	Corrida de Massa de solo e Rocha (rastejo de solo)	Corrida de terra
	(rastejo profundo)		
Complexo	Combinação de dois ou mais dos principais tipos de movimentos		

Hunt (1984) propôs uma classificação que define o tipo de movimento baseado em sua forma e características, dividindo os principais tipos de movimentos em quedas, escorregamentos, avalanches, corridas, rastejos, solifluxão e movimentos complexos, conforme a Tabela 5.

Tabela 5 - Classificação de rupturas de encosta (modificado de Hunt, 1984).

TIPO	FORMA	DEFINIÇÃO
1	Queda livre	Repentino deslocamento de um ou mais blocos de solo ou rocha em queda livre descendente.
	Tombamento	Tombamento de um bloco de rocha sobre um ponto apoiado, localizado abaixo do seu centro de gravidade.
2	Rotacional	Movimento relativamente lento de um ou mais blocos, essencialmente coerentes de solo, rocha ou mistura de rocha e solo ao longo de uma superfície de ruptura bem definida, em forma de arco.
	Planar ou translacional	Movimento lento a rápido de um ou mais blocos, essencialmente coerentes de solo ou rocha ao longo de uma superfície de ruptura bem definida, com forma planar.
	Deslizamento de blocos	Um ou mais blocos movendo-se ao longo de uma superfície planar.
	Em cunha	Um ou mais blocos movendo-se ao longo da intersecção de duas superfícies planares.
	Espraiamento lateral	Um número de blocos intactos movendo-se como unidades separadas com diferentes deslocamentos.
	Deslizamento de massa de solo e rocha	Mistura de solo e rocha movendo-se ao longo de uma superfície rochosa planar.
3	Rocha ou massa de solo e rocha	Rápido a muito rápido movimento de massa incoerente de rocha ou massa de solo e rocha, ocorrendo ao longo de uma superfície de ruptura pouco definida.
4	Massa de solo e rocha	Solo ou massa de solo e rocha movendo-se como um fluido viscoso, usualmente terminando a longas distâncias além da zona de ruptura, resultando em excessivas poro-pressões (sub-classificada de acordo com o tipo de material).
	Areia	
	Silte	
	Lama	
	Solo	
5		Lento, imperceptível movimento de solo ou mistura de solo e rocha encosta abaixo.
6		Porções rasas do regolito movendo-se encosta abaixo com taxas moderadas a lentas em climas Ártico a sub-Ártico durante períodos de degelo acima de uma superfície congelada do solo.
7		Envolve a combinação dos tipos acima, usualmente ocorrendo mudanças em uma ou outra forma durante a ruptura com uma forma predominante.

Legenda: 1 – Quedas; 2 – Escorregamentos; 3 – Avalanches; 4 – Corridas; 5 – Rastejos; 6 – Solifluxão; 7 – Movimentos complexos.

Hutchinson (1988) propôs uma das classificações consideradas mais complexas e completas, baseada na morfologia da massa em movimento e em critérios associados ao tipo de material, ao mecanismo de ruptura, às condições de poro-pressão, à velocidade do movimento e às características de *fabric* do solo. Sua classificação inclui o rastejamento, os escorregamentos e os movimentos ligados especificamente ao congelamento e degelo da superfície. Assim como a classificação de Varnes, a de Hutchinson é baseada, principalmente, no tipo de movimento.

A proposta de classificação de Corominas e Garcia (1997) baseia-se na de Varnes (1978) e Hutchinson (1988), excetuando que os autores definem o tipo de movimento de massa a partir de deformações sem ruptura, ou, antes dessa. Nesta classificação os autores definem cinco principais tipos de mecanismos de ruptura, como pode ser visto na Tabela 6.

Tabela 6 - Classificação simplificada dos movimentos de massa, modificada de Corominas e Garcia (1997).

TIPO DE MECANISMO	SUBTIPO	TIPO DE DESLIZAMENTO	INGLÊS
Movimentos onde predomina a trajetória vertical		Desprendimentos ou quedas	Falls
Movimentos de giro de blocos determinados pelo fraturamento da escarpa		Tombamento	Topples
Movimentos de grandes blocos ao iniciar a ruptura	Superfícies de deslizamento planas	Escorregamentos ou deslizamentos Deslocamentos concordantes Deslocamentos discordantes	Slides
	Deslocamentos sobre superfícies curvadas	Deslizamento rotacional	Rotational slides
Movimentos de uma massa desorganizada	Corridas	Reptação Corridas de terra Solifluxão Corrida de detritos Corridas de areia e silte Corridas de rocha Avalanches	Creep Earthflows Solifluction Debris flows Sand and silt flows Rock flows Avalanches
Movimentos com expansão plástica lateral		Expansão lateral	Lateral spreading
Outros Movimentos	Deformações sem ruptura ou antes da ruptura	Reptação por fluência Tombamento flexural Curvamento Prolongamento Deformações gravitacionais profundas Ruptura confinada	Flexural toppling Cambering Bulging Sagging Confined failure
	Movimentos complexos	Colapso de vulcões Corridas deslizantes	Flows slides

A Tabela 7 mostra a comparação entre algumas propostas brasileiras de classificação dos movimentos de massa. O primeiro trabalho foi elaborado por Freire (1965), influenciado pelo trabalho de Sharpe, a proposta de Freire divide os movimentos em escoamentos, escorregamentos, subsidências e desabamentos, esta proposta foi adaptada por Guidicini e Nieble (1984), aumentando o número de subdivisões e adicionando as formas de transição e

movimentos complexos. O Instituto de Pesquisas Tecnológicas, (IPT 1991) elaborou uma classificação mais simplificada, baseada nas anteriores.

Tabela 7 - Comparação entre algumas propostas brasileiras de classificação dos movimentos de massa em Fernandes e Amaral (2003).

Freire (1965)	Guidicini e Nieble (1984)	IPT (1991)
Escoamentos: Rastejo e corridas	Escoamentos: Rastejo e corridas	Rastejos Corridas de Massa
Escorregamentos: Rotacionais e Translacionais	Escorregamentos: Rotacionais, Translacionais, Quedas de Blocos e Quedas de Detritos	Escorregamentos
Subsidências e Desabamentos	Subsidências: Subsidências, Recalques e Desabamentos	Quedas/Tombamentos
	Formas de Transição Movimentos Complexos	

Santos (2004) definiu a tipologia dos movimentos de massa sob o ponto de vista da Geologia de Engenharia, propondo uma classificação inicial dos movimentos de massa da Serra do Mar em dois grandes grupos: naturais e induzidos, baseando-se em fatores como velocidade dos movimentos, geometria e tipo de material (Tabela 8).

Tabela 8 - Classificação dos movimentos de massa (Santos, 2004).

TIPOS		CARACTERÍSTICAS
Naturais	Rastejo, solifluxão	Movimentos de grande lentidão e intermitência no horizonte superior de solos superficiais.
	Escorregamentos translacionais rasos ou planares	Desmorte hidráulico de solos superficiais especialmente associado a encostas retilíneas com inclinação acima de 30° e rupturas positivas de declive.
	Corridas de lama	Violenta torrente fluída de massa de solo e rocha ao longo dos talvegues de vales encaixados, originada da confluência do material de inúmeros escorregamentos planares ocorridos nas vertentes desses vales.
	Desprendimentos em rocha	Queda de blocos e lascas de superfícies rochosas naturais expostas; rolamento de matacões superficiais.
Induzidos	Movimentação de tálus e corpos coluvionares	Movimentação de grandes massas coluvionares quando cortadas ou sobrecarregadas por algum tipo de intervenção humana.
	Escorregamentos rotacionais profundos	Escorregamentos de grandes massas de solo devido especialmente a escavações de pé de talude, sobrepeso, alterações de drenagem, desmatamento, etc.
	Escorregamentos translacionais rasos ou planares	Por cortes no terreno, concentração de águas superficiais, desmatamento, sobrepesos de aterro ou lixo, etc.
	Desprendimentos em rocha	Queda de blocos individualizados ou desmoronamentos de conjunto de blocos por combinação desfavorável de planos estruturais da rocha com plano do talude de corte, vibrações no terreno, descalçamento erosivo de matacões, etc.
	Colapso em saprólito fraturado	Desmoronamento de grandes massas de rocha alterada fraturada pela combinação desfavorável de orientações espaciais de estruturas da rocha, diferentes graus de alteração, inclinação do plano do talude de corte e direção da estrada.

Filho e Wolle (1996) propõem, após verificarem que dentre os tipos genéricos de movimentos de massa presentes na maioria das classificações estão os processos de rastejo, escorregamento, movimento de blocos rochosos e corridas e que estes movimentos, devido à dinâmica de ambiente tropical, são os mais freqüentes no Brasil, uma classificação conforme indicada na Tabela 9. Abaixo de forma sucinta, são descritos os referidos processos.

Tabela 9 - Características dos principais movimentos de encosta na dinâmica ambiental brasileira, (Filho e Wolle, 1996).

PROCESSOS	CARACTERÍSTICAS DO MOVIMENTO, MATERIAL E GEOMETRIA
Rastejo	Vários planos de deslocamento (internos) Velocidades muito baixas (cm/ano) a baixas e decrescentes com a profundidade Movimentos constantes, sazonais ou intermitentes Solo, depósito, rocha alterada/fraturada Geometria indefinida
Escorregamentos	Poucos planos de deslocamentos (externos) Velocidades médias (m/h) a altas (m/s) Pequenos a grandes volumes de material Geometria e materiais variáveis Planares – solos pouco espessos, solos e rochas com um plano de fraqueza Circulares – solos espessos homogêneos e rochas muito fraturadas Em cunha – solos e rochas com dois planos de fraqueza
Quedas	Sem planos de deslocamento Movimentos tipo queda livre ou em plano inclinado Velocidades muito altas (vários m/s) Material rochoso Pequenos a médios volumes Geometria variável: lascas, placas, blocos, etc. Rolamento de matacão Tombamento
Corridas	Muitas superfícies de deslocamento (internas/externas à massa em movimento) Movimento semelhante a de um líquido viscoso Desenvolvimento ao longo das drenagens Velocidades médias a altas Mobilização de solo, rocha, detritos e água Grandes volumes de material Extenso raio de alcance, mesmo em áreas planas

O **rastejo** (*creep*) pode ser definido como o lento e contínuo movimento dos vários horizontes de solo. Só é perceptível em observações de longa duração (cm ou mm/ano). O movimento é descontínuo espacial e temporalmente e causado pela tensão cisalhante suficiente para produzir uma deformação permanente, mas pequena para produzir uma superfície de cisalhamento. De acordo com Santos (2004), não há estabelecimento de uma superfície de ruptura, mas acomodações e escoamentos plásticos localizados, potencializados especialmente pela ação das águas da chuva. Ocorrem geralmente em encostas retilíneas e convexas em intensidade proporcionais à inclinação dessas encostas.

Os **escorregamentos** (*slides*) caracterizam-se como movimentos rápidos, de curta duração, com plano de ruptura bem definido, permitindo a distinção entre o material deslizado e aquele não movimentado, cujo centro de gravidade se desloca para baixo e para fora da encosta. Podem ser divididos em translacionais, rotacionais e em cunha, de acordo com a forma do plano de ruptura.

- escorregamentos translacionais ou planares, segundo Fernandes e Amaral (2003), representam a forma mais freqüente entre todos os tipos de movimentos de massa. A superfície de ruptura apresenta forma planar a qual acompanha, geralmente, descontinuidades mecânicas e/ou hidrológicas existentes no interior do material. Esses escorregamentos mobilizam quase que exclusivamente o horizonte superior de solos superficiais. Somente em sua “raiz”, ou seja, no local de sua origem, há, eventualmente, mobilização de materiais do horizonte imediatamente inferior de solo de alteração de rocha, saprolítico (Santos, 2004).
- escorregamentos circulares ou rotacionais possuem superfícies de deslizamento curvas, côncavas para cima, ao qual se dá um movimento rotacional de massa de solo, sendo comum a ocorrência de uma série de rupturas combinadas e sucessivas. Estão associados a aterros, pacotes de solo ou depósitos mais espessos e homogêneos, rochas sedimentares ou cristalinas intensamente fraturadas, ocorrendo com freqüência em encostas compostas por material de alteração originado de rochas argilosas como argilitos e folhelhos. De acordo com Santos (2004), escorregamentos rotacionais na Serra do Mar, só ocorrem quando associados a algum tipo de intervenção humana, não sendo conhecidos na literatura sua ocorrência natural.
- escorregamentos em cunha estão associados a saprólitos e maciços rochosos, nos quais a existência de duas estruturas planares, desfavoráveis à estabilidade, condicionam o deslocamento de um prisma ao longo do eixo de intersecção destes planos. Estes processos são mais comuns em taludes de corte ou em encostas que sofreram algum tipo de desconfinamento, natural ou antrópico (Infanti e Filho, 1998).

Os **movimentos de blocos rochosos (quedas)** ou lascas de rochas caracterizam-se por movimentos rápidos de queda pela ação da gravidade, sem a presença de uma superfície de deslizamento, na forma de queda livre. De acordo com Infanti e Filho (1998), ocorrem nas encostas íngremes de paredões rochosos e contribuem decisivamente para a formação dos corpos de tálus, podendo ser classificadas em diversos tipos:

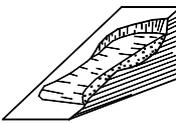
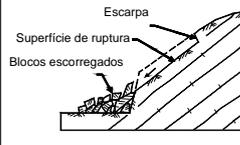
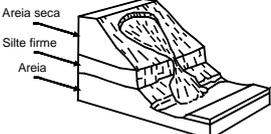
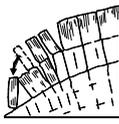
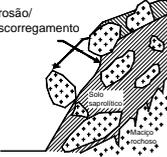
- queda de blocos: envolve materiais rochosos de volume e litologia diversos, que se destacam de taludes ou encostas íngremes e se deslocam em movimentos tipo queda livre;
- tombamento de blocos: movimento que se dá pela rotação dos blocos rochosos, condicionado pela presença de estruturas geológicas no maciço rochoso, com grande mergulho;
- rolamento de blocos: corresponde a movimento de blocos rochosos ao longo de superfícies inclinadas. Esses blocos, geralmente, encontram-se parcialmente imersos em matriz terrosa, destacando-se dos taludes e encostas por perda de apoio;

- deslocamento: consiste no desprendimento de lascas ou placas de rocha que se formam a partir de estruturas (xistosidade, acamamento, etc.), devido às variações térmicas, ou por alívio de tensão. O desprendimento pode se dar em queda livre ou por deslizamento ao longo de uma superfície inclinada.

As **corridas** (*flows*) são movimentos gravitacionais, rápidos, nos quais os materiais se comportam como fluídos altamente viscosos. Podem combinar materiais como solos pouco coesos, rocha, matéria orgânica, ar e água, mobilizados como um fluído, encosta abaixo. São altamente destrutivos e resultam da ocorrência simultânea e da confluência de centenas de escorregamentos nas encostas de um determinado vale por ocasião de eventos pluviométricos de extraordinária intensidade. Apresentam grandes dimensões, mobilizam grande volume de material e possuem um extenso raio de alcance (da ordem de dezenas de metros até alguns quilômetros). Recebem diferentes denominações dependendo das características do material mobilizado e das taxas de velocidade de deslocamento durante o processo, tais como: corrida de lama (*mud flow*), corrida de terra (*earth flow*) e corrida de detritos (*debris flow*).

A Figura 22 ilustra os movimentos de massa mais freqüentes na dinâmica de ambiente tropical, que ocorrem no Brasil.

Figura 22 - Principais tipos de movimentos de massa (modificado de Infanti e Filho, 1998).

MOVIMENTOS DE BLOCOS ROCHOSOS	ESCORREGAMENTOS		CORRIDA
 Queda livre	 Escorregamento rotacional raso	 Escorregamento planar	 Corrida de solo
 Tombamento	 Escorregamento translacional ou planar	 Escorregamento translacional em rocha	RASTEJAMENTO
 Rolamento de matacões	 Escorregamento rotacional profundo	 Escorregamento rotacional em solo	 Rastejo e seus indícios

3.1.4 Condicionantes geológicas, geomorfológicas e antrópicas

Várias feições podem atuar como fatores condicionantes de movimentos de massa, determinando a localização espacial e temporal destes movimentos em campo, muitas destas feições possuem sua origem associada a processos geológicos e geomorfológicos que atuaram no passado e que, em muitos casos, ainda atuam naqueles locais (Fernandes e Amaral, 2003).

A erosão dos solos na sua forma mais ampla, embora seja um dos fenômenos naturais mais estudados, ainda é pouco compreendida, principalmente no que se refere a sua previsão, tanto no espaço como no tempo. Tal dificuldade resulta, dentre outras razões, das complexas interações entre os diversos fatores condicionantes, os vários mecanismos de ruptura dos solos, as características de transporte, além das intervenções antrópicas, cada vez mais freqüentes. Além disso, as diferentes feições erosivas observadas na natureza encontram-se associadas a processos bem específicos, fato que dificulta ainda mais o desenvolvimento de estudos voltados para a previsão (Selby, 1993; Morgan, 1996, entre outros).

Sabe-se que os deslizamentos são condicionados por complexas relações entre fatores geológicos, englobando as características lito-estruturais e tectônicas, geomorfológicas, climáticas e antrópicas.

Como causas geológicas para movimentos de massa, podemos citar:

- a) materiais pouco resistentes ou sensíveis;
- b) materiais alterados;
- c) materiais fissurados;
- d) orientação desfavorável de descontinuidades (acamamento, xistosidade, falhamento, inconformidade);
- e) contraste na permeabilidade ou baixa consistência dos materiais.

Os principais condicionantes geomorfológicos são:

- a) soerguimento tectônico ou vulcânico;
- b) erosão fluvial, marinha ou glacial no pé da encosta ou margens laterais;
- c) erosão subterrânea (*solution, piping*);
- d) morfologia da encosta;
- e) deposição ou carregamento sobre a encosta ou na crista da encosta;
- f) remoção da vegetação.

Como causas humanas que condicionam movimentos de massa podemos citar:

- a) escavação da encosta ou de seu pé;
- b) carregamento da encosta ou de sua crista;
- c) desmatamento;
- d) irrigação;
- e) mineração;
- f) vazamento de águas servidas;
- g) vibrações artificiais.

Guidicini e Nieble (1984) utilizaram os termos agentes e causas de instabilização para discutir os condicionantes, entendendo como causa o modo de atuação de determinado agente na instabilização de uma encosta. Os agentes são divididos em predisponentes (características naturais intrínsecas do terreno) e efetivos (são os agentes diretamente responsáveis pelo desencadeamento das instabilizações da encosta). Os agentes efetivos ainda são subdivididos em preparatórios e imediatos. As causas são divididas em internas, externas e intermediárias, em relação à encosta, conforme pode ser visto na Tabela 10.

Tabela 10 - Agentes e causas de movimentos de massa (Guidicini e Nieble, 1984).

AGENTES			CAUSAS		
Predisponentes	Efetivos		Internas	Externas	Intermediárias
	Preparatórios	Imediatos			
Complexo geológico; complexo morfológico; complexo climático-hidrológico; gravidade; calor solar; tipo de vegetação	Pluviosidade; erosão pela água e vento; congelamento e degelo; variação da temperatura; dissolução química; ação de fontes e mananciais; oscilação do freático; ação de animais e antrópica	Chuvas intensas; fusão do gelo e neves; erosão; terremoto; ondas; vento; ação do homem	Efeito das oscilações térmicas; redução dos parâmetros de resistência por intemperismo	Mudanças na geometria do sistema; Efeitos de vibrações; mudanças naturais na inclinação das camadas	Elevação do nível piezométrico em massas "homogêneas"; elevação da coluna de água em descontinuidades ; rebaixamento rápido do lençol freático; erosão subterrânea retrogressiva (piping); diminuição do efeito de coesão aparente

Varnes (1978) discute os principais condicionantes e mecanismos de deflagração de movimentos de massa, definindo os fatores que aumentam as solicitações e diminuem a resistência das encostas e os respectivos fenômenos ou modificações naturais e antrópicos associados (Tabela 11).

Tabela 11 - Fatores deflagradores dos movimentos de massa (Varnes, 1978).

AÇÃO	FATORES		FENÔMENOS OU MODIFICAÇÕES NATURAIS/ANTRÓPICAS
Aumento da solicitação	Remoção de massa (lateral ou da base)		Erosão, escorregamentos Cortes
	Sobrecarga		Peso da água de chuva, neve, granizo, etc. Acúmulo natural de material (depósitos) Peso da vegetação Construção de estruturas, aterros, etc.
	Solicitações dinâmicas		Terremotos, ondas, vulcões, etc. Explosões, tráfego, sismos induzidos
	Pressões laterais		Água em trincas
Redução da resistência	Características inerentes ao material	Textura, estrutura, geometria, etc.	Características geomecânicas do material, estado de tensões iniciais
	Mudanças ou fatores variáveis	Mudanças nas características do material	Intemperismo, redução da coesão, ângulo de atrito Elevação do nível d'água
	Outras causas		Enfraquecimento devido ao rastejo progressivo Ação das raízes das árvores e buracos de animais

Na Tabela 12 Summerfield (1991), exemplifica alguns dos fatores que contribuem para a ocorrência de movimentos de massa, devido ao acréscimo ou redução da tensão cisalhante dos terrenos.

Tabela 12 - Fatores que contribuem para ocorrência de movimentos de massa (Summerfield, 1991).

FATORES	EXEMPLOS
Fatores que contribuem para o acréscimo da tensão cisalhante	
Remoção do suporte lateral através de corte ou aumento da inclinação da encosta	Erosão fluvial e por degelo, ação de ondas, falhas, queda de blocos ou deslizamentos pretéritos.
Remoção do suporte do pé da encosta	Escavação por rios e ondas, solução supsuperficial, perda de resistência por extrusão de sedimentos no pé da encosta
Sobrecarga da encosta	Peso da água, vegetação, acumulação de detritos
Pressão lateral	Água em fraturas, congelamento de fraturas, expansão (especialmente através da hidratação de argilas), alívio de pressão
Tensões transientes	Terremotos, movimento de árvores no vento
Fatores que contribuem para a redução da resistência à tensão cisalhante	
Efeitos da alteração	Desintegração de rochas granulares, hidratação de minerais de argila, dissolução de minerais cimentados em rocha ou solo
Mudanças de poro-pressão	Saturação, menor resistência do material
Mudanças na estrutura	Criação de fissuras em xistos e argilas, remobilização de areias e argilas sensíveis
Efeitos orgânicos	Decomposição de raízes de árvores

Levando-se em conta a metodologia adotada para a execução da pesquisa e devido às características geológico-geotécnicas da área de estudo, alguns condicionantes assumem maior importância como fatores predisponentes e agentes efetivos, na detonação de movimentos de massa. Podemos citar como fatores predisponentes os condicionantes geológicos, geomorfológicos e o tipo de cobertura vegetal, que serão descritos a seguir, e como agente efetivo, ou elemento diretamente responsável pelo desencadeamento dos processos, as chuvas intensas.

3.1.4.1 Condicionantes Geológicos

Os fatores geológicos que condicionam os movimentos de massa levam em conta o tipo e a distribuição dos materiais que compõem o substrato das encostas, que apresentam diferentes comportamentos quanto à resistência ao cisalhamento, permeabilidade e outras características. Frente aos fenômenos de instabilidade, cada litologia comporta-se de forma diferente. Assim, os materiais do substrato podem ser divididos em maciços rochosos e maciços terrosos, abrangendo solos, rochas, depósitos e estruturas geológicas, com características geotécnicas específicas.

Maciços Rochosos

Nos maciços rochosos os principais processos de instabilização ocorrem em taludes de corte e em áreas de escarpa. O grau de alteração da rocha e as estruturas anisotrópicas existentes no maciço, tais como falhas, disjunções e juntas de alívio servem como zonas preferenciais de percolação de água e alteração de rocha, diminuindo a resistência e atuando na deflagração dos processos de instabilização.

Estruturas geológicas como falhas e fraturas representam importantes descontinuidades mecânicas e hidráulicas, podendo condicionar diretamente o mecanismo e a geometria da ruptura, conforme mostrado na Figura 23.

Falhas correspondem a estruturas planares, ou curvoplanares, por meio da qual a rocha foi deslocada em uma direção, geralmente contida no plano de fratura, e atuam como caminhos preferenciais de alteração, permitindo que a frente de intemperismo avance para o interior do maciço de modo muito mais efetivo (Fernandes e Amaral, 2003).

A distribuição espacial e a relação entre suas atitudes (direção e mergulho) é outro fator que rege os mecanismos de instabilização.

A intersecção de planos de falha com outras descontinuidades (fraturas de alívio, fraturas tectônicas, bandamentos composicionais) resulta na individualização de blocos não alterados no interior de uma massa bem mais intemperizada, gerando um aumento na heterogeneidade do maciço rochoso como um todo (Fernandes e Amaral, 2003).

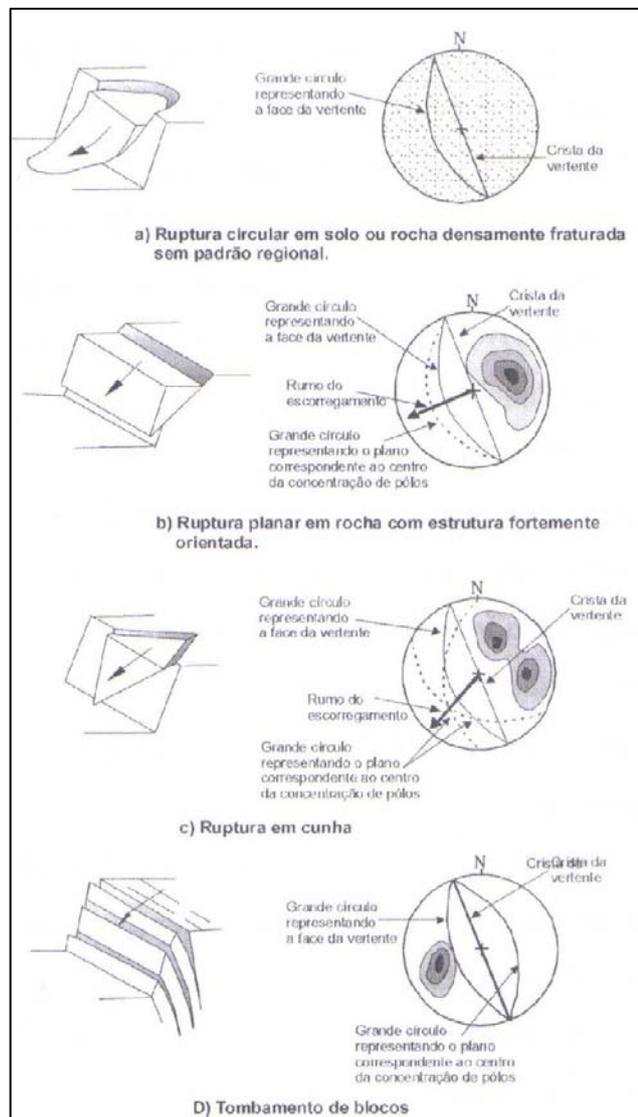


Figura 23 - Influência da distribuição espacial das descontinuidade em maciços rochosos nos tipos de ruptura (Hoek e Bray, 1981).

Maciços Terrosos

Segundo Nummer (2003), uma série de parâmetros e propriedades dos solos tem influência direta ou indireta na susceptibilidade a movimentos de massa e ao tipo de instabilização atuante, tais como peso específico, porosidade, índice de vazios, mineralogia, granulometria, plasticidade, atividade, permeabilidade, compressibilidade e história de tensões.

Os maciços terrosos estão diretamente relacionados com os processos morfogenéticos de formação do relevo. As características texturais, estruturais, sedimentológicas e de distribuição da cobertura detrítica estão associadas a três processos básicos: eluvial, fluvial e pluvial-gravitacional. Na caracterização dos maciços terrosos que ocorrem nas encostas, os processos pluviais gravitacionais são os mais importantes, pois são os responsáveis pela origem dos depósitos do tipo colúvio e tálus (Azambuja *et al.*, 2001).

Segundo Lara *et al.* (1997), colúvios são constituídos por solos que sofreram um processo de transporte ao longo da encosta e não mostram qualquer estrutura da rocha de origem. Podem apresentar alguns blocos e/ou fragmentos de rocha imersos numa matriz de solo, porém a matriz é sempre predominante em todo o depósito. Por outro lado, depósitos de tálus são aqueles formados por material detrítico da encosta à montante, com indícios de serem provenientes de movimentos de massa pretéritos que mobilizaram blocos rochosos de dimensões, forma e até litologias variadas, estando dispostos de forma caótica e envoltos em matriz coluvionar. Estes depósitos apresentam maior concentração de blocos à montante e maior volume de matriz coluvionar à jusante. A Figura 24 ilustra o processo de formação desses tipos de depósito, por vários escorregamentos que se sucederam ao longo do tempo.

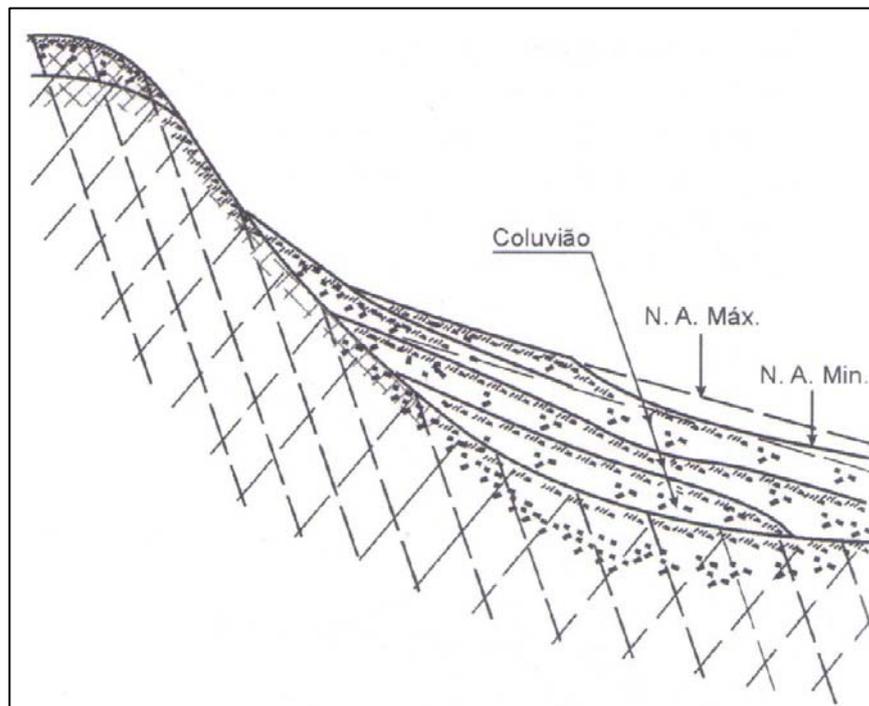


Figura 24 - Processo de formação de um depósito coluvionar (Deere, 1971).

Geralmente os fenômenos de deslocamentos de massa estão associados aos períodos chuvosos, já que a precipitação de chuva é um dos principais fatores causadores dos deslizamentos. Quando a precipitação cai sobre o talude, uma parte da mesma é interceptada pela vegetação, outra se infiltra no solo ou é armazenada nas depressões do terreno para logo infiltrar-se no solo. O processo de infiltração continua mesmo após a chuva cessar. Em algum momento podem criar-se situações críticas para o talude, já que a umidade do solo e o nível do lençol freático estão aumentando, gerando poro-pressões, diminuindo as tensões efetivas e, por conseguinte, diminuindo a resistência ao cisalhamento (Gonzales *et al.*, 1999).

De acordo com Fernandes e Amaral (2003), muitos depósitos de encosta repousam diretamente sobre a rocha sã, gerando uma descontinuidade mecânica e hidrológica ao longo desse contato. A drástica diminuição da condutividade hidráulica nesse contato favorece a geração de fluxos de água subsuperficiais, com forte componente lateral. Ao longo desse contato, condições críticas de poro-pressão positiva podem ser alcançadas durante eventos pluviométricos de alta intensidade, favorecendo a geração de escorregamentos translacionais. Muito da recarga de água para o lençol freático em depósitos de talus se dá ao longo do contato entre o depósito e o paredão rochoso, situado à montante. Canaletas de captação são, com frequência, instaladas ao longo desse contato visando coletar o escoamento superficial gerado pelo paredão rochoso, resultando em uma diminuição dos gradientes de poro-pressão positiva no interior do depósito.

Do ponto de vista estrutural, os colúvios são mais problemáticos em termos de estabilidade de encostas, uma vez que são materiais de baixa resistência e, em função da grande porosidade e plasticidade, exibem comportamento visco-plástico (escoamento ou rastejo) nos períodos mais chuvosos.

3.1.4.2 Condicionantes Geomorfológicos

Os condicionantes de cunho geomorfológicos têm influência direta na instabilidade das encostas e são os mais utilizados na previsão de movimentos de massa pela grande maioria dos autores, que fazem uso de um ou mais parâmetros topográficos, entre eles podemos citar a declividade da encosta e a forma do perfil da encosta (côncava ou convexa) estas duas características do relevo parecem exercer um papel preponderante na deflagração de movimentos de massa, como será visto a seguir.

Declividade

Dentre todos os parâmetros topográficos, a declividade vem sendo utilizada como o principal ou muitas vezes o único parâmetro incorporado aos estudos de definição e previsão de áreas instáveis gerando, com frequência distorções na análise dos deslizamentos, evidenciando a importância da consideração de outros parâmetros na análise.

A declividade da encosta condiciona diretamente a deflagração de movimentos de massa, como pode ser observado através da equação de Coulomb (Guidicini e Nieble, 1984), onde o aumento do ângulo da encosta implica em uma diminuição do fator de segurança.

A tensão cisalhante no solo ou em outro material inconsolidado geralmente aumenta com o aumento da declividade da encosta. Em declividades suaves, é esperada uma baixa frequência de deslizamentos, devido às baixas tensões de cisalhamento associadas aos baixos gradientes.

Mapeamentos de campo revelam, no entanto, que o maior número de movimentos de massa não ocorre necessariamente, nas encostas mais íngremes. Lee *et al.* (2004), mapeando deslizamentos na Coreia após intensas chuvas, observaram alta probabilidade de ocorrência entre 22° e 30°. Garcia e Zêzere (2004), analisando a susceptibilidade de deslizamentos em Portugal, observaram que os escorregamentos translacionais rasos, ocorrem, usualmente, em encostas com ângulo superior a 15° e apenas um número superior a 10% em encostas com declive maior do que 30°. Escorregamentos rotacionais desenvolvendo-se em encostas com inclinações mais moderadas, entre 10° e 25°. Filho e Magalhães (2004), identificando áreas de instabilidade em São Paulo, observaram a predominância de instabilidade em declividades das encostas entre 20° e 40° (52,9% do total da área) e a ocorrência de movimentos de massa em escarpas superiores a 50° está restrita a 2,7% do total da área. Salter *et. al.* (1981), estudando a distribuição de deslizamentos na Nova Zelândia após chuvas intensas observaram que 97% dos deslizamentos ocorreram em encostas com declividade acima de 20°. No entanto, a maior densidade de movimentos não se deu nas encostas mais íngremes (>35%), mas sim nas encostas com declividades entre 21° e 25°. Tal comportamento foi atribuído a variações no tipo de cobertura vegetal e ao fato de que nas encostas mais íngremes os solos já teriam sido removidos por movimentos anteriores.

Sabe-se, no entanto, que a análise isolada do papel desempenhado pela declividade na deflagração de movimentos de massa não é fácil de ser compreendida. Fernandes *et al.* (2001), a partir de observações nos mapeamentos de campo, evidenciaram a existência de relações entre a declividade e outros parâmetros, tais como espessura do solo, foliação metamórfica e fraturas de alívio de tensão, os quais também exercem influência na estabilidade das encostas.

Forma do perfil da encosta

A forma da encosta é outro parâmetro topográfico de grande importância, atuando indiretamente na deflagração de deslizamentos. A forma da encosta está relacionada à geração de zonas de divergência e convergência nos fluxos de água superficiais e subsuperficiais, chamando a atenção o papel desempenhado pelas formas côncavas do relevo.

Levando em consideração fatores geomorfológicos formadores de encostas ou vertentes, conforme descrito por Troeh (1965) e Bloom (1970), são definidos os quatro tipos básicos de vertentes compostas e a combinação de contornos e radiais conforme a Figura 25.

- I – vertentes com radiais convexas e contornos côncavos;
- II – vertentes com radiais côncavas e contornos côncavos;
- III – vertentes com radiais convexas e contornos convexas;
- IV – vertentes com radiais côncavas e contornos convexas.

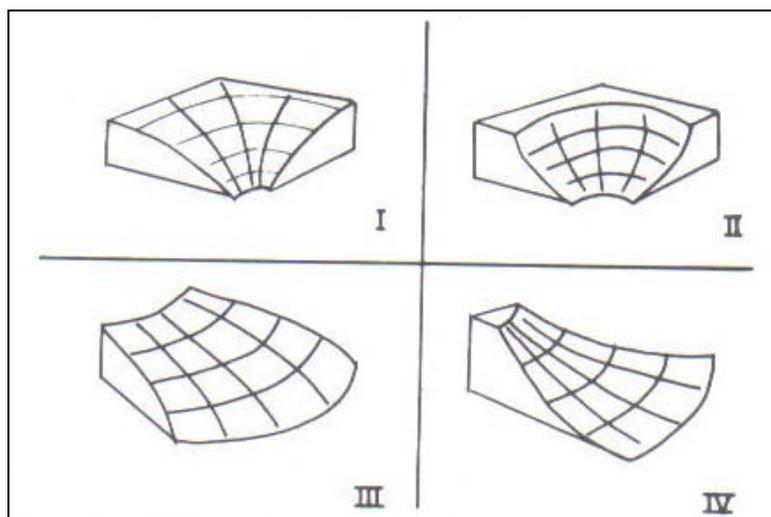


Figura 25 - Tipos básicos de encostas, combinando a concavidade e a convexidade (Troeh, 1965).

Em clima tropical úmido os taludes em rocha têm sua resistência significativamente reduzida pelo intemperismo. Em tais ambientes são comuns os depósitos de tálus acumulados na base dos taludes em rocha. A espessura dos depósitos reflete o balanço entre o suprimento e a remoção do material ao longo do tempo. No seu estágio inicial, o tálus tende a se desenvolver de forma convexa. Deslizamentos e escorregamentos destes depósitos tendem a se desenvolver em perfis côncavos.

Os segmentos côncavos estão geralmente associados à lixiviação e deposição de tálus. No caso de taludes lixiviados, há um aumento do fluxo de água em direção à base do talude por causa do aumento da contribuição a partir do divisor de águas.

Orientação da encosta

A orientação das encostas fornece informações sobre a exposição frente às variáveis climáticas, tais como o vento, precipitações atmosféricas e insolação.

Dai e Lee (2002) comentam que a orientação das encostas afeta indiretamente a resistência ao cisalhamento em virtude de estar intimamente relacionada à presença de umidade e de cobertura vegetal. Além do que, as precipitações pluviométricas estão condicionadas à direção predominante dos ventos, isto é, a quantidade de chuva será maior nas encostas expostas a estes eventos atmosféricos.

3.1.4.3 Tipo de Cobertura Vegetal

De acordo com Guidicini e Nieble (1984), a atuação da cobertura vegetal na estabilidade de encostas, se dá no sentido de reduzir a intensidade dos agentes climáticos no maciço natural, assim favorecendo a estabilidade das encostas.

Segundo Gray (1995) a cobertura vegetal apresenta comportamentos diferenciados quanto à estabilidade das encostas, podendo ser favoráveis e desfavoráveis.

Dentre os efeitos favoráveis está a redistribuição da água da chuva nas copas das árvores, o que impede o impacto direto da chuva na superfície do terreno, retardando e

diminuindo a quantidade de água que se infiltra no solo. Outro fator favorável é o aumento da resistência do solo devido ao reforço mecânico produzido por raízes pivotantes e profundas (Rickson, 1995).

Os efeitos desfavoráveis podem ser descritos como: efeito alavanca, que é a força cisalhante transferida pelos troncos das árvores ao terreno, quando suas copas são atingidas por fortes ventos; efeito cunha, originado pela pressão lateral causada pelas raízes ao penetrar em fendas, fissuras e canais de solo ou rocha; e a sobrecarga vertical causada pelo peso das árvores, principalmente em encostas com alta declividade.

De acordo com Santos (2004), a vegetação natural constitui o único fator externo inibidor dos escorregamentos e de todas as formas de movimentação superficial dos terrenos, através dos seguintes aspectos:

- impede a ação direta das gotas de chuva no solo através das copas e da serrapilheira;
- impede a ação erosiva das águas de chuva por meio de raízes superficiais e da serrapilheira;
- retém por molhamento de todo o edifício arbóreo parte da água da chuva que chegaria ao solo;
- dilui no tempo o acesso das chuvas ao solo;
- retira por absorção, e devolve à atmosfera por evapo-transpiração, parte da água infiltrada no solo;
- agrega, “coesiona” e retém os solos superficiais através de uma malha superficial e subsuperficial de raízes.

A Tabela 13 mostra uma série de fatores utilizados por diversos autores para a estimativa da magnitude e probabilidade de deslizamentos em diversas partes do mundo, fazendo uso de Sensoriamento Remoto e Sistema de Informações Geográficas.

Tabela 13 - Aspectos físicos e condicionantes utilizados para estimação da magnitude e probabilidade de movimentos de massa.

Autor/autores - Ano	Título do artigo	Aspectos físicos e condicionantes analisados														Objetivos	
		Parâmetros Geomorfológicos					Geologia	Estruturas geológicas		Uso do solo	Cobertura vegetal	Hidrogeologia	Pedologia	Drenagem	Pluviometria		Tipologia do movimento
		Declividade	Forma da encosta	Altimetria	Orientação da encosta	Espessura do solo		Distância de falhas	Orientação de falhas e fraturas								
Dias e Herrmann (2002)	Análise da suscetibilidade a deslizamentos no bairro Saco Grande, Florianópolis, SC																Análise de suscetibilidade
Donati e Turrini (2002)	An objective method to rank the importance of the factors predisposing to landslides with the gis methodology: application to na área of the Apennines (Valnerina; Perugia, Italy)																Classificar a importância dos fatores condicionantes
Fernandes <i>et al.</i> (2001)	Condicionantes geomorfológicos dos deslizamentos nas encostas: avaliação de metodologias e aplicação de modelo de previsão de áreas suscetíveis																Avaliação de condicionantes e previsão de áreas susceptíveis
Silva <i>et al.</i> (2002)	Computação inteligente e SIG na análise espacial: estudo da vulnerabilidade aos movimentos de massa no município de Caraguatatuba-SP através da lógica nebulosa																Estudo da vulnerabilidade a movimentos de massa
Filho e Wolle (1996)	Cartas de risco a escorregamentos: uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilha Bela, SP																Elaboração de cartas de risco
Dai e Lee (2001)	Frequency relation and prediction of rainfall-induced landslides																Avaliação da relação do volume e a relação entre tempestades e deslizamentos
Odajima <i>et al.</i> (1998)	Gis and Remote Sensing based analysis of landslides hazards in Cianjur, west Java, Indonesia																Geração de mapa de suscetibilidade
Luiz e Herrmann (2003)	Influência do comportamento das precipitações na análise de suscetibilidade à enchentes e deslizamentos em zonas subtropicais: o caso da região da grande Florianópolis.																Análise a suscetibilidade a deslizamentos e enchentes
Liu <i>et al.</i> (2003)	Landslides hazard assessment in the Three Gorges Area of the Yangtze River using ASTER imagery																Análise de risco à deslizamentos
Raghavan <i>et al.</i> (2004)	Landslides hazard zonation using the grass GIS: a case study in the Ojiva District, Nigata Prefecture, Japan																Zoneamento das áreas de risco a deslizamentos
Phi e Bac (2004)	Landslides hazard mapping using Bayesian approach in GIS – case study in Yangsan Area, Korea																Mapeamento de risco a deslizamentos

Tabela 13 – Continuação.

Autor/autores - Ano	Título do artigo	Aspectos físicos e condicionantes analisados														Objetivos		
		Parâmetros Geomorfológicos					Geologia	Estruturas geológicas		Uso do solo	Cobertura vegetal	Hidrogeologia	Pedologia	Drenagem	Pluviometria		Tipologia do movimento	
		Declividade	Forma da encosta	Altimetria	Orientação da encosta	Espessura do solo		Distância de falhas	Orientação de falhas e fraturas									
Ramakrishnan <i>et al.</i> (2002)	Landslides disaster management and planning – a GIS based approach																	Zoneamento das áreas susceptíveis a deslizamentos
Soares <i>et al.</i> (2002)	Raciocínio probabilístico aplicado à suscetibilidade de escorregamentos: um estudo de caso em Campo Largo, Paraná, Brasil																	Análise de suscetibilidade de escorregamentos
Coe <i>et al.</i> (2004)	Landslide suscetibility from topography in Guatemala																	Mapa de suscetibilidade a deslizamentos
Lee <i>et al.</i> (2004)	Probabilistic landslide hazard mapping using GIS and Remote Sensing data at Boun, Korea																	Mapeamento de áreas de perigo a deslizamentos
Sterlacchini <i>et al.</i> (2004)	Spatial integration of thematic data for predictive landslide mapping: a case study from Oltrepo Pavese Área, Italy																	Análise de suscetibilidade a deslizamentos
Zêzere <i>et al.</i> (2004)	Spatial and temporal data management for the probabilistic landslide hazard assesstment considering landslides tipology																	Análise de perigo a deslizamentos
Araújo <i>et al.</i> (2004)	Analysis of suscetibility to gravitational mass flows base don conditional probability																	Análise de suscetibilidade a fluxos de massa gravitacional
Filho e Magalhães (2004)	Identification of slope instability hazard áreas in the Anchieta – Imigrantes highway system, located in the Serra do Mar mountain rang, São Paulo State, Brazil																	Identificação de areas de perigo à instabilidade de encostas
Bandeira <i>et al.</i> (2004)	Landslide hazard map in an área of Camaragibe city, Pernambuco, Brazil																	Mapa de perigo a deslizamentos
Crepani e Medeiros (2001)	Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento aplicados ao estudo de movimentos de massa no município de Caraguatatuba - SP																	Estudo da vulnerabilidade a movimentos de massa

Tabela 13 – Continuação.

Autor/autores - Ano	Título do artigo	Aspectos físicos e condicionantes analisados													Objetivos			
		Parâmetros Geomorfológicos					Geologia	Estruturas geológicas		Uso do solo	Cobertura vegetal	Hidrogeologia	Pedologia	Drenagem		Pluviometria	Tipologia do movimento	
		Declividade	Forma da encosta	Altimetria	Orientação da encosta	Espessura do solo		Distância de falhas	Orientação de falhas e fraturas									
Gorsevsk <i>et al.</i> (2001)	Statistical Modeling of Landslides Hazard using GIS																	Zoneamento de áreas de risco a deslizamentos
Havenith <i>et al.</i> (2006)	Analysis of landslide susceptibility in the Suusamyр region, Tien Shan: statistical and geotechnical approach																	Análise de suscetibilidade de deslizamentos
Abdallah <i>et al.</i> (2005)	Detecting major terrain parameters relating to mass movements occurrence using GIS, remote sensing and statistical correlations, case study Lebanon																	Análise dos parâmetros relacionados a movimentos de massa
Paudits e Bednárik (2002).	Using GRASS in evaluation of landslide susceptibility in Handlovská kotlina Basin																	Avaliação da suscetibilidade a deslizamentos
Saha <i>et al.</i> (2005)	An approach for GIS-based statistical landslide susceptibility zonation – with a case in the Himalayas																	Análise de suscetibilidade de deslizamentos

3.2 Potencial do Sensoriamento Remoto e Sistema de Informações Geográficas na Análise de Movimentos de Massa

3.2.1 Introdução

Diversos autores têm utilizado o potencial de ferramentas de Sensoriamento Remoto (SR) e Sistema de Informações Geográficas (SIG) para identificar, modelar e analisar movimentos de massa através de técnicas de zoneamento de instabilidade de encostas.

A terminologia referente a perigo, proposta por Varnes (1984), traz as seguintes definições:

- Perigo Natural (*Natural Hazard*) define a probabilidade de ocorrência de um fenômeno natural potencialmente danoso dentro de um período de tempo específico e em uma área determinada;
- Risco (*Risk*) define o número esperado de perdas de vida, danos pessoais, danos à propriedade ou destruição de atividade econômica devido a um fenômeno natural em particular;
- Zoneamento (*Zonation*) refere-se a divisão de unidades homogêneas do terreno e a definição de graus de perigo atual ou potencial causados por movimentos de massa;
- Perigo a deslizamentos (*Landslide Hazard*) são geralmente mostrados em mapas que definem a distribuição espacial de classes de perigo (ou zoneamento de perigo a deslizamentos).

Os termos perigo e suscetibilidade a deslizamento são frequentemente utilizados como sinônimos (Soeters e Van Westen, 1996).

As metodologias para análise da suscetibilidade, vulnerabilidade, perigo e risco a movimentos de massa tem sido propostas por especialistas internacionais e brasileiros, em um extensivo volume de pesquisas principalmente nas duas últimas décadas, como: Liu *et al.* (2003), Saha *et al.* (2005), Hervás *et al.* (2003), Vieira *et al.* (2005), Coe *et al.* (2004), Garcia e Zêzere (2004), Amaral e Furtado (2004), etc.

Devido à natureza complexa dos fenômenos relacionados a movimentos de massa, a estimação da magnitude e probabilidade de deslizamentos requer uma grande quantidade de informações, como:

- características topográficas (declividade, forma da encosta, hipsometria, etc.);
- estratigrafia e geologia (tipo e características dos materiais);
- hidrogeologia (águas superficiais e subterrâneas e suas variações ao longo do tempo);
- pedologia;
- uso e ocupação do solo;
- cobertura vegetal;
- pluviometria, etc.

Estes fatores podem atuar em conjunto ou separadamente, sendo muitas vezes difícil a sua caracterização. Dados extraídos com o uso de SR têm sido analisados em combinação com informações adicionais relacionadas a deslizamentos, fazendo uso de técnicas de SIG, para auxiliar na análise desses processos.

O rápido desenvolvimento do SR, com um grande número de novos sensores e plataformas e a constante atualização dos potentes softwares de SIG tem contribuído muito para o avanço desta área.

Deve também ser ressaltada, a importância do aspecto multitemporal obtido com o SR, que permite o registro de grandes áreas (de dezenas a centenas de quilômetros) com uma alta taxa de repetição (entre dias e semanas), possibilitando a análise das modificações antes e após a ocorrência da deflagração dos processos relativos a deslocamento de massas.

Outro grande impacto no campo da geração da base de dados para análise de movimentos de massa, utilizado na maioria das pesquisas voltadas para o assunto, é a geração do modelo digital de terreno (MDT), que tem sofrido significativas mudanças em termos de disponibilidade de dados e velocidade de processamento e extração de informações nos últimos anos.

O Modelo Digital de Terreno é cada vez mais utilizado para análises visuais e matemáticas de topografia, paisagem, formas de relevo, bem como para o modelamento de processos superficiais.

Diversas pesquisas utilizam imagens de satélite como dado básico na análise de movimentos de massa, para inventário e mapeamento de deslizamentos. São utilizados para tanto, dependendo da escala e das características a serem investigadas, sensores de alta resolução espacial, como IRS-1C, Ikonos e QuickBird e sensores de alta resolução espectral, como AVIRIS (*Airbone Visible Infrared Imaging Spectrometer*), HyMap (*Hyperspectral Mapper*) e ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*).

A Figura 26 mostra diferentes componentes relacionados ao uso de ferramentas e métodos de SR e SIG na análise de risco a movimentos de massa, para coleta, armazenamento, geração e processamento dos dados geoespaciais e sua disseminação e uso.

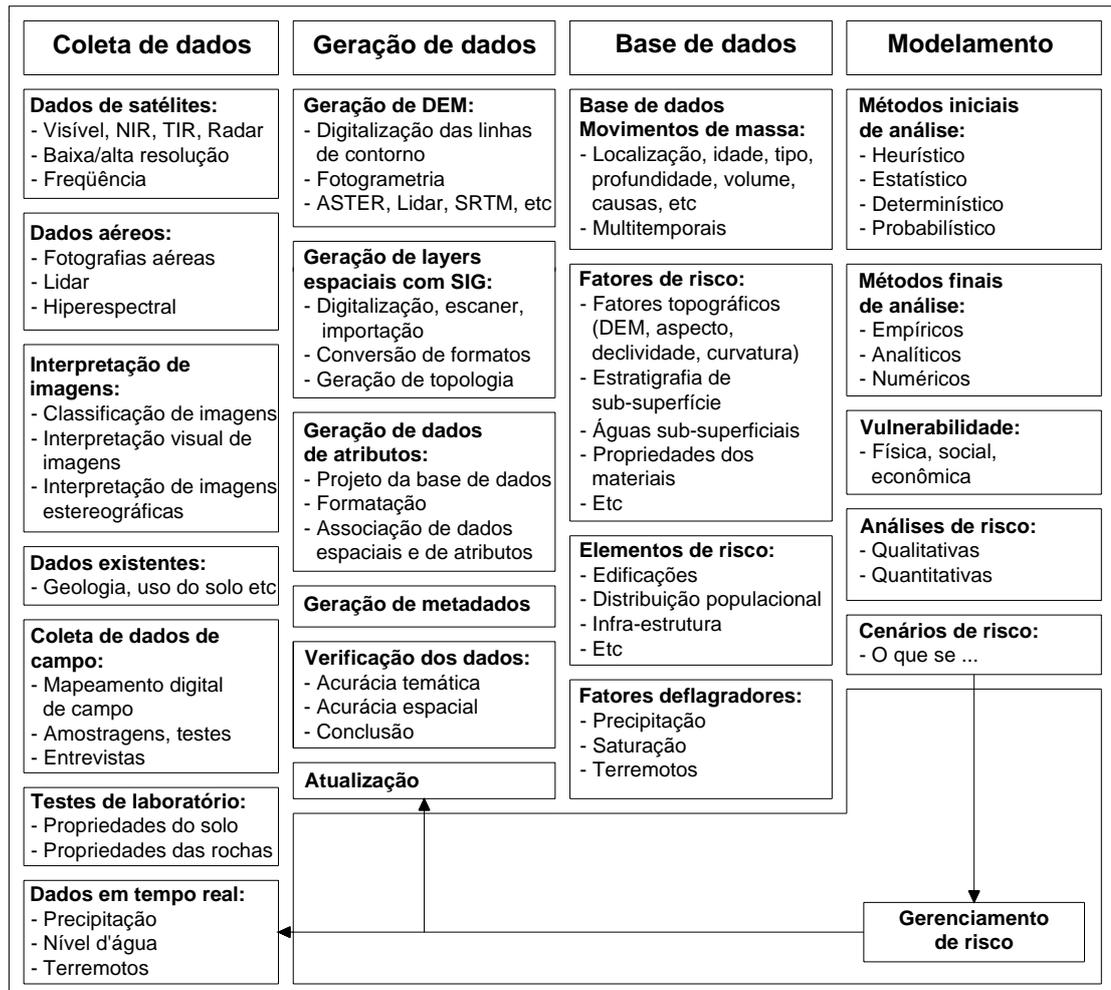


Figura 26 - Diferentes componentes relacionados ao uso de ferramentas de Geo-Informação e métodos para análise de risco a movimentos de massa, modificado de Van Westen (2004).

3.2.2 Utilização de Imagens de Satélite de Alta Resolução Espectral (ASTER)

3.2.2.1 Introdução

Dados de sensoriamento remoto obtidos por satélites multiespectrais, registram as características da superfície terrestre dentro de bandas distintas do reflectivo e parte do termal, no espectro eletromagnético. Os resultados da informação espectral podem ser usados para distinguir diferentes tipos de vegetação, solo e rochas, baseados em feições de absorção específicas. A qualidade e o detalhamento das informações espectrais registradas dependem do número de bandas, sua faixa espectral e o seu posicionamento no espectro eletromagnético.

Recentemente, novas oportunidades foram geradas com a disponibilidade de sensores chamados de hiperespectrais, tais como as informações registradas pelo sensor ASTER. O alto número de bandas e sua reduzida faixa espectral, permitem uma melhor análise das estreitas feições de absorção no infravermelho de ondas curtas, na qual, possibilitam uma melhora na diferenciação principalmente de dados litológicos.

As características espectrais da superfície terrestre e mudanças do comportamento espectral entre solo, rocha, vegetação e feições antrópicas, permitem o uso de satélites multiespectrais para detecção e mapeamento de movimentos de massa.

3.2.2.2 Identificação dos Movimentos de Massa

A interpretação de deslizamentos a partir de fontes de SR, requer conhecimentos das feições distintivas associadas com movimentos da encosta e das características da imagem associadas com essas feições. Uma interpretação adequada depende das características da imagem. A interpretação de feições em uma imagem é influenciada pelo contraste que existe entre feições e seu entorno. Para identificação de deslizamento este contraste resulta das diferenças espectrais ou espaciais existentes entre o movimento de massa e seu entorno. Isto é afetado, diretamente, pelo:

- período decorrido desde a ruptura, devido a processos erosivos e a recomposição da vegetação tendendo a obscurecer as cicatrizes dos movimentos, conforme mostrado na Figura 27;
- e o rigor na qual os deslizamentos afetam a morfologia, drenagem e condições da vegetação.

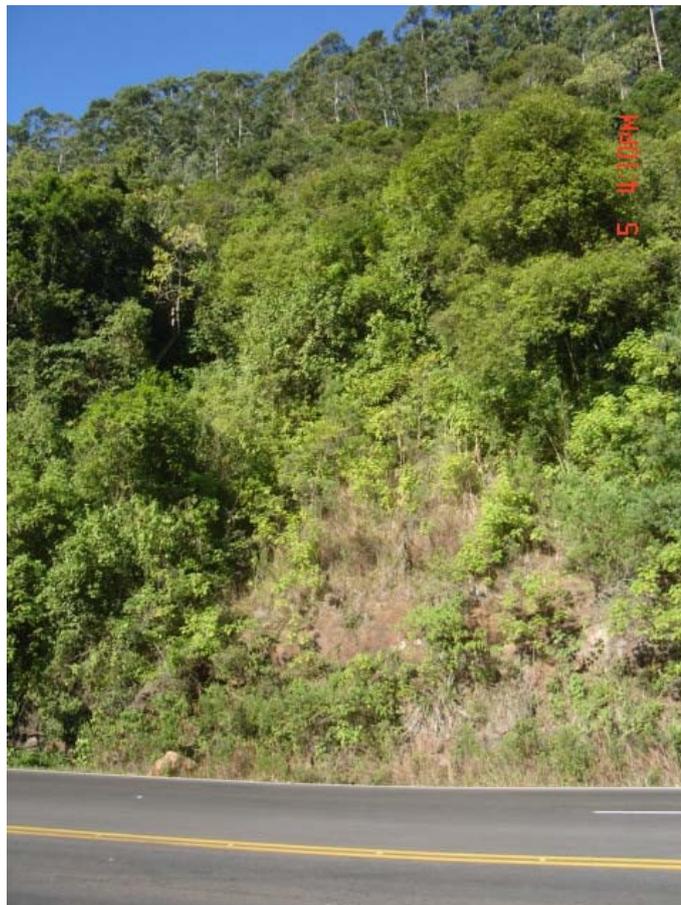


Figura 27 - Cicatriz de deslizamento ocorrido em dezembro de 2000, na RS 122, de difícil caracterização. Vegetação é mais clara e de menor porte do que no entorno (fotografia: abril de 2006).

A resolução espacial das imagens de SR fornece o primeiro controle para identificação dos fenômenos de instabilidade de encostas e conseqüentemente a aplicabilidade de qualquer tipo de dado de SR para estudos de movimentos de massa. O relacionamento entre a resolução de imagem e o tamanho das feições necessárias para identificar ou caracterizar os movimentos de encosta é essencial. Se a resolução for muito baixa, as feições não podem ser reconhecidas ou identificadas.

De acordo com Záruba e Mencl (1982), as cicatrizes geradas por movimentos de massa, têm uma geometria definida, formada do topo para a base da encosta, pela cabeceira (onde se dá o início do deslizamento), pelo corpo (ao longo da faixa afetada pela remoção e transporte do material transportado), e pela base (onde se deposita o material transportado), conforme indicado na Figura 28.

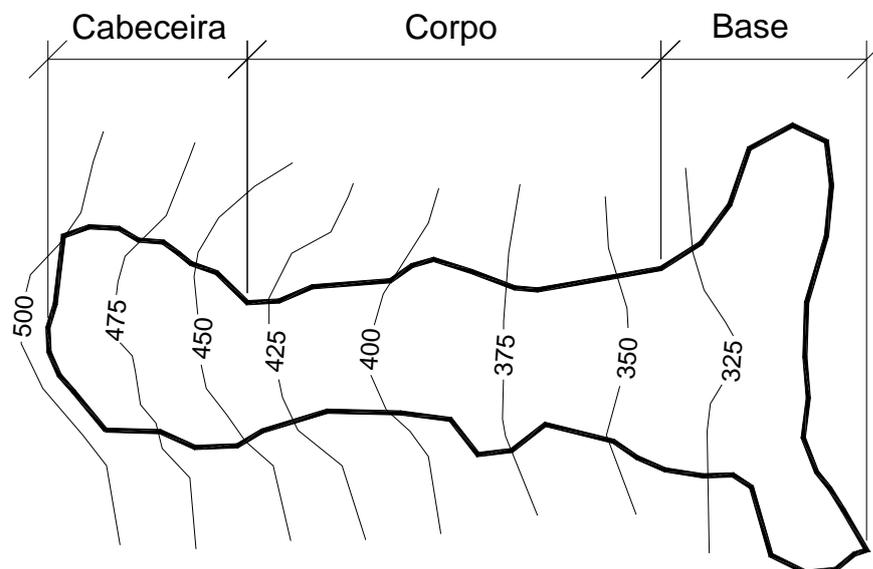


Figura 28 - Tipificação dos elementos que constituem uma corrida de terra (modificado de Záruba e Mencl, 1982).

Imagens orbitais geradas por sensoriamento remoto podem ser utilizadas para estudo e mapeamento de movimentos de massa, tanto na detecção direta (cicatrizes geradas pelos processos) como de forma indireta (através da identificação de indicadores). As cicatrizes são caracterizadas pela remoção da cobertura vegetal e exposição de camadas superficiais do solo e deposição do material transportado formando leque de detritos. Os indicadores podem ser observados através das mudanças na resposta da cobertura vegetal (diferenças de densidade e tipo de vegetação), devido a escorregamentos anteriores, uso do solo (remoção de vegetação por ação antrópica em áreas propícias a deslizamentos ou cortes de estrada), morfologia (forma da encosta). As modificações da cobertura vegetal e exposição do solo através de processos naturais e antrópicos resultam em mudanças nas características espectrais da superfície, detectáveis por sistemas sensores.

3.2.2.3 Características do Sensor ASTER

Em 18 de dezembro de 1999, foi lançado o Satélite TERRA (formalmente chamado de EOS-AM), integrando o programa *Earth Observing System - EOS*, da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), marcando uma nova era do monitoramento da atmosfera, oceanos e continentes da Terra, fornecendo observações globais e esclarecimentos científicos da mudança da cobertura do solo, conhecimentos sobre a dinâmica atmosférica global, variação e mudança do clima, riscos naturais e oceanos.

Os sensores a bordo do Satélite TERRA são o *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER)*, o *Moderate-Resolution Imaging Spectro-Radiometer (MODIS)*, *Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer (MISR)*, *Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES)*, e *Measurements of Pollution in the Troposphere (MOPITT)*. (Abrams e Hook, 2002)

O satélite TERRA opera numa órbita polar e Heliosíncrona com uma inclinação de aproximadamente 98,2 graus, com período orbital de 98,88 minutos e hora do cruzamento na descendente às 10:30 am. A altitude média é de 705 km e a velocidade no solo é 6,7 km/seg. A distância entre órbitas adjacentes é de 172 km e o ciclo de recorrência é de 16 dias no equador (233 órbitas) (Sulsoft, 2004).

O ASTER é o instrumento do satélite EOS AM-1, composto por três subsistemas de telescópios distintos, obtém imagens da Terra com alta resolução espacial (15, 30 e 90 m), espectral, (regiões dos espectros visível e infravermelho próximo (*near-infrared*) - VNIR, infravermelho médio (*short-infrared*) - SWIR e infravermelho termal (*thermal infrared*) - TIR) e radiométrica (14 bandas), conforme mostrado na Tabela 14 e na Figura 29. A separação espectral é completada através de filtros de passagem de banda discretos e dicróicos. O ASTER opera por um tempo limitado em partes do dia e noite de uma órbita. A configuração completa (todas as bandas em stereo plus) coleta dados numa média de 8 minutos por órbita.

Tabela 14 - Características do sensor ASTER.

SENSOR	SUBSISTEMA	BANDA N°	RESOLUÇÃO ESPECTRAL (µm)	RESOLUÇÃO ESPACIAL (m)	FAIXA IMAGEADA (km)
ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)	VNIR	1	0,520-0,600	15	60
		2	0,630-0,690		
		3N	0,780-0,860		
		3B	0,780-0,860		
	SWIR	4	1,600-1,700	30	
		5	2,145-2,185		
		6	2,185-2,225		
		7	2,235-2,285		
		8	2,295-2,365		
		9	2,360-2,430		
	TIR	10	8,125-8,475	90	
		11	8,475-8,825		
		12	8,925-9,275		
		13	10,250-10,950		
14		10,950-11,650			

O Modelo Digital de Terreno (MDT), é gerado a partir da informação altimétrica derivada do instrumento estéreo ao longo da órbita do ASTER, que adquire imagens no infravermelho próximo (0,78 a 0,86 μm) nas bandas 3 N (nadir) e 3 B (back do nadir). As imagens registradas nestes dois canais possuem uma diferença angular na sua aquisição que permite através da diferença de paralaxe, a geração de um MDT relativo (sem pontos de controle) ou um MDT calibrado (com pontos de apoio). A informação é gerada por processo digital de auto-correlação entre os dois canais especificados acima.

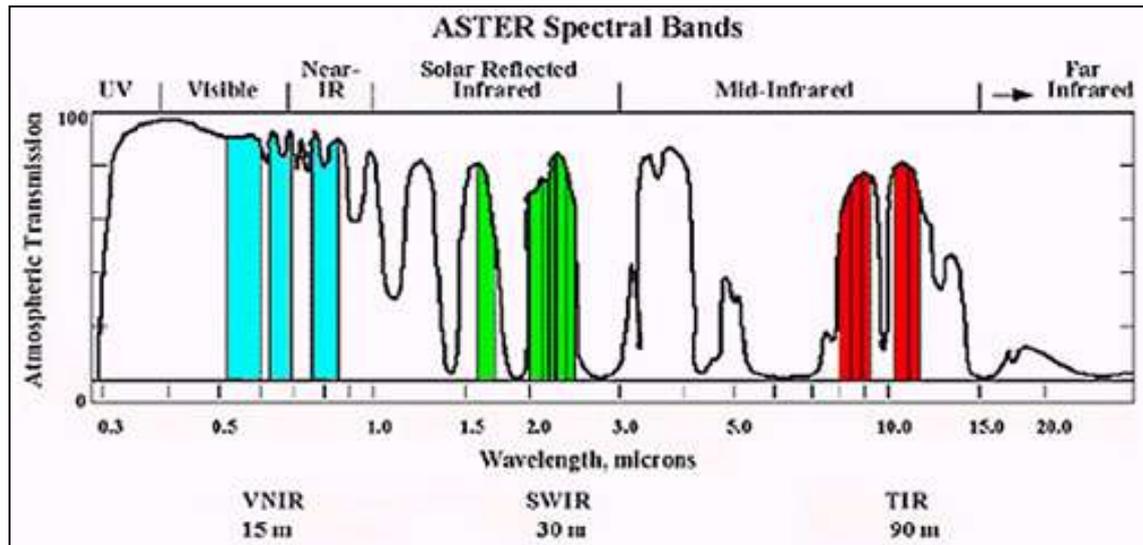


Figura 29 - Bandas espectrais do sensor ASTER (fonte Abrams e Hook, 2002).

Quanto as características, as imagens do sensor ASTER são fornecidas em formato .HDF (*Hierarchical Data Format*), incluso na própria imagem e um banco de dados associado, que contém informações como tabelas, coordenadas de efemérides, gráficos de reflectância, arquivos de calibração, entre outros. Este banco de dados pode ser visualizado utilizando-se o *software* IDL (Sulsoft, 2004).

O instrumento ASTER produz dois tipos de imagens: Nível-1A e Nível-1B. As imagens do Nível-1A são imagens brutas, sem qualquer correção, já as imagens Nível-1B são geocorrigidas, todavia este georreferenciamento não é automático.

Os modelos digitais de terreno são extraídos através da imagem ASTER Nível-1A, fazendo-se uso das bandas 3N e 3B. Os dados subdividem-se em seis sub-arquivos, a diferença para as imagens ASTER Nível-1B é que as três primeiras bandas de alta resolução (1, 2 e 3N do módulo VNIR) estão separadas em arquivos diferentes. A tabela 15 mostra algumas características da imagem Nível-1A.

Tabela 15 - Características da imagem ASTER Nível-1A.

Nome do granulado	Módulo	Dimensões (linhas x colunas)	Tamanho dos arquivos (Bytes)	Projeção	Datum	Formato do arquivo
AST_L1A	VNIR	4200 x 4100	51,660,000	Universal Transvers e Mercator (UTM)	WGS84	HDF-EOS
	VNIR (3B)	4600 x 5000	23,000,000			
	SWIR	2100 x 2048	25,804,800			
	TIR	700 x 700	4,900,000			

Os dados das imagens ASTER Nível-1B são calibrados geometricamente e radiometricamente, a partir dos dados do Nível-1A, subdividem-se em quatro sub-arquivos diferentes: o primeiro o VNIR para as três primeiras bandas de alta resolução, o segundo, para o VNIR com visada em “*backdoor*”, o terceiro, agrupando as bandas SWIR, com resolução de 30 metros, e o quarto sub-arquivo as bandas do infravermelho termal TIR, com resolução de 90 metros. Na Tabela 16 é mostrada de forma resumida algumas características da imagem Nível-1B.

Tabela 16 - Características da imagem ASTER Nível-1B.

Nome do granulado	Módulo	Dimensões (linhas x colunas)	Tamanho dos arquivos (Bytes)	Projeção	Datum	Formato do arquivo
AST_L1B	VNIR	4200 x 4980	62,748,000	Universal Transvers e Mercator (UTM)	WGS84	HDF-EOS
	VNIR (3B)	4600 x 4980	22,908,000			
	SWIR	2100 x 2490	31,374,000			
	TIR	700 x 830	5,810,000			

3.2.3 Modelo Digital de Terreno e Análise Geomorfométrica

3.2.3.1 Modelo Digital de Terreno

A expressão "Modelo Digital do Terreno", consagrada por sua sigla "DTM" ou "MDT", aparentemente tem origem nos trabalhos realizados pelo Professor Charles L. Miller, do Instituto de Tecnologia de Massachussets, entre 1955 e 1960.

Na época, estas pesquisas eram destinadas à execução de projetos de estradas auxiliados por computação eletrônica, e os DTM representavam modelos altimétricos do terreno, estabelecidos a partir de altitudes obtidas através de medições realizadas sobre fotografias aéreas.

Em nível descritivo, um DTM pode ser considerado como um conjunto tridimensional de pontos, que se fosse de alguma forma materializado, traduziria uma visão do terreno em três dimensões.

O MDT é uma representação matemática da distribuição espacial da característica de um fenômeno vinculada a uma superfície real. A superfície é em geral contínua e o fenômeno que representa pode ser variado. Dentre alguns usos do MDT pode-se citar Burrough (1986):

- Armazenamento de dados de altimetria para mapas topográficos;
- Análises de corte-aterro para projeto de estradas e barragens;
- Elaboração de mapas de declividade e exposição para apoio à análise de geomorfologia e erodibilidade;
- Análise de variáveis geofísicas e geoquímicas;
- Apresentação tridimensional (em combinação com outras variáveis).

Para a representação de uma superfície real no computador é indispensável à criação de um modelo digital, podendo ser realizada por equações analíticas ou por uma rede de pontos na forma de uma grade de pontos regulares e ou irregulares. A partir dos modelos podem-se calcular volumes, áreas, desenhar perfis e seções transversais, gerar imagens sombreadas ou em níveis de cinza, gerar mapas de declividade e exposição, gerar fatiamentos em intervalos desejados e perspectivas tridimensionais.

No processo de modelagem numérica de terreno podemos distinguir três fases: aquisição dos dados, geração de grades e elaboração de produtos representando as informações obtidas.

Os dados de modelo numérico de terreno estão representados pelas coordenadas xyz, onde z, o parâmetro a ser modelado, é função de xy, ou seja: $z = f(x,y)$. Estes dados são usualmente adquiridos segundo uma distribuição irregular no plano xy, ou ao longo de linhas com mesmo valor de z ou mesmo com um espaçamento regular.

Os DTM são construídos a partir dos dados altimétricos obtidos de levantamentos diretamente realizados no terreno, digitalização de curvas de nível em cartas topográficas, fotografias aéreas, e sistemas orbitais (ASTER, SPOT, AVRIS, SRTM, InSar, Lidar, etc.).

Jain e Ravibabu (2005) utilizaram Modelo Digital de Terreno, gerado com sensor ASTER, para identificar zonas de deslizamentos a partir de medidas na taxa de mudança da elevação e direção em encostas íngrimes.

Glenn *et al.* (2006), fizeram uso do Lidar (*Laser altimetry*), para examinar a morfologia de superfície de *canyons* apresentando uma série de deslizamentos no estado de Idaho, Estados Unidos.

Toutin (2001) comparou a acurácia na geração de Modelos Digitais de Terreno a partir dos sensores IKONOS, ASTER e Landsat-7.

3.2.3.2 Análise Geomorfométrica

Como a topografia é um dos fatores mais importantes na análise de risco a movimentos de massa, a geração da representação de uma superfície de elevação (MDT) é de fundamental importância.

Nos últimos anos a aquisição de dados para a geração de MDT tem sofrido mudanças significativas, principalmente em termos de viabilidade de dados, a partir dos novos sensores orbitais.

Os modelos digitais são utilizados por uma série de procedimentos de análises úteis para aplicações de geoprocessamento. A utilização dos modelos digitais pelas análises,

possibilita o estudo de um determinado fenômeno sem a necessidade de se trabalhar diretamente na região geográfica escolhida. As análises podem ser qualitativas ou quantitativas e são importantes para fins de simulações e tomadas de decisão no contexto do desenvolvimento de aplicações ou modelagens de geoprocessamento que utilizam SIGs.

Algumas análises geomorfométricas que podem ser desenvolvidas sobre um modelo digital de terreno são:

- Visualização em 3D - utilizando as imagens de relevo e a imagem de textura é possível gerar a imagem 3D. Sendo que a primeira irá gerar a visualização que dará a percepção da elevação dos objetos enquanto a segunda apresenta a superfície a ser visualizada em 3D
- Imagem em Nível de Cinza - essa imagem é gerada diretamente do mapeamento dos valores de cota do modelo para valores do nível de cinza. Supondo-se que cada *pixel* da imagem de nível de cinza é representada por 8 bits, pode-se mapear os valores de cota para valores de nível de cinza de 0 a 255.
- Imagem Sombreada - uma imagem de modelo digital de terreno sombreada permite visualizar as diferenças do relevo de uma região. A imagem é gerada a partir do modelo e do posicionamento, em relação à superfície, de uma fonte de iluminação local.
- Declividade - pode ser considerada como sendo a inclinação da superfície do terreno com relação ao plano horizontal. A declividade é composta por dois componentes: o gradiente que é a máxima razão de variação de cota Z, e a exposição que é a direção dessa máxima razão de direção de cota. A primeira componente é classificada em graus ou porcentagem e a segunda é medida em graus.
- Mapas de Curva de Nível - são curvas que conectam pontos da superfície com mesmo valor de elevação, também chamadas de linhas de contorno. Podem ser determinadas a partir de intersecções da superfície com planos horizontais. A projeção dessas intersecções no plano xy define as curvas de contorno.

A técnica de fatiamento consiste em gerar uma imagem temática a partir de uma grade retangular ou triangular. A definição dos intervalos de fatias ou cotas dependerá da variação dos valores da grade que se deseja destacar. A imagem resultante do fatiamento da grade permite visualizar o modelo e ser utilizada em operações de análise e cruzamento de dados temáticos.

3.2.4 Sistema de Informações Geográficas

O SIG, com seu caráter de gerenciador de informações espaciais e de atributos da superfície terrestre, aperfeiçoa o desenvolvimento de investigação e análise propostas, com o cruzamento dos dados levantados e a formulação e teste dos modelos fenomenológicos dos escorregamentos.

Segundo Fernandes e Amaral (2003), o SIG funciona como um conjunto de facilidades e instrumentos computacionais para arquivo, recuperação, transformação e apresentação de dados espaciais para atingir a análise de um determinado processo. Com ele pode se sobrepor facilmente mapas temáticos em escalas diferentes e ajudar na dinâmica da criação e complementação de outros dados, com base na análise ponderada, de variáveis.

Na literatura, encontram-se diversos trabalhos sobre o uso de SIG's em estudos de movimento de massas: Vieira *et al.* (2005), Havenith *et al.* (2006), Saha *et al.* (2005), Ohlmacher e Davis (2003), Thach e Hung (2004), etc.

O conjunto básico de funções dos SIG's pode ser agrupado segundo o tipo de dados e não precisa utilizar todas essas funções, pois suas aplicações dependem do objetivo de trabalho a ser desenvolvido. Segundo Câmara (1994), são cinco as funções básicas de um SIG:

- Análise geográfica - tem como objetivo a combinação de informações temáticas geograficamente distribuídas e suas principais funções são a superposição de polígonos, ponderação de temas, medidas (perímetro, área), tabulação cruzada, mapas de distância e consulta a banco de dados.
- Processamento digital de imagens - objetiva o tratamento de imagens de satélite e têm como funções o realce por modificação de histograma, filtragem espacial, classificação estatística, etc.
- Modelagem de redes - estruturas de linhas interligadas armazenam dados sobre recursos de diferentes áreas. Os nós e os arcos têm características próprias. Cada aplicação tem características próprias e depende do contexto cultural em que é utilizada.
- Produção Cartográfica - visa a produção de cartas com recursos sofisticados da apresentação gráfica. Tem como funções a definição interativa de áreas de plotagem, colocação de legendas, textos explicativos e notas de crédito. Uma biblioteca de símbolos é atributo fundamental.
- Modelagem Numérica do Terreno - tem como objetivo o cálculo de declividade, volume e cortes transversais. Suas funções são a determinação do modelo a partir de pontos esparsos, ou linhas, geração de mapas de controle (isolinhas), mapas de declividade e aspecto, visualização 3D (com imagens e temas), cálculo e volumes e análises de perfis.

3.2.5 Técnicas de Classificação

A classificação de imagens em Sensoriamento Remoto é baseada na distinção das características que descrevem os diferentes objetos e materiais superficiais, e tem como objetivo identificar e separar tais materiais a partir de seu comportamento específico ao longo do espectro eletromagnético.

As técnicas de classificação consistem em um conjunto de processos que associam cada *pixel* da imagem a uma classe, que em teoria, representam superfícies homogêneas

radiometricamente e espectralmente, resultando em um mapeamento temático, mostrando a distribuição geográfica de um tema.

Os processos de classificação podem ser divididos em classificadores “*pixel a pixel*” e classificadores por região. Os classificadores *pixel a pixel* utilizam apenas as informações espectrais de um único *pixel*, enquanto os classificadores por região utilizam informações de seus vizinhos para realizar as análises.

Na definição matemática usa-se o espaço de atributos (*feature space*), para que se tenha o entendimento do funcionamento de uma classificação de imagens multiespectrais. O espaço de atributos é o gráfico que contém as frequências de distribuição de intensidade das bandas de uma imagem multiespectral, onde a cada eixo desse espaço são atribuídos os níveis de cinza de uma determinada banda espectral (Crosta, 1993).

As técnicas de classificação podem ser divididas basicamente em dois tipos: a classificação supervisionada e a classificação não-supervisionada.

3.2.5.1 Classificação supervisionada

A classificação supervisionada é realizada, identificando-se na imagem, áreas em que se conhece a classe temática no terreno, selecionando-as como amostras. Posteriormente através de um algoritmo de comparação de padrões, baseados em modelos de distribuição de probabilidades, os *pixels* desconhecidos da imagem são incorporados a uma das classes temáticas, conhecidas e previamente amostradas.

Nesta técnica de classificação, o pesquisador possui um número suficiente de amostras para cada classe de interesse e as usa com o objetivo de estimar os parâmetros das funções de decisão, que são o vetor de médias e a matriz de variâncias e covariâncias das classes. Essas amostras, cujas classes são previamente conhecidas, são chamadas de amostras de treinamento, visto que sua função é a de “treinar” o classificador para uma correta discriminação dos *pixels*. Uma parte dessas amostras é separada e não utilizada para a estimação dos parâmetros das funções, essas são as chamadas amostras de teste.

A partir disso, a classificação das amostras de treinamento e das amostras de teste são comparadas com a verdade terrestre sobre esses *pixels*, para verificar a acurácia da classificação.

Durante a discriminação da imagem através das funções de decisão escolhidas e dos parâmetros fornecidos a partir das amostras de treinamento, cada *pixel* é associado a uma classe específica.

De acordo com Lillesand e Kiefer (1987), a Figura 30 mostra os três passos básicos envolvidos em um típico procedimento de classificação supervisionada. No estágio de treinamento, o analista identifica áreas de treinamento representativas e desenvolve uma descrição numérica dos atributos espectrais de cada tipo de cobertura superficial de interesse na cena. O próximo passo é o estágio da classificação, cada *pixel* na imagem é categorizado dentro de uma classe de cobertura superficial que pareça ser a mais semelhante. Se o *pixel* não é suficientemente similar às amostras de treinamento ele é visualmente rotulado como

desconhecido. A categoria do rótulo assinalado a cada *pixel* no processo é então registrada na célula correspondente na imagem interpretada ou de saída. Portanto, a matriz da imagem multidimensional é usada para desenvolver uma matriz correspondente dos tipos de cobertura superficial interpretadas. Após os dados de entrada serem categorizados, os resultados são apresentados no estágio de saída.

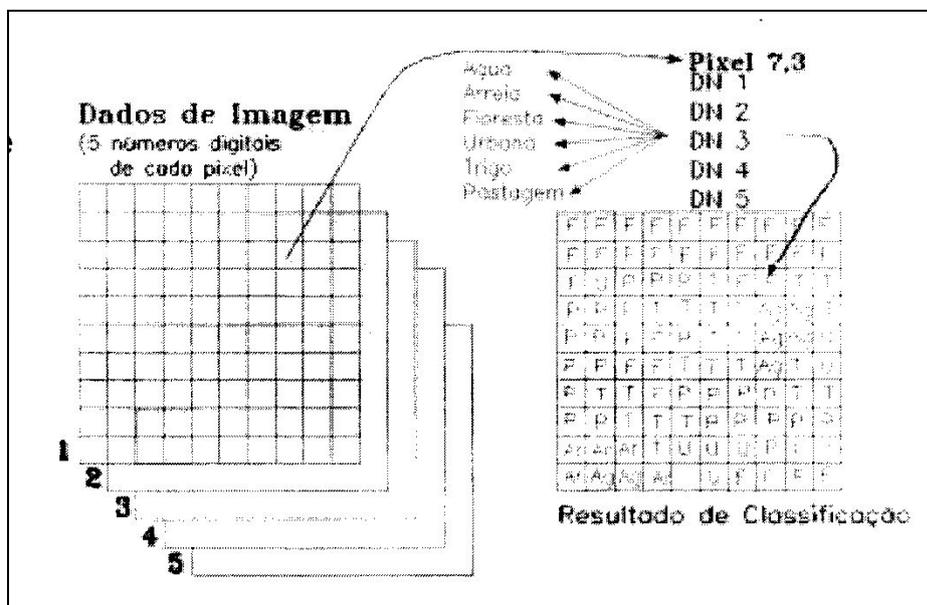


Figura 30 - Passos para classificação supervisionada, modificado de Lillesand e Kiefer (1987).

A seguir será descrita a lógica de três técnicas de classificação supervisionada utilizadas com freqüência na área de Sensoriamento Remoto.

Método da distância mínima Euclidiana

O classificador por distância mínima Euclidiana é o um dos mais simples, no entanto, em alguns casos, este método pode ser interessante, especialmente quando temos poucos dados para o treinamento do nosso classificador, podendo ser estimada de forma melhor os parâmetros de média das classes em relação à matriz de variância e covariância (Richards, 1993).

A desvantagem desse classificador é a sua menor flexibilidade. Por não usar a matriz de covariância, ele usa apenas a distância do *pixel* em relação à média das classes, inserindo-o na classe mais próxima.

O classificador da distância mínima Euclidiana considera as seguintes suposições:

1. Probabilidades a priori iguais;
2. Matrizes de covariâncias iguais;
3. Não existência de correlações.

Assim, a função discriminante para a distância é

$$G_{i_{DEM}}(X) = (X - M_i)^T (X - M_i).$$

Método do paralelepípedo

Outro método, simples de classificação é o do paralelepípedo, ele considera uma área no espaço de atributos ao redor do conjunto de treinamento. Essa área tem a forma de um quadrado ou paralelepípedo, definido pelos níveis de cinza mínimo e máximo do conjunto de treinamento.

Então os lados deste quadrado ou paralelepípedo, que inclui uma classe própria são chamados de limite de decisão desta classe. Os *pixels* que excedem os limites de decisão (como os *pixels* da área de inseparabilidade) apresentam problemas na sua distribuição em uma classe. A correlação normalmente existente entre bandas vai causar uma distribuição ao longo da reta de 45° no espaço de atributos e os limites de decisão vão abranger alguns *pixels* não pertencentes à classe (Crosta, 1993).

Método da máxima verossimilhança – MaxVer (*Maximum likelihood*)

A classificação MaxVer é uma das mais utilizadas em imagens de Sensoriamento Remoto, considera a ponderação das distâncias das médias e baseia-se nas características estatísticas do conjunto de dados. Esse método utiliza-se da estatística do teorema bayesiano e nos proporciona o melhor resultado em termos de probabilidade de acerto/erro na classificação de um *pixel* em determinada classe, ou seja, minimiza ao máximo a possibilidade de erro na classificação de um *pixel*.

A estatística bayesiana é determinada pela seguinte função:

$$p(h | e) = \frac{p(e | h) * p(h)}{\sum p(e | hi) * p(hi)}, \text{ onde:}$$

$p(h/e)$ = a probabilidade de evidência (probabilidade posterior)

$p(e/h)$ = a probabilidade que aquela evidência é verdade (amostras)

$p(h)$ = a probabilidade a priori

Um *pixel* da imagem é descrito por um vetor em função do valor do contador digital nas diferentes bandas. Para determinar em qual classe esse *pixel* se insere, é preciso determinar sua probabilidade condicional a posteriori. Essa probabilidade $p(W/x)$ fornece a verossimilhança do *pixel* para a classe W_i .

No entanto, para estimar a classe de cada *pixel*, é necessário que as amostras coletadas sejam de boa confiabilidade, podendo as mesmas serem usadas para estimar uma

distribuição de probabilidade para cada classe, o que permitirá decidir sobre a possibilidade do *pixel* X estar na classe W_i . Para cada classe será estimada uma função de probabilidade, fornecendo a verossimilhança do *pixel* pertencer a uma das classes.

A função de decisão de verossimilhança para cada classe é definida abaixo:

$$G_i(X) = \ln[p(w_i)] - \frac{1}{2} \ln|\Sigma_i| - \frac{1}{2} (X - M_i)^T \Sigma_i^{-1} (X - M_i)$$

O *pixel* é classificado para a classe em que ele tiver o maior valor, ou seja, a maior probabilidade dele estar, sendo determinado pela regra de decisão:

Pixel $X \in W_i$, se $p(W_i|x) > p(W_j|x)$ para $i \neq j$.

Algumas suposições são necessárias, para que o MaxVer seja um classificador eficiente:

- Os dados de treinamento (amostras) devem ter distribuição normal;
- Cada classe deve ter distribuição normal no espaço multivariado;
- As probabilidades a priori das classes devem ser iguais (na ausência de qualquer informação de valores de probabilidade, todas as classes são igualmente prováveis).

Assim como outros métodos de classificação supervisionada, o método MaxVer parte do princípio que o usuário tem um bom conhecimento sobre a imagem a ser classificada, para que seja possível definir classes representativas. Nos casos em que isso não ocorre, é possível partir de algumas premissas razoáveis o suficiente para permitir bons resultados. Mesmo assim, é bastante provável, que existam tipos de superfícies ou coberturas que o usuário não consiga definir visualmente, devido as sutis diferenças espectrais. Quando isso ocorre, qualquer das técnicas supervisionadas, será incapaz de reconhecer essas coberturas como classes. Se o usuário por algum motivo não consegue definir áreas de treinamento bastante representativas, corre o risco de que a imagem contenha sérias imprecisões. A classificação não-supervisionada surge como uma abordagem alternativa, para tentar evitar tais problemas (Crosta, 1993), como será visto a seguir.

3.2.5.2 Classificação não supervisionada

Ao contrário da classificação supervisionada, a não-supervisionada não utiliza dados de treinamento como base para classificação. Este tipo de classificador envolve algoritmos que examinam *pixels* desconhecidos na imagem e os agregam dentro de um número de classes baseados em agrupamentos naturais ou “*clusters*”, presentes nos valores de imagem.

Sua principal vantagem é de ser baseada nos parâmetros estatísticos das classes que cobrem geralmente grandes áreas geográficas no lugar de pequenas amostras (áreas de treinamento) que podem se revelar pouco representativas da variabilidade real da cena a ser mapeada. Existem vários algoritmos matemáticos, baseados em diversos métodos, que permitem achar e distinguir grupos estatisticamente “representativos” no espaço espectral e que podem representar objetos importantes da cena. A maioria destes algoritmos baseia-se na procura de zonas de alta população de *pixels* (no espaço espectral) separadas por áreas de baixa população. A seguir são descritas duas técnicas de classificação não supervisionada.

Isodata

Este método é possivelmente o mais conhecido de classificação não-supervisionada e pode ser definido como um meio de interpretação de imagens de Sensoriamento Remoto assistida por computador. Neste procedimento o programa de classificação identifica padrões típicos nos níveis de cinza. Estes padrões são classificados realizando-se visitas de reconhecimento a alguns poucos exemplos, escolhidos para determinar sua interpretação. Nesta técnica, os padrões são geralmente referidos como “*clusters*” (agrupamentos ou nuvens) e as classes são determinadas por análise de agrupamentos (*clusters analysis*).

Como vantagem, podemos citar que o analista não requer um reconhecimento da área de estudo, e como desvantagens o usuário tem pouco controle sobre a separação entre classes e dificuldade na determinação no número de classes (Sulsoft, 2004).

K-Means

O método de classificação “*K-Means*”, inicialmente calcula as classes distribuindo-as em uma classe uniformemente no espaço, e então aglomera cada classe em um processo iterativo usando a técnica de distância mínima. O resultado da classificação será mais preciso, quanto melhor for agrupada a nuvem de *pixels* (Sulsoft, 2004).

3.2.5.3 Acurácia da Classificação

Uma das etapas importantes no processo de classificação é a quantificação dos erros de mapeamento, utilizando técnicas e unidades de amostragem, comparando os dados coletados no campo com os gerados pelo mapeamento e utilizando estatísticas para avaliar a acurácia da classificação. A exatidão do mapeamento pode ser verificada através das matrizes de confusão.

A técnica baseada na matriz de confusão apresenta os dados na forma de uma distribuição de percentuais de *pixels* classificados de forma correta e incorreta.

A estatística mais simples derivada da matriz de erro é a exatidão geral (P_0), calculada segundo a equação abaixo.

$$P_0 = \frac{\sum_{i=1}^m n_{ii}}{N}$$

Os *pixels* classificados erroneamente são divididos em erros de omissão ou comissão. Os erros de comissão ocorrem quando um ponto é classificado como sendo uma determinada classe, quando na verdade pertence à outra classe. Erro de omissão é quando o ponto pertence a uma determinada classe e é classificado como pertencente a uma outra classe.

Para avaliar diferentes métodos de comparação entre matrizes de erro com o propósito de melhor avaliar os fatores que afetam a acurácia de uma classificação foi criada a técnica analítica *Kappa*, baseada na análise multivariada discreta que mede a concordância entre os dados classificados e os dados de referência.

A estatística *kappa* é um método muito utilizado para avaliar a concordância entre os dados de verdade terrestre e o mapa temático. A grande vantagem da estatística *kappa* é que no cálculo do seu coeficiente incluem-se todos os elementos da matriz de erro e não somente os elementos da diagonal principal, para a determinação do valor *kappa* emprega-se a equação abaixo.

$$\hat{K} = \frac{N \sum_{i=1}^r x_{ii} - \sum_{i=1}^r (x_i + x_{+i})}{N^2 \sum_{i=1}^r (x_i + x_{+i})}$$

Onde K é o estimador do coeficiente *kappa*, r é o número de linhas da matriz quadrada, x_{ii} é o número de observações da linha i e da coluna i respectivamente e N representa o número total de observações. O valor da estatística *Kappa*, determinado através da equação é comparado aos valores descritos abaixo para verificar a qualidade da classificação.

- $K < 0,00$ – péssima,
- $K = 0,00-0,20$ – ruim,
- $K = 0,20-0,40$ – razoável,
- $K = 0,40-0,60$ – boa,
- $K = 0,60-0,80$ – muito boa,
- $K = 0,80-1,00$ – excelente.

3.3 Mapeamento e Previsão de Movimentos de Massa

3.3.1 Mapas Inventário de Movimentos de Massa

A mais simples abordagem para o mapeamento de movimentos de massa são os mapas de inventário, baseados em um ou mais dos seguintes dados: interpretação de fotografias aéreas, interpretação de imagens de satélites, serviços de campo e base de dados históricos da ocorrência de deslizamentos na área em investigação.

O produto final resulta na distribuição espacial dos movimentos de massa na área afetada, representadas na forma de mapas de inventário.

3.3.2 Mapas de Susceptibilidade a Movimentos de Massa

3.3.2.1 Introdução

Susceptibilidade é a propensão de uma determinada área a gerar movimentos de massa. Matematicamente, susceptibilidade a movimentos de massa é a probabilidade de ocorrência espacial de rupturas de encostas com características conhecidas, dado uma série de condições ambientais. Assumindo que movimentos de massa irão ocorrer no futuro devido às mesmas condições que os geraram no passado, análises de susceptibilidade podem ser usadas para prever a localização geográfica de futuros movimentos de massa. (Guzzetti *et al.*, 2006).

Diversos autores têm proposto métodos conceituais e metodológicos para análise de susceptibilidade, a maior parte das aproximações, estão baseadas na estimação dos fatores que influenciam a geração de instabilidade. Geralmente, estes fatores são combinados para definir os diferentes graus de susceptibilidade do terreno frente a movimentos de massa, sendo os resultados expressos em forma cartográfica.

Para que tal estimativa seja possível é necessário o conhecimento geológico-geotécnico do meio físico, o qual permite que um terreno seja inicialmente classificado com base na similaridade ou homogeneidade de certos atributos e, numa segunda etapa, taxado (qualitativamente) ou avaliado (quantitativamente) para o enfoque desejado (mapas de susceptibilidade) (Saraiva e Rodrigues, 1994) e (Saraiva, 1995).

Com base na literatura, a partir das abordagens conceituais apresentadas por Carrara *et al.* (1995), Van Westen *et al.* (2000), Leroi (1997), Dai *et al.* (2001), etc., podemos caracterizar os métodos de mapeamento de áreas susceptíveis em:

- Heurístico;
- Estatístico;
- Determinístico.

3.3.2.2 Métodos Heurísticos

Os métodos heurísticos estão baseados no conhecimento a priori dos fatores que induzem a instabilidade de encostas na área objeto de estudo. Os fatores são ordenados e ponderados segundo a sua importância assumida ou esperada na geração dos movimentos de massa. O inconveniente principal deste método segundo Soeters e Van Westen (1996) está em sua subjetividade, já que o especialista decide o tipo e o grau de risco para a área em investigação, utilizando mapeamento direto ou indireto.

No mapeamento direto ou análise geomórfica, o grau de risco é determinado diretamente no campo através de mapeamento geomorfológico em detalhe. O processo é baseado na experiência individual e o uso de argumentações por analogia. As regras de decisão, no entanto, são difíceis de formular, devido as suas variações de local para local.

No mapeamento indireto, também chamado de mapa de combinação qualitativa, o analista usa o conhecimento para assinalar pesos maiores para as classes e parâmetros mais relevantes. A combinação de mapas qualitativos tem sido muito utilizada para zoneamento de instabilização de encostas, o problema com o método está na determinação exata dos pesos o que decorre diretamente da falta de um melhor conhecimento dos fatores condicionantes no campo. A dificuldade de comparação e uma análise detalhada dos resultados obtidos resultam da diferença de critérios de instabilidade e regras para a combinação dos dados utilizadas por cada especialista (Leroi, 1997).

Diversas publicações utilizam Sistema de Informações Geográficas na combinação com abordagens heurísticas, mapeamento geomorfológico, ou cruzamento de mapas (e.g. Carrara *et al.*, 1995; Barredo *et al.*, 2000; Van Westen *et al.*, 2000; Filho e Wolle, 1996).

3.3.2.3 Métodos Estatísticos

As abordagens estatísticas foram desenvolvidas buscando diminuir a subjetividade e visando uma melhor repetitividade nos mapeamentos de áreas susceptíveis. Nestes métodos, os critérios e regras de combinação são baseados em fatos, ou seja, padrões mensurados a partir de observações de campo, ao invés da simples experiência do pesquisador, tornando-se de suma importância, a disponibilidade de extensos bancos de dados representativos dos processos a serem previstos.

De acordo com Guzzetti *et al.* (1999), o método estatístico tem como princípio a existência de relações entre os fatores condicionantes da instabilização e a distribuição dos deslizamentos atuais e pretéritos na paisagem. A partir da combinação dos fatores que levaram a deslizamentos no passado, são determinados estatisticamente e predições quantitativas são feitas para áreas livres de deslizamentos, mas onde existem condições similares (Soeters e Van Westen, 1996).

Estes mesmos autores dividem em duas as abordagens estatísticas: análises estatísticas bivariadas e análises estatísticas multivariadas. Ambas fazem uso da frequência ou densidade de deslizamentos por classe para a determinação dos pesos. A principal diferença entre as duas análises está no fato de que a análise bivariada considera o peso de cada classe e de cada parâmetro de análise utilizando técnicas de inferência (Lógica Fuzzy e regras de combinação Bayesiana, por exemplo), enquanto a análise multivariada considera para cada unidade amostral (polígono ou *pixel*) a presença ou ausência de deslizamento, gerando uma matriz de dados que é exportada e analisada em um pacote estatístico, tais como regressão múltipla, análise discriminante, etc.

3.3.2.4 Métodos Determinísticos

Nas análises determinísticas, o mapeamento das áreas susceptíveis a deslizamentos é realizado utilizando modelos matemáticos que possuem, em maior ou menor grau, bases físicas, ou seja, descrevem alguns processos e leis físicas que controlam a estabilidade de encostas. Como exemplo, podemos citar os modelos de estabilidades de talude, resultando no cálculo de fatores de segurança e modelos hidrológicos (e.g. Dietrich e Montgomery, 1998; Fernandes *et al.*, 2001).

Modelos determinísticos fornecem uma informação qualitativa mais consistente em mapeamentos de perigo a deslizamentos e que podem ser usadas diretamente em projetos de engenharia, ou na quantificação de risco. No entanto, este método requer uma grande quantidade de dados de entrada detalhados, derivados de investigações em campo e laboratório, e podem ser aplicados apenas em pequenas áreas, em escalas de detalhe (Van Westen, 2004).

A principal desvantagem deste método está no alto grau de simplificação, principalmente para mapeamentos de escalas médias e pequenas, devido à grande variabilidade dos parâmetros geotécnicos. Assim, o método determinístico é aplicável somente em áreas com condições geológicas e geomorfológicas homogêneas e os tipos de deslizamentos são simples, usualmente o método é aplicado para escorregamentos translacionais fazendo uso do modelo de talude finito.

CAPÍTULO 4 – MATERIAIS E MÉTODOS UTILIZADOS

Para a elaboração do trabalho foi necessária à reunião de algumas informações indispensáveis à sua consecução, tais como o estudo dos condicionantes e agentes deflagradores do fenômeno, definição do modelo conceitual, reconhecimento e mapeamento das áreas em que já ocorreram movimentos de massa, e a partir dos dados, deu-se início a fase de processamento e integração, buscando a representação do zoneamento das áreas de suscetibilidade natural a estes processos.

4.1 Base de Dados

A base de dados tem como finalidade registrar os processos ocorridos no passado e no presente e suas variáveis associadas, aprimorar o conhecimento sobre os mecanismos dos movimentos, gerar dados de análise e banco de dados para Sistema de Informações Geográficas, visando à previsão e ao monitoramento de deslizamentos futuros. Foram utilizados os seguintes dados para a realização da pesquisa:

- Imagem Orbital do Sensor ASTER - (cena de 60 x 60km), adquirida em 02 de outubro de 2002, cobrindo as regiões do visível-infravermelho próximo (VNIR), infravermelho de ondas curtas (SWIR) e termal (TIR) do espectro eletromagnético, em 14 bandas espectrais, com resolução espacial variando entre 15 e 90 metros. A imagem do sensor ASTER, foi usada para análise e identificação dos movimentos de massa na região, através de métodos de processamento digital e classificação de imagens;
- Modelo Digital de Elevação - gerado a partir das curvas de nível digitalizadas sobre a carta topográfica de Feliz, na escala 1:50.000 com o software CartaLinx e interpolado com o software IDRISI. O Modelo Digital de Elevação foi cedido pelo Laboratório de Geoprocessamento do Departamento de Ecologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul;
- Cadastro de movimentos de massa - com 66 pontos obtidos com uso de GPS e através de interpretação de fotografias aéreas e imagens de satélite, com o objetivo de buscar o entendimento da distribuição dos deslizamentos, classificar os tipos de movimentos, armazenar características físicas e realizar a análise da influência dos fatores deflagradores. O cadastro de movimentos de massa contém as características (geológico-geotécnicas, geométricas,

antrópicas e hidrológicas) analisadas em campo e derivadas de relatórios técnicos. O mapa de inventário de movimentos de massa da área de estudo encontra-se Anexo 2.

- Relatórios técnicos;
- Mapas topográficos - (Folha SH-22-V-D-III-3 – Feliz, do Ministério do Exército e na escala 1:50.000);
- Mapa geológico - elaborado pela CPRM (1998) – Mapeamento Geológico Integrado da Bacia Hidrográfica do Guaíba, Folha Caxias do Sul, na escala 1:250.000;
- Dados pluviométricos;
- Fotografias aéreas - na escala 1:10.000 do DAER (Departamento Autônomo de Estradas de Rodagem), entre os municípios de São Vendelino e Alto Feliz.

4.2 Programas

- Envi 4.2 - Utilizado como software auxiliar para a visualização e manipulação da imagem ASTER.
- IDRISI 32 - Para a montagem do banco de dados geográficos, modelagem topográfica do terreno, integração e análise dos dados foi utilizado Sistema de Informações Geográficas, através do software IDRISI, a partir do qual foi possível realizar a geração, a padronização e a ponderação dos pesos dos planos de informação, buscando tornar estes dados comparáveis e tornar possível o cruzamento de todos os fatores para a produção do mapa de suscetibilidade da área.
- Carta Linx - Utilizado para digitalização de planos de informação
- Autocad Map - Desenhos, vetorização e georreferenciamento de dados vetoriais.

4.3 Equipamentos

- GPS e-Trex Vista - levantamentos das coordenadas tridimensionais com precisão superior a 10m.

4.4 Métodos

4.4.1 Correção Geométrica

Para realizar a correção geométrica da imagem ASTER e dos mapas temáticos, utilizou-se o georreferenciamento baseado em registro entre mapas e imagens, definido por Richards (1993). Com os softwares ENVI 4.2. e IDRISI foram escolhidos pontos de controle

(aproximadamente 10 para cada mapa), tais como, cruzamento de estradas, encontros de drenagem, picos de interflúvios e colinas, selecionados a partir da carta topográfica (Folha de Feliz), e que puderam ser identificados também na imagem ASTER. Nos pontos de controle foram obtidas as coordenadas geográficas e associadas aos pixels reconhecidos na imagem. Posteriormente aplicou-se um polinômio de 1º grau (transformação polinomial), adequado às transformações necessárias para a correção geométrica. O erro médio quadrático (RMS) obtido foi inferior a 1,00 *pixel* para todas as imagens e mapas georreferenciados.

4.4.2 Análise Geomorfométrica

Apesar da possibilidade de se gerar o Modelo Digital de Terreno a partir da informação altimétrica derivada do instrumento estéreo ao longo da órbita do ASTER, que adquire imagens no infravermelho próximo (0.78 a 0.86 Micrometros), nas bandas 3 N (*Nadir*) e 3 B (*Back/fora do Nadir*), optou-se pela geração do MDT a partir curvas de nível digitalizadas com o software CartaLinx e interpolados com o software IDRISI, através do módulo INTERCON, já que a literatura demonstra que ambas as fontes apresentam a mesma precisão e com a utilização do par estereoscópio do sensor ASTER é necessária a coleta de pontos de controle e dados de altimetria de campo.

Após a geração do MDT, cada variável topográfica (declividade, aspecto, hipsometria, sombra e modelo em 3D), foi extraída com o módulo *Surface Analysis* do software IDRISI e fatiada em diferentes classes de interesse, para cada plano de informação relativo à geomorfologia, a partir do Modelo Digital de Terreno.

4.4.3 Sistema de Informações Geográficas para análise estatística e espacial

Para a integração e análise dos dados foi utilizado Sistema de Informações Geográficas, através do software IDRISI, a partir do qual foi possível realizar a geração, a padronização e a ponderação dos pesos dos planos de informação, buscando tornar estes dados comparáveis e tornar possível o cruzamento de todos os fatores para a produção do mapa de suscetibilidade da área.

4.4.3.1 Geração dos planos de informação

A partir do banco de dados contendo informações gráficas e não-gráficas, tais como, dados temáticos, passíveis de serem mapeados (drenagem, geologia, etc), dados cadastrais (cadastro de movimentos de massa) e imagens de satélite, foram criados os planos de informação, em formato matricial (raster) ou vetorial, que representam à realidade simulada para que se possa alcançar o objetivo proposto.

Nesta etapa foi realizado o tratamento das informações armazenadas no banco de dados gráficos e não-gráficos com a conseqüente geração de novas informações. Algumas das operações realizadas durante esta etapa foram:

- agrupamento ou classificação de classes temáticas;
- tratamento digital de imagens (processamento, classificação);
- modelagem numérica do terreno.

Foram gerados os seguintes planos de informação para a área de estudo:

- Mapa de altimetria;
- Mapa de declividade;
- Mapa de orientação;
- Mapa geológico;
- Mapa de uso e ocupação do solo e cobertura vegetal;
- Mapa de distância a drenagens;
- Mapa de distância a estradas;
- Mapa de cicatrizes de movimentos de massa.

4.4.3.2 Tabulação cruzada

A tabulação cruzada busca correlacionar as áreas em que já ocorreram movimentos de massa, com os diferentes condicionantes geológico-geomorfológicos e antrópicos definidos para a área de estudo.

O método foi realizado automaticamente com o software IDRISI, sendo necessário estar todos os planos de informação no formato *raster*, georreferenciados, apresentarem o mesmo número de linhas e colunas, a mesma resolução espacial e escala.

Os resultados obtidos com a tabulação cruzada (frequência de movimentos de massa para cada classe de cada plano de informação) foram utilizados para a ponderação dos pesos e posterior padronização dos planos de informação.

4.4.3.3 Padronização dos planos de informação

Após a geração dos mapas de fatores, foi necessário reduzir todos os mapas a uma escala de valores para que fosse possível a comparação entre eles. Os fatores foram reescalados com base na tabulação cruzada, onde os fatores assumem uma escala padrão variando entre 0 e 255. Foi utilizado o modelo probabilístico *Fuzzy* neste reescalamento, onde os fatores assumem valores contínuos de suscetibilidade de 0 (menos suscetível) a 255 (mais suscetível).

4.4.3.4 Ponderação dos fatores através da técnica AHP

Buscando determinar um conjunto ótimo de pesos dos fatores que condicionam os movimentos de massa utilizados para a combinação dos diferentes mapas, foi avaliada a contribuição relativa de cada fator condicionante, utilizando a técnica de suporte à decisão AHP (*Analysis Hierarchy Process*), desenvolvida por Saaty (1987) e baseada na lógica da comparação pareada. Os diferentes fatores foram comparados dois – a – dois, e um critério de

importância relativa é atribuído ao relacionamento entre estes fatores, conforme uma escala pré-definida (Tabela 17).

Tabela 17 - Escala de valores AHP para comparação pareada (Câmara *et. al.*, 2005).

Intensidade de importância	Definição e explicação
1	Importância igual – os dois fatores contribuem igualmente para o objetivo
3	Importância moderada – um fator é ligeiramente mais importante do que o outro
5	Importância essencial – um fator é claramente mais importante do que o outro
7	Importância demonstrada – um fator é fortemente favorecido e sua maior relevância foi demonstrada na prática
9	Importância extrema – a evidência que diferencia os fatores é da maior ordem possível
2, 4, 6, 8	Valores intermediários entre julgamentos – possibilidade de compromissos adicionais

Segundo Câmara *et al.* (2005), a AHP é uma teoria com base matemática que permite organizar e avaliar a importância relativa entre critérios e medir a consistência dos julgamentos. Requer a estruturação de um modelo hierárquico, o qual geralmente é composto por metas, critérios, sub-critérios e alternativas; e um processo de comparação pareada, por importância relativa, preferências ou probabilidade, entre dois critérios, com relação ao critério de nível superior. Com base na comparação, a AHP pondera todos os sub-critérios e critérios e calcula um valor de razão de consistência entre $[0,1]$, com 0 indicando a completa consistência do processo de julgamento.

A relação de importância relativa foi utilizada como dado de entrada em uma matriz de comparação pareada, onde são calculados os autovalores e autovetores da matriz. Os membros de cada membro *Fuzzy*, equivalem aos autovetores da matriz de comparação pareada.

4.4.3.5 Álgebra de mapas através da Avaliação por Múltiplos Critérios

A álgebra de mapas foi realizada através do módulo de apoio a decisão MCE – *Multi Criteria Evaluation*, do software IDRISI, onde foi feito a média ponderada de cada plano de informação, obtendo-se o mapa numérico (valores entre 0 e 255) de susceptibilidade a movimentos de massa.

CAPÍTULO 5 – ANÁLISE DOS RESULTADOS

5.1 Modelo Conceitual e Criação dos Planos de Informação

O modelo conceitual busca representar a complexidade dos fatores relacionados aos movimentos de massa, com base nas informações que possuem relação direta (temporais e espaciais) com estes fatores, bem como nortear o planejamento da implantação de um processo de integração de informações georreferenciadas. Dessa forma, se faz necessário, o uso de informações em diferentes níveis, chamadas de planos de informação, visando os resultados pretendidos.

Soares *et al*, (2002), consideram como componentes do modelo conceitual, as variáveis geológico-geotécnicas, que por percepção de sua relação com os eventos em casos observados passam a ser consideradas associadas ao evento.

O termo modelo fenomenológico refere-se, segundo Filho e Wolle (1996), à formulação de uma síntese organizada das características dos escorregamentos na área a ser investigada, e por raciocínio analógico, classificá-la dentro de modelos teóricos que, por sua vez, permitem a identificação das diferentes zonas de susceptibilidade a escorregamentos dos terrenos.

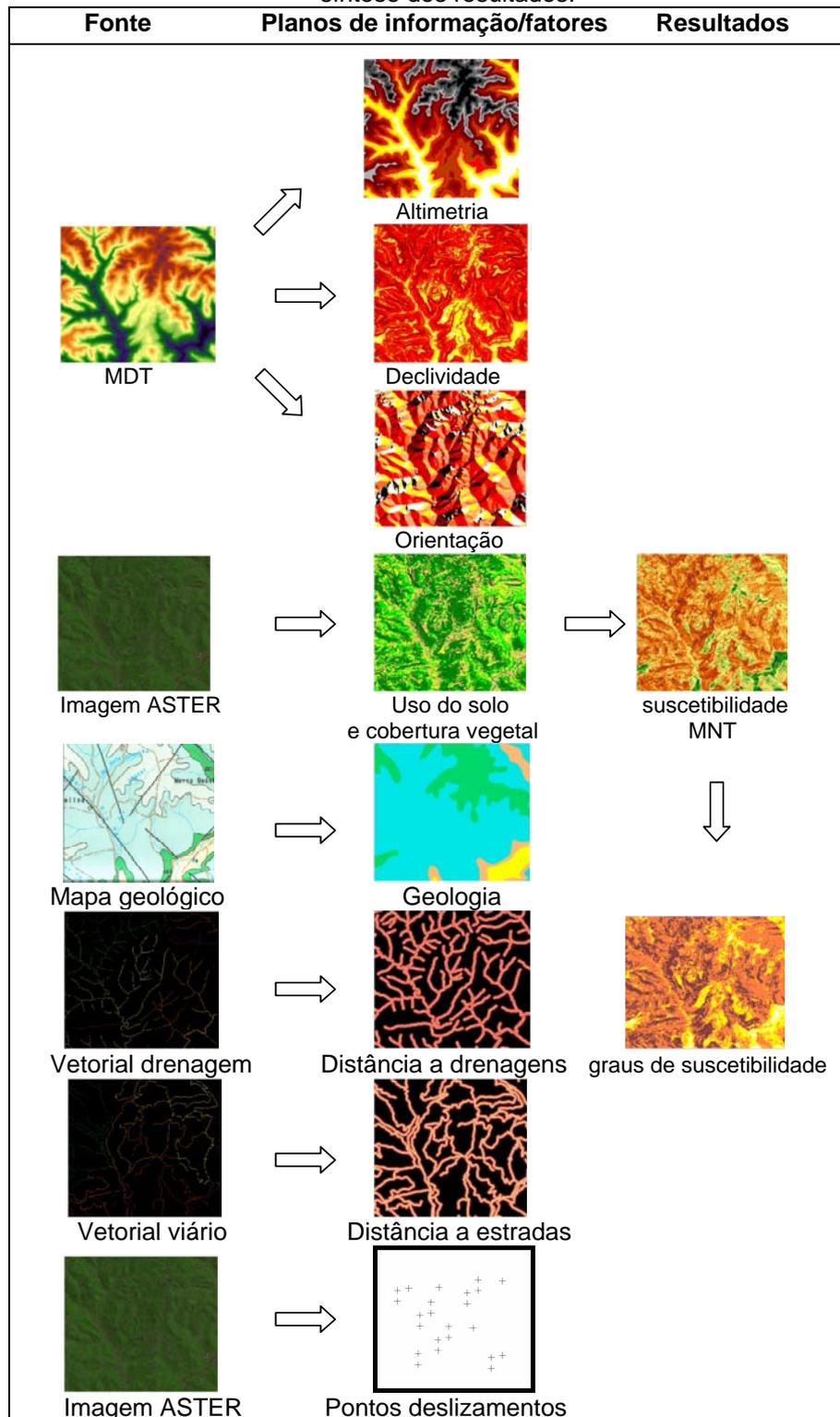
Assim, o modelo conceitual da área de estudo é caracterizado pelos fatores que condicionam os movimentos de massa, envolvendo os agentes e causas, geometria, mecanismos de movimentação e natureza dos materiais mobilizados por estes processos, representados pelos diferentes planos de informação mostrados na Tabela 18, que simulam a realidade e fornecem as informações utilizadas no trabalho para definir as zonas susceptíveis a movimentos de massa.

Tabela 18 - Planos de informação no contexto geológico-geomorfológico de ocorrência de movimentos de massa utilizados para o desenvolvimento do estudo.

Fatores condicionantes	Tipos de plano	Fonte
Altimetria	MNT	Modelo Digital de Elevação
Declividade	Temático	Modelo Digital de Elevação
Orientação	Temático	Modelo Digital de Elevação
Geologia	Temático	Mapa Geológico
Uso do solo e cobertura vegetal	Temático	Imagem Sensor ASTER
Drenagens	Vetorial	Mapa topográfico escala 1:50.000
Viário	Vetorial	Mapa topográfico escala 1:50.000
Cadastro de movimentos de massa	Cadastral	Mapeamentos de campo/fotointerpretação

A Figura 31 mostra o fluxograma da segunda etapa da fase da investigação, com a criação dos planos de informação, a análise dos dados, em ambiente SIG, e a síntese dos resultados.

Figura 31 - Fluxograma da criação dos planos de informação, análise em ambiente SIG e síntese dos resultados.



As formas de elaboração dos planos de informação bem como a análise espacial de cada um dos temas será tratada a seguir.

5.1.1 Mapa de altimetria

O mapa temático com as informações relativas à altimetria foi classificado em 13 classes hipsométricas, espaçadas de 50 em 50 metros, com exceção da primeira e da última classe, que possuem um intervalo de 80 e 70 metros, respectivamente. Na Figura 32 pode ser observada a heterogeneidade espacial da área, com vales profundos (cores claras) com eixo apresentando elevação geral de sudeste para noroeste e montanhas (cores escuras), evidenciando uma variação hipsométrica de 700 metros, entre as cotas 20 e 720 metros acima do nível do mar.

Observa-se que as maiores altitudes, entre 500 e 720 metros e as classes de menor altitude entre 20 e 250 metros, correspondem cada uma, a aproximadamente 1/4 do total da área de estudo, já a classes com altitude entre 250 e 500 metros têm a maior representatividade (aproximadamente 50% do total da área).

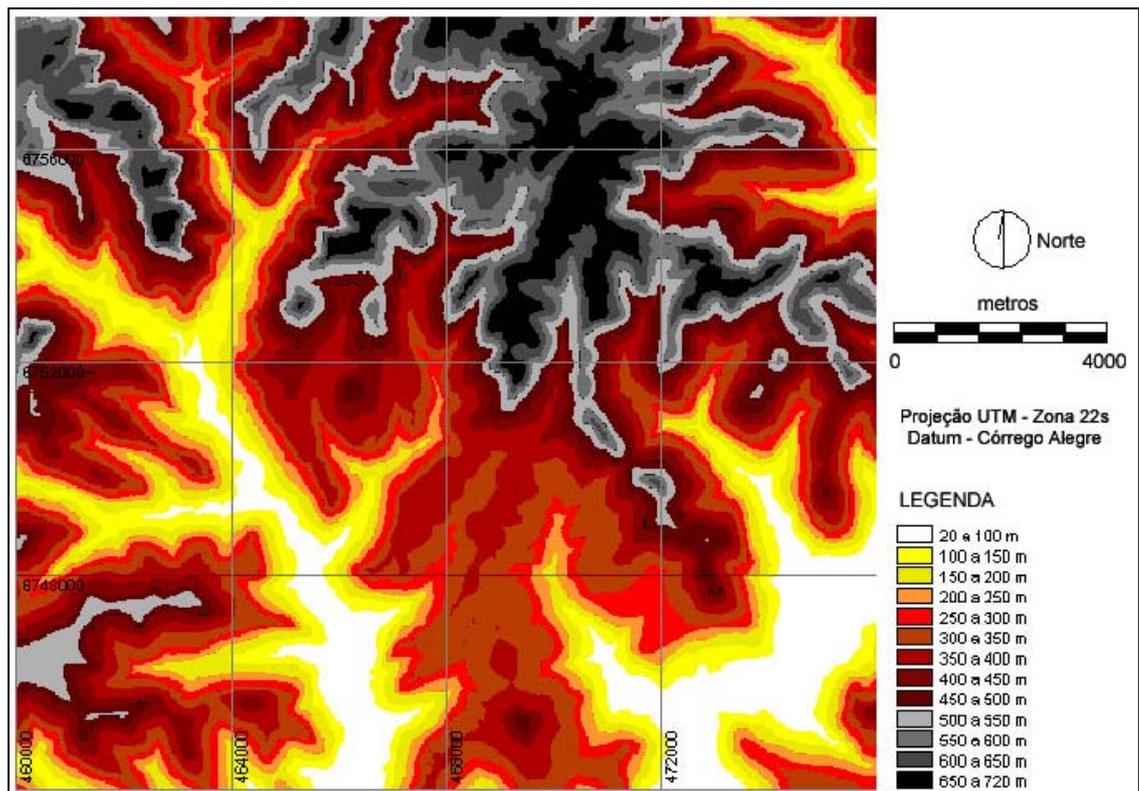


Figura 32 - Mapa de altimetria da área de estudo.

A geração do mapa altimétrico foi realizada a partir do Modelo Digital de Elevação da área de estudo, extraído a partir das curvas de nível digitalizadas no software CartaLinx, e posteriormente utilizando o módulo de interpolação do software IDRISI.

A distribuição em superfície da área de cada uma das classes hipsométricas bem como o seu percentual podem ser vistos na Tabela 19.

Tabela 19 - Distribuição da área, por classes hipsométricas.

Classes hipsométricas	Área (ha)	%
20 a 100 m	1680,57	7,25
100 a 150 m	1481,13	6,39
150 a 200 m	1702,26	7,35
200 a 250 m	1591,02	6,87
250 a 300 m	1758,42	7,59
300 a 350 m	2956,59	12,76
350 a 400 m	2822,67	12,18
400 a 450 m	2106,09	9,09
450 a 500 m	1805,13	7,79
500 a 550 m	1584,54	6,84
550 a 600 m	1278,81	5,52
600 a 650 m	1374,84	5,93
650 a 720 m	1027,44	4,43
Total	23169,51	100,00

5.1.2 Mapa de declividade

O mapa de declividade foi classificado em sete classes, conforme pode ser visto na Figura 33, com graus de limitação ao uso por suscetibilidade a erosão crescente, de acordo com o estabelecido pela Embrapa (1995) no Sistema de Avaliação da Aptidão Agrícola das Terras (Tabela 20).

Tabela 20 - Distribuição das classes de declividade de acordo com a classificação do relevo e o grau de limitação ao uso do solo, Fonte: Embrapa (1995).

Classes de declividade	Classificação	Grau de limitação	Considerações
0 a 3 %	Plano/praticamente plano	Nulo	Terras não suscetíveis à erosão. Geralmente ocorrem em solo plano ou quase plano e com boa permeabilidade. Quando cultivadas por 10 a 20 anos podem apresentar erosão ligeira, que pode ser controlada com práticas simples de manejo.
3 a 8 %	Suave ondulado	Ligeiro	Terras que apresentam pouca suscetibilidade à erosão. Geralmente possuem boas propriedades físicas. Quando utilizadas como lavouras por um período de 10 a 20 anos, mostram normalmente uma perda de 25% ou mais do horizonte superficial. Práticas conservacionistas simples podem prevenir contra esse tipo de erosão.
8 a 13 %	Moderadamente ondulado	Moderado	Terras que apresentam moderada suscetibilidade à erosão. Se utilizadas fora dos princípios conservacionistas, estas terras podem apresentar sulcos e voçorocas, requerendo práticas de controle à erosão desde o início de sua utilização agrícola.
13 a 20 %	Ondulado	Forte	Terras que apresentam forte suscetibilidade à erosão. Ocorrem em relevo ondulado a forte ondulado, com declive normalmente de 13 a 20%, os quais podem ser maiores ou menores, dependendo de suas condições físicas. Na maioria dos casos a prevenção à erosão depende de práticas intensivas de controle.
20 a 45 %	Forte ondulado	Muito forte	Terras com suscetibilidade maior que o grau forte, tendo o seu uso agrícola muito restrito. Na maioria dos casos o controle à erosão é dispendioso, podendo ser anti-econômico.
45 a 100 %	Montanhoso	Extremamente forte	Terras que apresentam severa suscetibilidade à erosão. Não são recomendáveis para o uso agrícola, sob pena de serem totalmente erodidos em poucos anos. Trata-se de terras onde deve ser estabelecida uma cobertura vegetal de preservação ambiental.
Mais de 100 %	Escarpado		Terras destinadas à preservação ambiental, conforme o Código Florestal Brasileiro.

O plano de informação declividade foi realizado a partir do Modelo Digital de Terreno, com o software IDRISI, fazendo uso do comando *Surface Analysis/Topographic Variables* e posteriormente realizada a classificação ou fatiamento em diferentes intervalos de declividade em porcentagem.

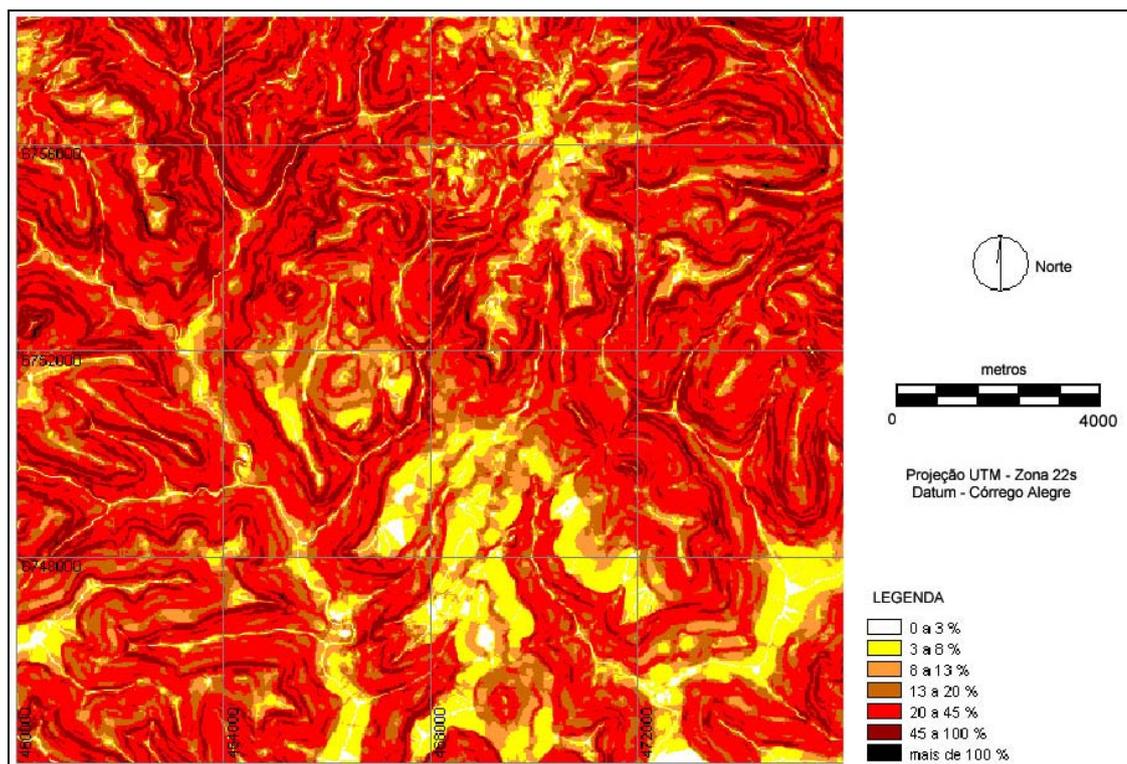


Figura 33 - Mapa de declividade da área de estudo.

A análise dos dados referentes à declividade, conforme visto na Tabela 21, revela um relevo bastante acidentado, com 49,27 % da área com declividades entre 20 e 45 %, com relevo classificado como forte ondulado, grau de limitação muito forte e suscetibilidade a erosão alta e 16,18 % da área apresenta declividades entre 45 e 100 %, com a classificação do relevo em montanhoso, grau de limitação ao uso extremamente forte e severa suscetibilidade à erosão.

Tabela 21 - Distribuição da área, por classe de declividade.

Classes de declividade	Área (ha)	%
0 a 3 %	397,89	1,72
3 a 8 %	2086,47	9,01
8 a 13 %	2096,19	9,05
13 a 20 %	3398,94	14,67
20 a 45 %	11416,50	49,27
45 a 100 %	3748,77	16,18
Mais de 100 %	24,75	0,11
Total	23169,51	100,00

5.1.3 Mapa de orientação

Para a elaboração do mapa de orientação ou exposição, optou-se por dividir 360° em oito partes, correspondendo aos pontos cardeais e colaterais. A área foi dividida nas seguintes classes: N (337,5-22,5), NE (22,5-67,5), E (67,5-112,5), SE (112,5-157,5), S (157,5-202,5), SW (202,5-247,5), W (247,5-292,5) e NW (292,5-337,5), conforme pode ser visto na Figura 34.

O plano de informação relativo à orientação foi realizado a partir do Modelo Digital de Terreno. Com o software IDRISI foi utilizado o comando *Surface Analysis/Topographic Variables* e posteriormente realizada a classificação em diferentes direções de exposição da encosta em graus.

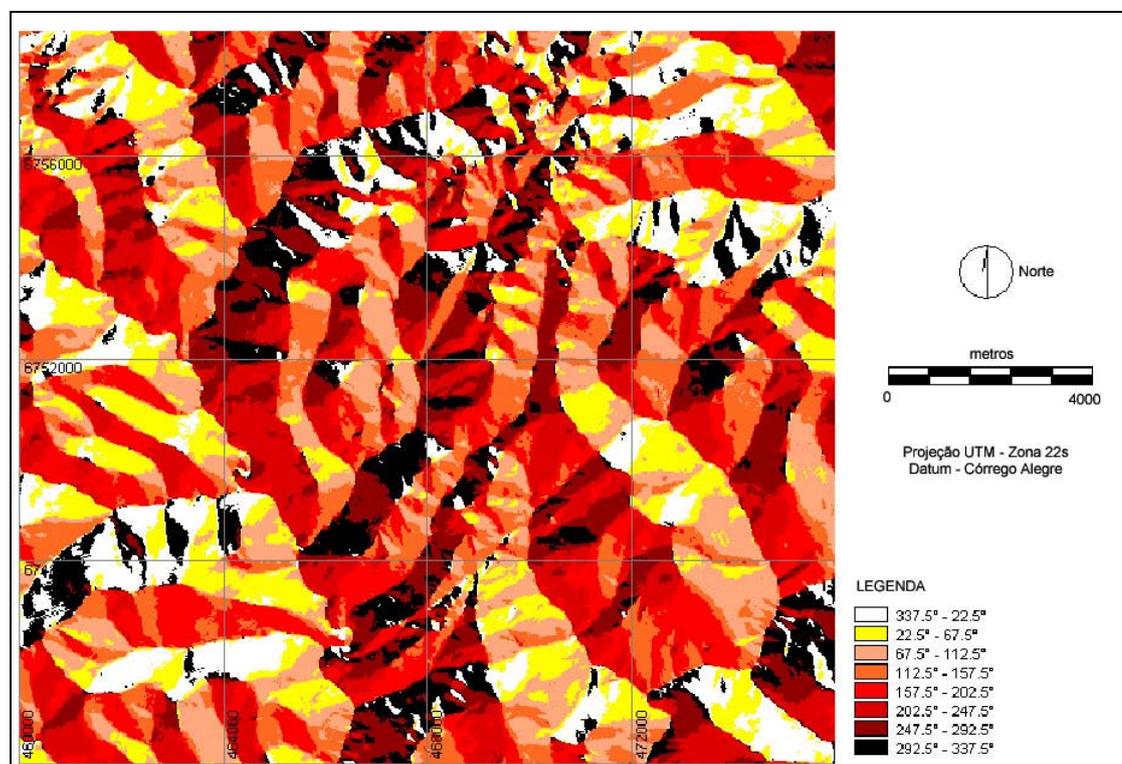


Figura 34 - Mapa da orientação das encostas na área de estudo.

A distribuição em superfície da área de cada uma das classes de orientação da encosta bem como o seu percentual podem ser vistos na Tabela 22.

Tabela 22 - Distribuição da área, por classe de orientação.

Classes de orientação	Área (ha)	%
(N) 337,5° - 22,5°	2651,58	11,44
(NE) 22,5° - 67,5°	3001,77	12,96
(E) 67,5° - 112,5°	3295,26	14,22
(SE) 112,5° - 157,5°	3185,64	13,75
(S) 157,5° - 202,5°	3201,03	13,82
(SW) 202,5° - 247,5°	3050,37	13,17
(W) 247,5° - 292,5	2713,05	11,71
(NW) 292,5° - 337,5°	2070,81	8,94
Total	23169,51	100,00

A partir da análise da Tabela 22 pode-se notar que não há uma orientação preferencial das encostas na área de estudo, apresentando uma distribuição espacial quase homogênea em toda a área.

5.1.4 Mapa geológico

O plano de informação temático relativo à geologia, possui quatro classes distintas referentes aos quatro tipos litológicos existentes na região. A área é formada pela seguinte estratigrafia, conforme pode ser visto na figura 35:

- Formação Serra Geral tipo 1 - basaltos tipo Gramado interdigitando superiormente vulcânicas ácidas do tipo Palmas/Caxias;
- Formação Serra Geral tipo 2 - efusivas toleíticas básico-intermediárias e ácidas, intercalando na base arenitos eólicos *intertraps*: intrusões e derrames picríticos tipo Gravataí sucedidos por basaltos tipo Gramado;
- Formação Botucatu - arenitos finos a médios róseo-avermelhados;
- Depósitos Eluviais/Coluviais - conglomerados, diamictitos, arenitos conglomeráticos, arenitos e lamitos avermelhados, maciços ou com estruturas acanaladas.

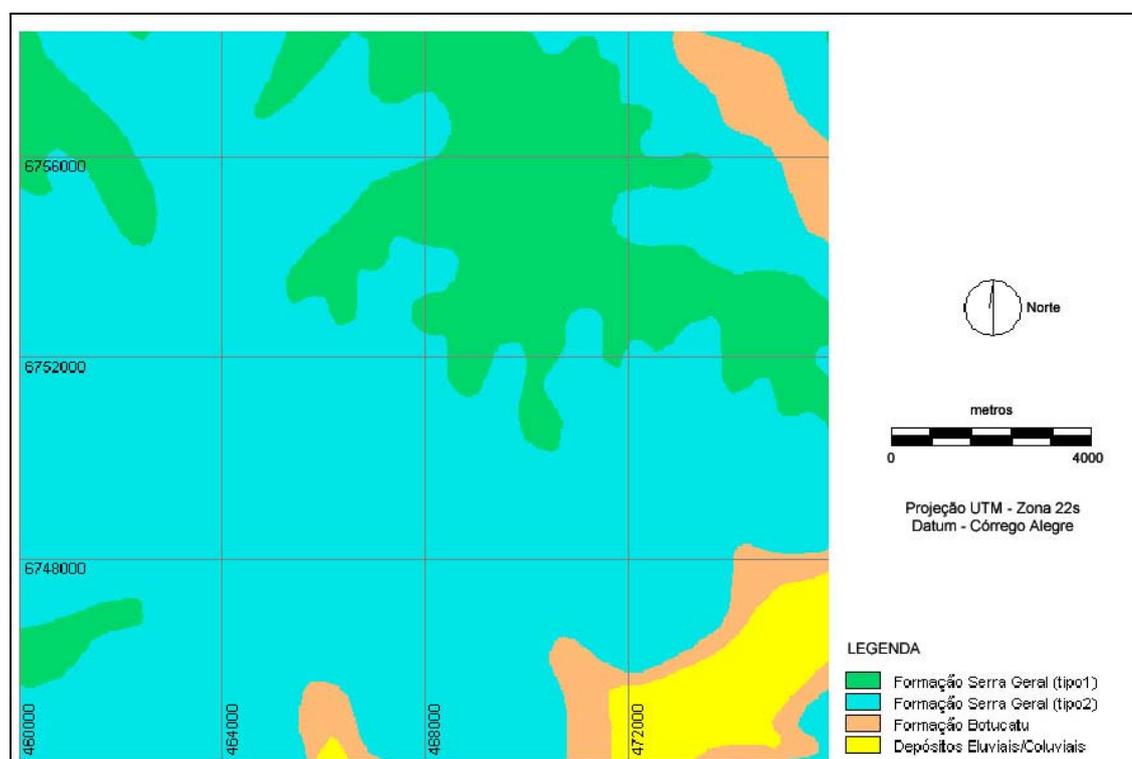


Figura 35 - Mapa geológico da área de estudo.

O plano de informação Geologia foi realizado da seguinte forma:

- Elaboração do mapa geológico no AutoCad contendo diferentes polígonos que correspondem às diferentes unidades litológicas com base no levantamento realizado pela CPRM (1998);
- Importação dos polígonos para o software IDRISI e definição das respectivas classes;
- Transformações das áreas compreendidas pelas diferentes classes para o formato matricial por meio do comando *rastervector*.

A distribuição em superfície da área de cada um dos tipos litológicos presentes na região de estudo bem como o seu percentual podem ser vistos na Tabela 23, que mostra que mais de dois terços da área de estudo são formados pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral tipo 2, e que mais de 20% da área é formada pelas vulcânicas da Formação Serra Geral tipo 1.

Tabela 23 - Distribuição da área por tipos litológicos.

Tipos litológicos	Área (ha)	%
Formação Serra Geral (tipo 1)	4865,67	20,99
Formação Serra Geral (tipo 2)	16150,95	69,71
Formação Botucatu	1263,51	5,45
Depósitos Eluviais/Coluviais	889,38	3,84
Total	23169,51	100,00

5.1.5 Mapa de uso e ocupação do solo e cobertura vegetal

O mapa de uso do solo e cobertura vegetal, mostrado na Figura 36, foi gerado através da análise da imagem ASTER, a partir de padrões de interpretação (cor, tonalidade, textura e forma) e pelo método de classificação supervisionada, permitindo identificar e agrupar as seguintes categorias de uso do solo e cobertura vegetal:

- Mata - nesta classe estão incluídas as áreas com cobertura vegetal arbórea, nativa ou cultivada, mata secundária e galeria, identificadas pela cor, textura e forma na composição colorida;
- Solo exposto – fazem parte desta classe a área urbana, uso urbano em meio rural, solo exposto e sistema viário;
- Campo – abrange as áreas com vegetação de menor porte;
- Culturas anuais – considerou-se nesta classe o uso do solo com culturas temporárias ou não, tais como hortas, pastagens, etc., cuja distinção das áreas de campo foi possível através da classificação supervisionada por máxima verossimilhança;
- Água – fazem parte desta classe os rios, lagos e açudes existentes na área, definida pela cor, textura e forma na composição colorida;
- Sombra – áreas com baixa incidência de radiação eletromagnética devido à barreira topográfica.

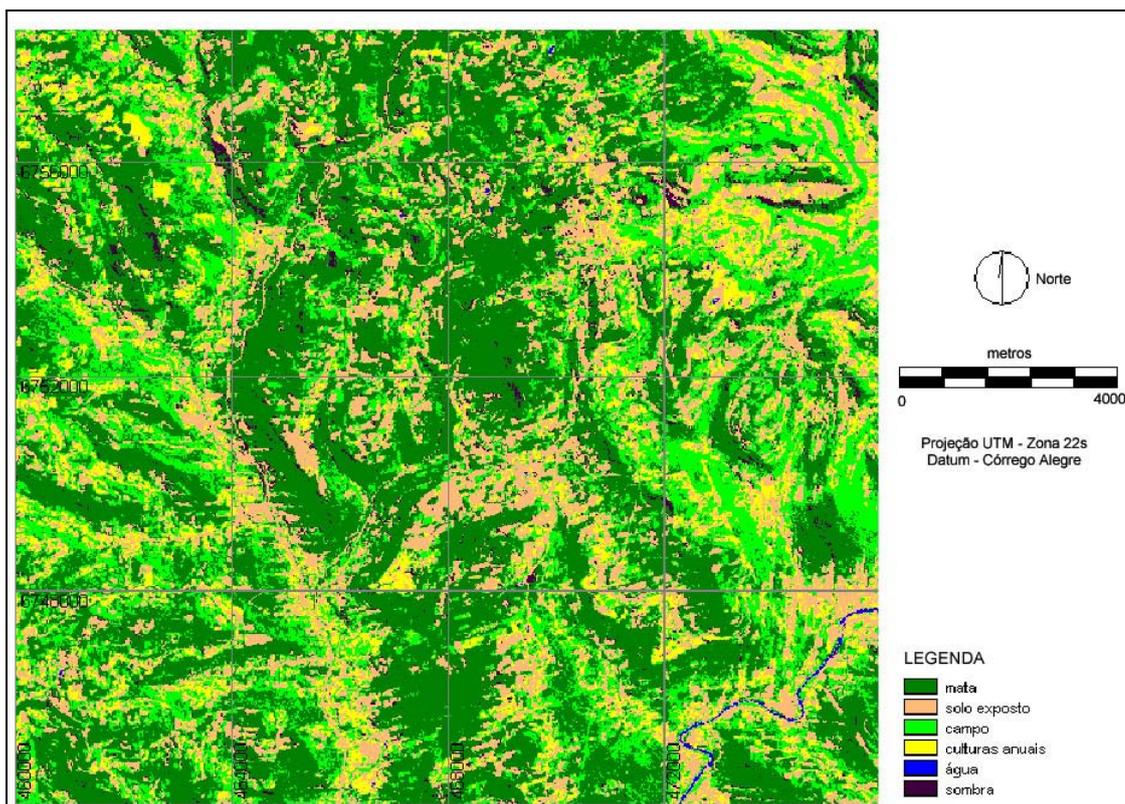


Figura 36 - Mapa de uso e ocupação do solo e cobertura vegetal para a área de estudo.

Para realizar a classificação as bandas 1, 2 e 3N em tons de cinza e a composição colorida R2G3B1 obtidas destas bandas, foram importadas para o software IDRISI através do módulo HDFEOS.

Foram colhidas amostras de cada classe, através do pré-conhecimento das características da região, permitindo a identificação das áreas ocupadas por mata, solo claro, solo escuro, campo, culturas anuais, água e sombra, nas imagens visualizadas em tela, gerando o arquivo vetorial amostras VCT, que através da função *Makesig*, permitiu obter o arquivo de assinaturas multiespectrais SIG.

A classificação supervisionada (método da máxima verossimilhança) foi realizada através da aplicação do módulo *Maxlike*, sobre o arquivo de assinaturas, gerando o arquivo *Raster* Uso e ocupação do solo e cobertura vegetal.

O arquivo classificado foi ainda submetido à função *Reclass*, para agrupar as classes solo claro e solo escuro. Estas duas classes foram inicialmente separadas devido à diferença espectral, buscando uma maior acurácia na classificação.

A análise dos dados referentes às classes de uso e ocupação do solo e vegetação, mostrada na Tabela 24, demonstra que grande parte da área (43,54%) é classificada como mata, englobando todos os tipos de vegetação de grande porte e 23,33% da área foi classificada como campo, fazendo parte desta classe a vegetação de menor porte.

A baixa área relativa à classe de culturas ou uso agrícola, aproximadamente 9% da área total, se deve principalmente a irregularidade do relevo da região.

Tabela 24 - Distribuição da área, por classes de uso do solo e cobertura vegetal.

Classes de uso do solo e cobertura vegetal	Área (ha)	%
Mata	10088,28	43,54
Solo claro	4360,16	18,82
Solo escuro	660,24	2,85
Campo	5405,49	23,33
Culturas anuais	2128,66	9,19
Água	35,93	0,16
Sombra	490,55	2,12
Total	23169,51	100,00

A partir da análise da matriz de confusão mostrada na Tabela 25, onde os componentes da diagonal principal fornecem o número de *pixels* corretamente classificados, é possível observar que a classe culturas apresentou um erro de omissão de 0,1525 (omitir *pixels* da classe correta atribuindo-os a outras classes), dos 177 *pixels* selecionados como verdade de campo, 150 foram classificados corretamente, 20 foram classificados como campo e 7 *pixels* como solo exposto.

Analisando a classe campo do mapa temático, de 231 *pixels*, 210 foram classificados corretamente e 20 foram classificados como sendo pertencentes à classe culturas, mostrando um erro de comissão de 0,0909 (incluindo *pixels* em uma classe quando na verdade eles pertencem à outra).

A maior confusão observada na classificação, portanto, está entre as classes campo e culturas.

Tabela 25 – Matriz de confusão para a imagem classificada.

	Mata	Solo	Campo	Culturas	Água	Sombra	Total	Erro C.
Mata	220	0	0	0	0	0	220	0,0000
Solo	0	589	0	7	3	0	599	0,0167
Campo	1	0	210	20	0	0	231	0,0909
Culturas	0	0	0	150	0	0	150	0,0000
Água	0	0	0	0	76	0	76	0,0000
Sombra	0	0	0	0	0	63	63	0,0000
Total	221	589	210	177	79	63	1339	
Erro O.	0,0045	0,0000	0,0000	0,1525	0,0380	0,0000		0,0232

O Índice *Kappa* obtido foi de 0,9682, mostrando uma excelente qualidade para a classificação.

O detalhe da imagem classificada (Figura 37) mostra dois pontos onde ocorreram fluxos de detritos entre os quilômetros 44+460 e 44+600 e entre os quilômetros 45+300 e 45+360 da RS 122, que são mostrados na Figura 11 do Capítulo 2.

A Figura 38 mostra os mesmos dois pontos na composição colorida R2G3B1 da imagem ASTER.

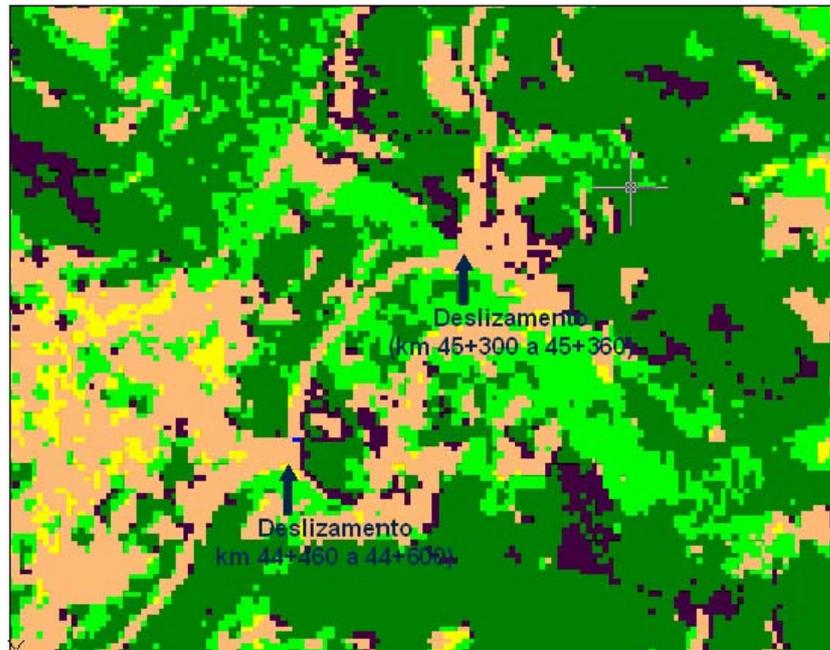


Figura 37 – Detalhe dos deslizamentos ao longo da RS 122, classificados como solo exposto.



Figura 38 – Localização dos deslizamentos ao longo da RS 122, na composição colorida R2G3B1.

Com base na classificação pode-se observar que os movimentos de massa de maior volume são passíveis de serem localizados e classificados a partir da imagem ASTER, apesar dos deslizamentos estarem classificados como pertencendo a classe solo exposto.

5.1.6 Mapa de distância a drenagens

O mapa de distâncias de drenagem, mostrado na Figura 39, foi gerado a partir do mapa vetorial com informações relativas à rede de drenagens (Figura 40) digitalizadas com o software CartaLinx.

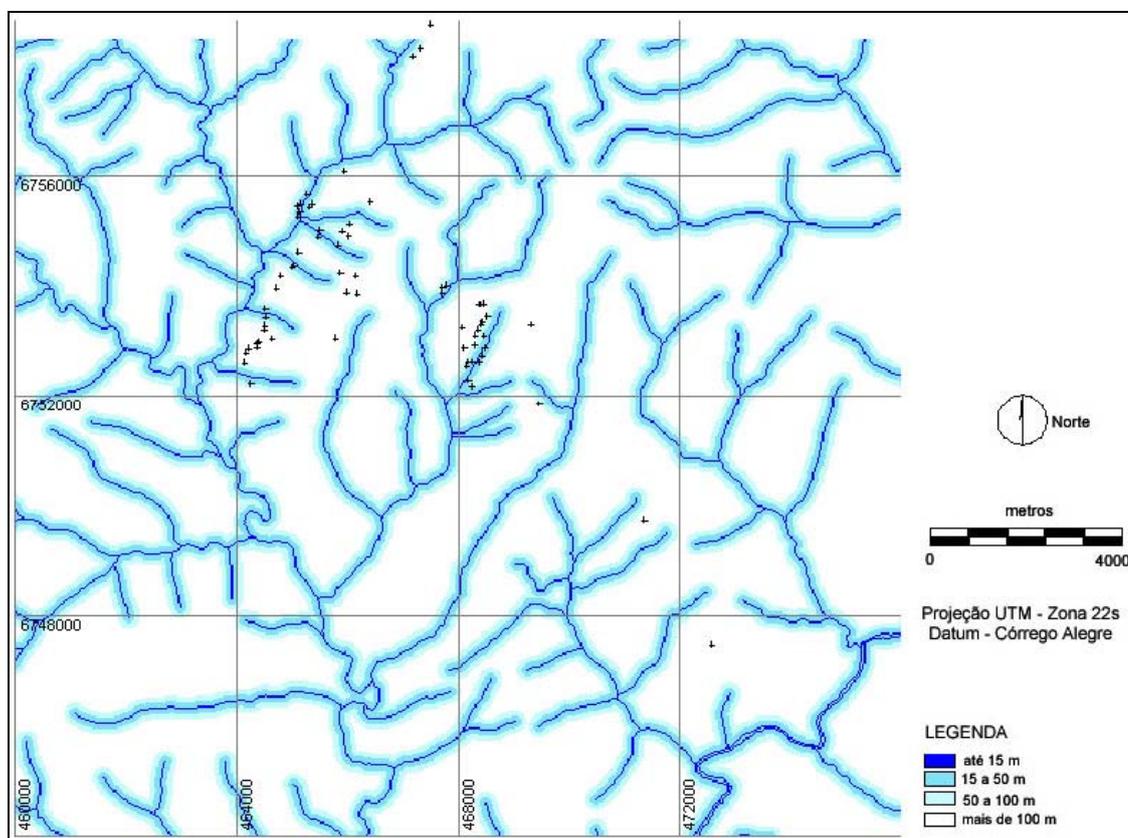


Figura 39 - Mapa de distância a drenagens para a área de estudo, com os pontos de movimentos de massa.

A densidade de drenagem total da área ($DDt = \Sigma Li/A$), que expressa o grau de desenvolvimento de um sistema de drenagem, foi estimada pela relação entre o comprimento total dos cursos d'água (intermitentes e perenes) e sua respectiva área de drenagem (A). O comprimento da rede hidrográfica e da área total em estudo foi obtido com base no SIG CartaLinx. O comprimento total dos cursos d'água na área de estudo é de, aproximadamente, 250170 metros e a densidade de drenagem calculada foi de 10,80 m/ha, considerada mediana.

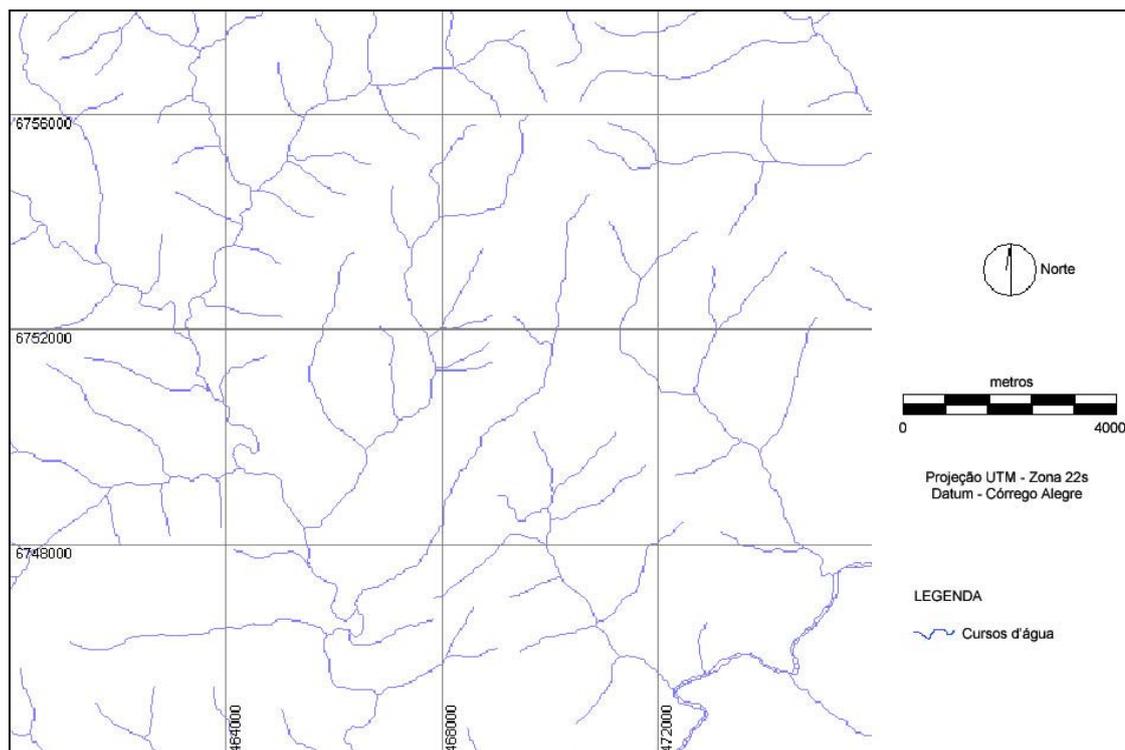


Figura 40 - Mapa vetorial com informações relativas à rede de drenagens.

A Tabela 26 mostra a distribuição das áreas representadas pelas classes de distâncias a drenagens.

Tabela 26 - Distribuição da área, por classes de distância a drenagem.

Distância a drenagens	Área (ha)	%
até 15 metros	647,91	2,80
15 a 50 metros	4182,66	18,05
50 a 100 metros	4202,82	18,14
Mais de 100 metros	14136,12	61,01
Total	23169,51	100,00

Analisando a Tabela 26 podemos observar que pouco mais de 1/3 da área total, é ocupada por áreas entre 15 e 100 metros de distância dos cursos d'água.

5.1.7 Mapa de distância a estradas

O mapa de distâncias de estradas, mostrado na Figura 41, foi gerado a partir do mapa vetorial com informações relativas à rede viária (Figura 42) digitalizadas com o software CartaLinx.

A área de estudo apresenta uma ampla rede viária, com estradas estaduais, revestidas com asfalto e municipais (sem pavimentação), apresentando em muitos locais cortes em solo e rocha, principalmente nas áreas com declividade acentuada, potencializando o risco a deslizamentos.

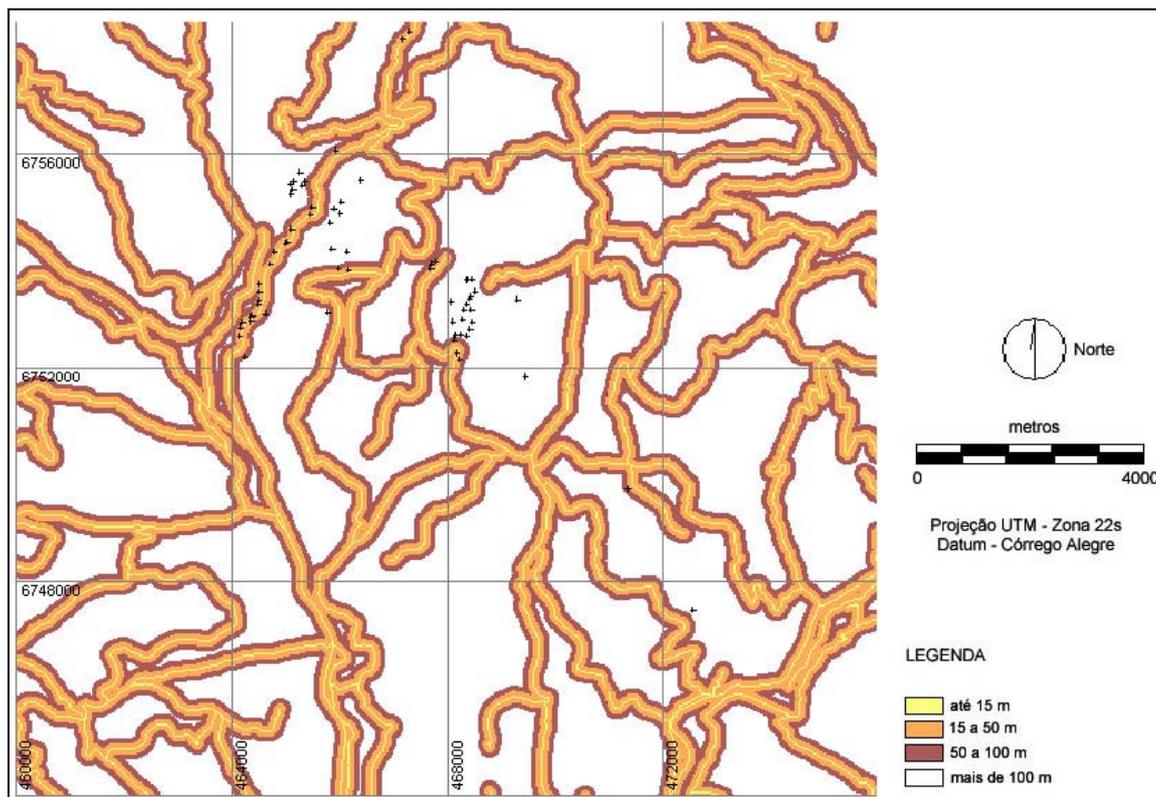


Figura 41 - Mapa de distância a estradas para a área de estudo, com os pontos de movimentos de massa.

De forma semelhante ao cálculo da densidade de drenagem da rede hidrográfica, considerou-se o comprimento em função da área de estudo, obtendo-se uma densidade viária de 12,75 m/ha, com comprimento total de vias de 295168 metros.

Após o georreferenciamento e a conversão de arquivo vetorial para *raster* dos dois mapas, foi utilizado o módulo *Buffer* do software IDRISI, onde foram definidas distâncias de 50 e 100 metros a partir dos cursos d'água e das estradas contidas na área de estudo.

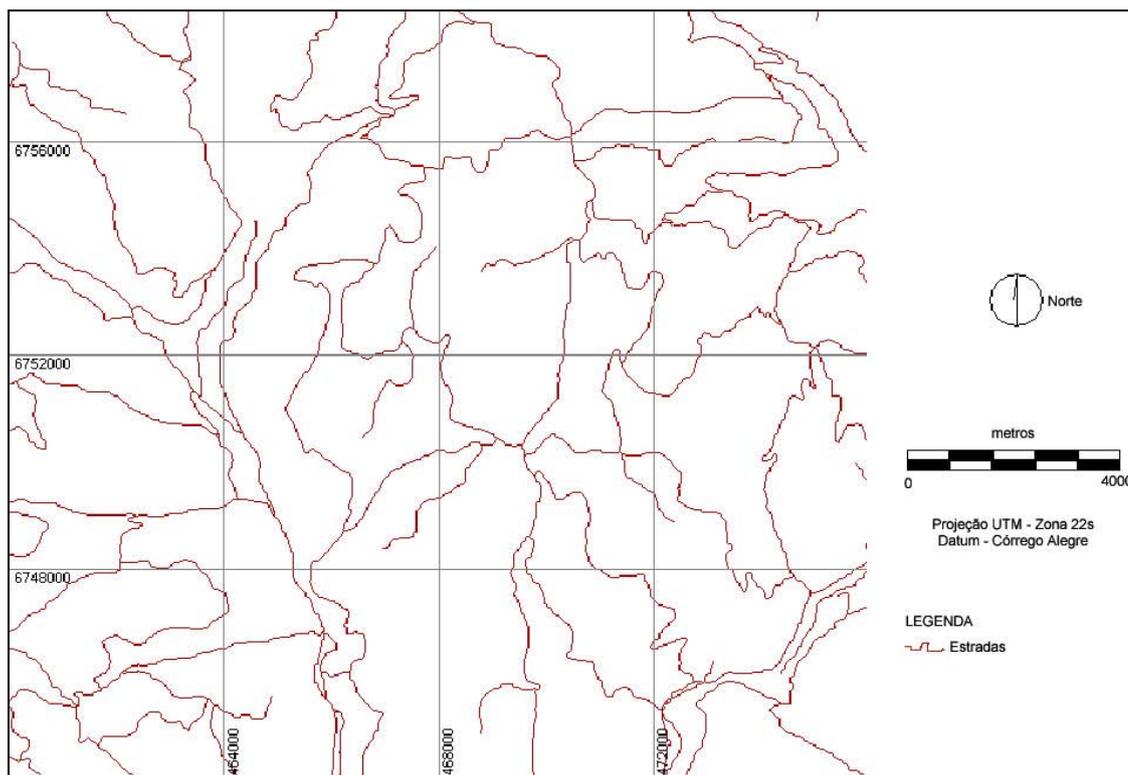


Figura 42 - Mapa vetorial com informações relativas à rede viária.

A Tabela 27 mostra a distribuição das áreas representadas pelas classes de distâncias a estradas. Na mesma proporção que ocupa as áreas entre 15 e 100 metros de distância a drenagens, a porção ocupada por áreas entre 15 e 100 metros de distância em relação a estradas, perfaz um total de pouco mais de 1/3 da área, sendo que 20,89% estão até 50 metros e 18,23% estão entre 50 e 100 metros de distância.

Tabela 27 - Distribuição da área, por classes de distância a estradas.

Distância a estradas	Área (ha)	%
Até 15 metros	778,95	3,36
15 a 50 metros	4840,29	20,89
50 a 100 metros	4223,61	18,23
Mais de 100 metros	13326,66	57,52
Total	23169,51	100,00

5.1.8 Mapa de inventário

O mapa de inventário, contendo a informação cadastral dos 66 movimentos de massa levantados com uso de receptor GPS, em campo, e a partir de fotografias aéreas e imagem de satélite, posteriormente, foram lançados no software AutoCad e importados para o software IDRISI, onde se realizou o georreferenciamento.

O mapa de inventário foi usado para ponderar as classes de cada um dos fatores relacionados a movimentos de massa, a partir do método da tabulação cruzada.

5.2 Correlação entre os Planos de Informação e os Movimentos de Massa

Buscando a compreensão dos fatores geológico-geotécnicos e antrópicos relacionados aos movimentos de massa, foi realizado o cruzamento dos diferentes planos de informação com a ocorrência registrada de movimentos de massa na área de estudo e realizada a análise de correlação. Foi utilizada a tabulação cruzada, realizada com o módulo *Crosstab* do software IDRISI, sendo que o resultado da correlação serviu de base para a ponderação dos pesos das classes dos diferentes parâmetros geoambientais analisados.

A seguir serão apresentados os resultados obtidos com a tabulação cruzada, contendo a frequência dos movimentos de massa para as classes de cada condicionante analisado.

5.2.1 Correlação entre altimetria e movimentos de massa

A correlação entre altimetria e movimentos de massa pode ser feita a partir da análise da Tabela 28, que demonstra que a maior frequência de movimentos de massa ocorre nas médias encostas, mais da metade dos eventos estão no intervalo entre 200 e 450 metros de altitude (56,06%), sendo que entre as altitudes de 200 e 300 metros foram constatados 28,79% das ocorrências. Nas encostas mais elevadas, no intervalo entre 450 e 720 metros, ocorrem 40,91% dos movimentos de massa da área, demonstrando que a faixa compreendida pelas médias encostas, onde a espessura de solo é maior do que nas encostas mais elevadas, associado com a declividade, encontram-se as áreas mais propensas à deflagração de movimentos de massa.

Tabela 28 - Frequência de movimentos de massa entre classes hipsométricas.

Classes hipsométricas	Movimentos de massa	%
20 a 100 m	0	0,00
100 a 150 m	0	0,00
150 a 200 m	2	3,03
200 a 250 m	7	10,61
250 a 300 m	12	18,18
300 a 350 m	6	9,09
350 a 400 m	4	6,06
400 a 450 m	8	12,12
450 a 500 m	5	7,58
500 a 550 m	6	9,09
550 a 600 m	6	9,09
600 a 650 m	6	9,09
650 a 720 m	4	6,06
Total	66	100,00

5.2.2 Correlação entre declividade e movimentos de massa

Para as classes de declividade, mostradas na Tabela 29, a maior frequência de movimentos de massa ocorreu em encostas íngremes, em áreas com declividades entre 45 e 100%, classificadas como relevo montanhoso e limitação ao uso extremamente forte, apresentando mais da metade das ocorrências (51,52%), seguido do intervalo de declividades entre 20 e 45%, classificado como relevo forte ondulado e limitação ao uso forte, com 43,94% das ocorrências.

Nestas faixas de declividade alta, a atuação da gravidade sobre o manto de alteração exerce fator essencial, potencializando a ocorrência de movimentos de massa. A tensão cisalhante no solo geralmente aumenta com o aumento da declividade da encosta. Apesar da pequena área com encostas com declividade superior a 100% (0,11% do total da área), sabe-se que a frequência de deslizamentos é baixa, devido a pouca profundidade do manto de alteração.

Em declividades suaves a moderadas, entre 0 e 13%, ocorre uma baixa frequência de deslizamentos (1,52%), devido às baixas tensões de cisalhamento associadas aos baixos gradientes.

Tabela 29 - Frequência de movimentos de massa entre classes de declividade.

Classes de declividade	Movimentos de massa	%
0 a 3 %	0	0,00
3 a 8 %	1	1,52
8 a 13 %	0	0,00
13 a 20 %	2	3,03
20 a 45 %	29	43,94
45 a 100 %	34	51,52
Mais de 100 %	0	0,00
Total	66	100,00

5.2.3 Correlação entre orientação da encosta e movimentos de massa

A Tabela 30 apresenta a frequência de movimentos de massa entre classes de orientação. As encostas com orientação sudeste, oeste e noroeste, foram as que apresentaram a maior frequência de movimentos de massa, com 25,76%, 30,30% e 25,76%, respectivamente.

A orientação das encostas reflete na exposição frente ao vento, precipitações atmosféricas e insolação, afetando indiretamente a resistência ao cisalhamento pela relação direta com a presença de umidade e de cobertura vegetal.

Tabela 30 - Freqüência de movimentos de massa entre classes de orientação.

Classes de orientação	Movimentos de massa	%
(N) 337,5° - 22,5°	2	3,03
(NE) 22,5° - 67,5°	1	1,52
(E) 67,5° - 112,5°	3	4,55
(SE) 112,5° - 157,5°	17	25,76
(S) 157,5° - 202,5°	3	4,55
(SW) 202,5° - 247,5°	3	4,55
(W) 247,5° - 292,5	20	30,30
(NW) 292,5° - 337,5°	17	25,76
Total	66	100,00

5.2.4 Correlação entre geologia e movimentos de massa

A Tabela 31 apresenta a freqüência de movimentos de massa entre tipos litológicos. Pode-se observar que mais de dois terços dos movimentos de massa da área (68,18%) ocorrem em rochas vulcânicas da Formação Serra Geral tipo 2 e o restante (31,82%) em rochas vulcânicas da Formação Serra Geral tipo 1.

A maior ocorrência de deslizamentos nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral tipo 2 pode estar associada a área abrangida por esta classe, que representa 69,71% do total da área de estudo.

Nos depósitos eluviais, apesar da pequena área ocupada por esta classe, menos de 4% do total da área, a não ocorrência de deslizamentos pode estar relacionada à suavização do relevo nestas áreas.

Tabela 31 - Freqüência de movimentos de massa entre tipos litológicos.

Tipos litológicos	Movimentos de massa	%
Formação Serra Geral (tipo 1)	21	31,82
Formação Serra Geral (tipo 2)	45	68,18
Formação Botucatu	0	0,00
Depósitos Eluviais/Coluviais	0	0,00
Total	66	100,00

5.2.5 Correlação entre uso do solo e cobertura vegetal e movimentos de massa

A Tabela 32 apresenta as classes de uso e ocupação do solo e cobertura vegetal, onde se observa que a maior freqüência de movimentos de massa ocorreu na classe mata (74,24%), nesta classe apesar da cobertura vegetal de grande porte, sabe-se que é passível a ocorrência de deslizamentos em encostas íngremes, com solos pouco espessos e saturados. A grande incidência pode estar relacionada à grande área da mesma, 43,54% do total da área, já as áreas que sofreram algum tipo de ação antrópica ou natural (solo exposto e culturas) apresentam mais de 10% das ocorrências de movimentos de massa.

A ocorrência na classe sombra (7,58%), está relacionada á áreas de maior declividade da encosta, que dependendo da orientação recebem menos quantidade de luz.

Tabela 32 - Frequência de movimentos de massa entre classes de uso do solo e cobertura vegetal.

Classes de uso do solo e cobertura vegetal	Movimentos de massa	%
Mata	49	74,24
Solo exposto	6	9,09
Campo	5	7,58
Culturas anuais	1	1,52
Água	0	0,00
Sombra	5	7,58
Total	66	100,00

5.2.6 Correlação entre distância a drenagens e movimentos de massa

Para as classes de distância a drenagens, no intervalo de distância entre 15 e 50 metros, ocorreram 33,33% dos movimentos de massa, enquanto entre 50 e 100 metros a frequência de movimentos de massa foi de 19,70%, conforme mostrado na Tabela 33. A proximidade com cursos d'água relaciona-se diretamente com a forma da encosta, umidade e zonas de erosão acentuada, formando sulcos e ravinas, podendo gerar movimentos de massa, Mais de 50% do total dos escorregamentos estão localizados a uma distância de até 100 metros, demonstrando uma alta correlação de escorregamentos em áreas próximas a drenagens.

Tabela 33 - Frequência de movimentos de massa entre classes de distância em relação a drenagens.

Classes de distância a drenagem	Movimentos de massa	%
0 a 15 metros	0	0,00
15 a 50 metros	22	33,33
50 a 100 metros	13	19,70
Mais de 100 metros	31	46,97
Total	66	100,00

5.2.7 Correlação entre distância a estradas e movimentos de massa

Com relação a áreas próximas a estradas (Tabela 34), 46,97% da ocorrência dos movimentos de massa na área, estão em uma distância de até 100 metros de estradas, sendo que 34,85% dos movimentos de massa encontram-se em uma distância de até 50 metros das estradas da região, demonstrando a alta correlação de movimentos de massa nas áreas contíguas a rodovias.

A incidência de deslizamentos em zonas próximas a estradas ocorre devido aos cortes nas encostas, modificando o ângulo natural e causando a instabilidade.

Tabela 34 - Frequência de movimentos de massa entre classes distância em relação a estradas.

Classes de distância a estradas	Movimentos de massa	%
0 a 15 metro	2	3,03
15 a 50 metros	21	31,82
50 a 100 metros	8	12,12
Mais de 100 metros	35	53,03
Total	66	100,00

5.3 Padronização dos Planos de Informação

Para realizar a álgebra de mapas são necessários os conjuntos espaciais, formados pelos planos de informação, estarem na mesma ordem de grandeza, mesmo tamanho/resolução (número de linhas e colunas) e mesmo formato.

Para a padronização dos planos de informação, foi utilizado o modelo probabilístico *Fuzzy* e a reclassificação, com o módulo *Assign*, ambos do software IDRISI, com as evidências ponderadas para valores variando entre 0 e 255 (de menos a mais suscetível). A ponderação dos fatores teve como base a tabulação cruzada, onde foi avaliado o número de movimentos de massa e a área de terreno para cada classe nos planos de informação, obtendo-se assim mapas de fatores.

Os fatores declividade, distância a estradas e distância a drenagens foram feitos de forma contínua, a partir da função linear *fuzzy*, onde diferentemente dos algoritmos estatísticos de classificação, baseados em *pixels*, a classificação *fuzzy* substitui as rigorosas definições de classe “sim” e “não” por uma faixa de valores de 0 a 1 ou 0 a 255, na qual pode ser alcançado um determinado grau de pertinência de classe. Por meio das “funções de pertinência” (*membership functions*) é possível formular regras, segundo as quais podem ser delimitadas classes.

A lógica *fuzzy* é uma aproximação matemática para quantificar declarações incertas, segundo Burrough e McDonnell (1998) é indicada sempre que for necessário trabalhar com ambigüidade de abstração em modelos matemáticos ou conceituais nos quais, por distintas razões não há ou não se podem definir limites rígidos entre classes.

Para os planos de informação relativos à geologia e uso e cobertura do solo e orientação, foi utilizada a reclassificação, onde as classes foram reescaladas de 0 a 255.

5.4 Definição dos Pesos dos Fatores Utilizando a Técnica AHP

Para definir a contribuição de cada fator no mapa de suscetibilidade, buscando diminuir a subjetividade, foi utilizado o processo analítico hierárquico – *Analytical Hierarchy Process* (AHP).

A primeira etapa para a definição dos pesos foi à elaboração de uma relação de importância relativa entre os fatores, atribuídos de modo heurístico, a partir da discussão com a equipe de pesquisadores e técnicos do Departamento de Geotecnia da CIENTEC, com base

na experiência adquirida em campo e na elaboração de projetos relacionados a instabilidade de taludes e encostas naturais, bem como usando como base a frequência de movimentos de massa e o tamanho de cada classe obtidas durante a realização da pesquisa. A relação de importância foi baseada na escala de valores AHP para comparação pareada, conforme visto na Tabela 17.

A relação de importância relativa foi utilizada como dado de entrada em uma matriz de comparação pareada (Tabela 35), onde foram calculados os autovalores e autovetores da matriz.

Tabela 35 - Matriz de comparação pareada para ponderação das evidências.

Fatores	f_dec	f_geo	f_via	f_uso	f_hid	f_alt	F_ori
f_dec	1						
f_geo	1/2	1					
f_via	1/3	1/2	1				
f_uso	1/2	1	2	1			
f_hid	1/3	1/2	1	1/2	1		
f_alt	1/9	1/5	1/2	1/5	1/2	1	
f_ori	1/9	1/5	1/2	1/5	1/2	1	1

Legenda:

f_dec – fator declividade; **f_geo** – fator geologia; **f_via** – fator distância a estradas; **f_uso** – fator uso do solo e cobertura vegetal; **f_hid** – fator distância a cursos d'água; **f_alt** – fator altimetria e **f_ori** – fator orientação.

Os pesos definidos pela técnica AHP foram:

Fator declividade – 0,3450

Fator geologia – 0,1918

Fator uso do solo e cobertura vegetal – 0,1918

Fator distância a estradas – 0,0941

Fator distância a cursos d'água – 0,0941

Fator altimetria – 0,0416

Fator orientação – 0,0416

A comparação pareada (AHP) foi realizada utilizando o módulo *Weight*, do software IDRISI, obtendo como resultado os pesos para cada variável e um valor de razão de consistência de 0,00, indicando a completa consistência do processo de julgamento.

Os pesos calculados pelo método AHP, foram usados como dado de entrada no módulo MCE, de suporte a decisão do software IDRISI, que será descrito a seguir.

5.5 Mapa de Susceptibilidade a partir da Avaliação Multi-Critério

A avaliação por múltiplos critérios MCE (*multi-criteria evaluation*), é uma ferramenta de suporte a decisão que permite desenvolver uma regra de decisão, após a estruturação dos critérios selecionados, para a combinação entre eles, para que se possa chegar ao mapa final de susceptibilidade a movimentos de massa.

Os critérios ou fatores foram combinados no módulo MCE, fazendo uso do método *Weight Linear Combination* (WLC), no software IDRISI, onde cada fator é multiplicado pelo respectivo peso e então é realizada a soma dos resultados, segundo a equação abaixo, onde MS – Mapa de Susceptibilidade:

$$MS = (f_dec*wdec+f_geo*wgeo+f_via*wvia+f_uso*wuso+f_hid*whid+f_alt*walt+f_ori*wor)/7$$

Neste método é determinado o quanto cada fator é mais importante do que outro, desta forma, fatores com peso alto tem maior influência no mapa final de susceptibilidade.

A Figura 43 mostra o mapa das áreas naturalmente suscetíveis a movimentos de massa para a área de estudo a partir da metodologia proposta, onde as áreas estão escalonadas no formato byte, grade numérica de forma contínua, de 0 a 255, de menos a mais suscetível a movimentos de massa.

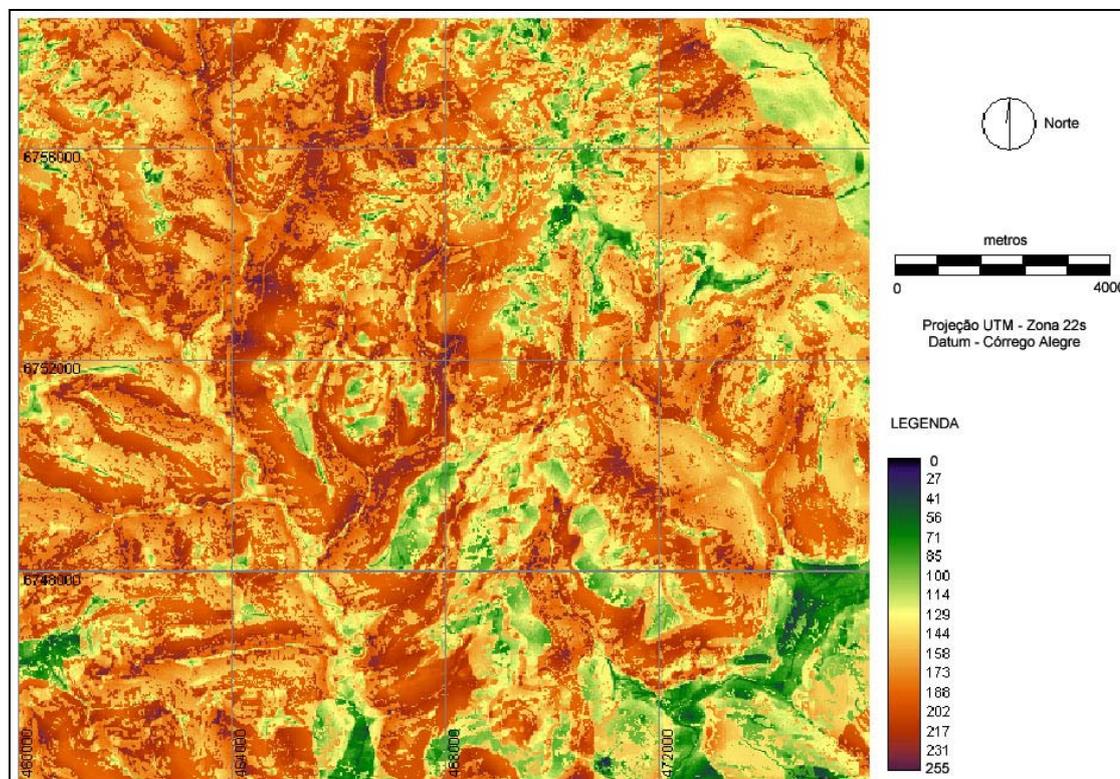


Figura 43 - Mapa numérico de susceptibilidade a movimentos de massa para a área de estudo, obtido segundo o método AHP.

A partir da grade numérica, representando uma visão contínua da variação da grandeza suscetibilidade a movimentos de massa, foi realizada a reclassificação pelo método do desvio quartílico, dividindo a imagem original em quatro intervalos de suscetibilidade de 0 a 63 (classificada como baixa suscetibilidade), de 63 a 127 (média suscetibilidade), de 127 a 191 (suscetibilidade alta) e de 191 a 255 (classificada como suscetibilidade muito alta).

O fatiamento dos graus de suscetibilidade foi realizado a partir do módulo *Reclass*, do software IDRISI, resultando no mapa de graus suscetibilidade a movimentos de massa para a área de estudo, conforme pode ser visto na Figura 44 e no Anexo 3.

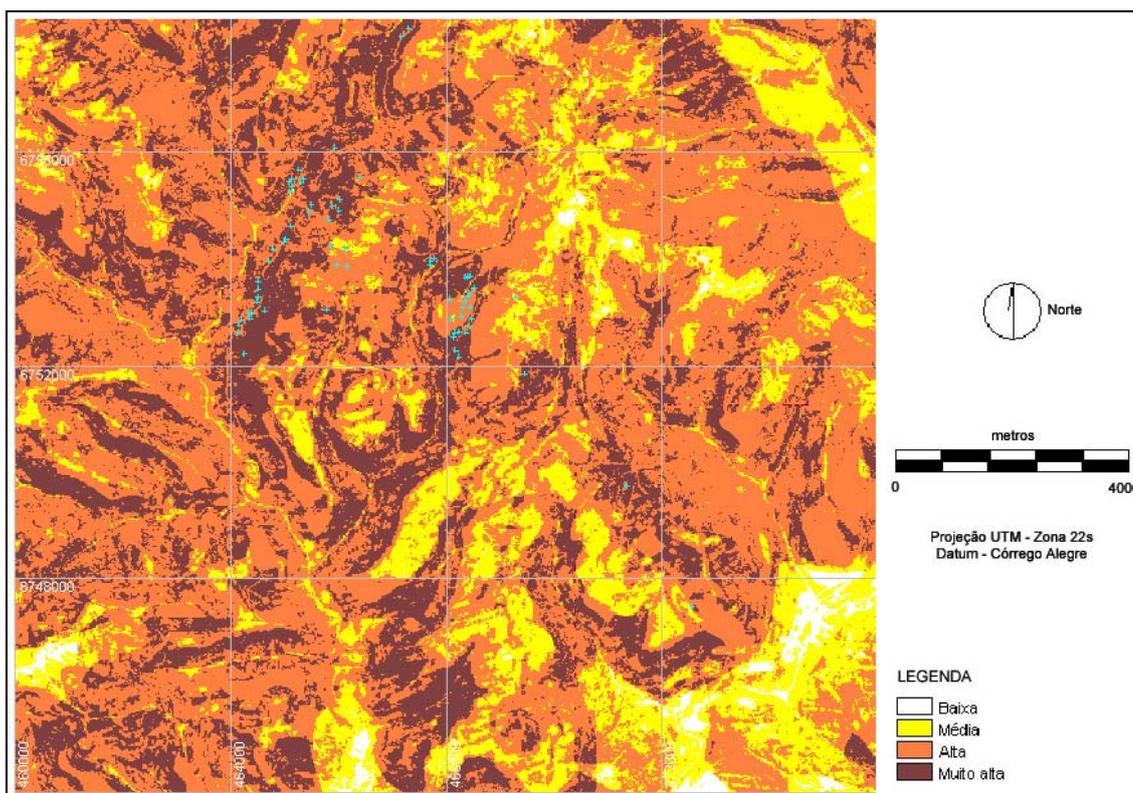


Figura 44 - Mapa com os diferentes graus de suscetibilidade a movimentos de massa para a área de estudo.

A Tabela 36 mostra a distribuição da área por graus de suscetibilidade, onde pode ser observado que a maior parte da área de estudo (56,47%) apresenta alto grau de suscetibilidade. Áreas com suscetibilidade muito alta, correspondem a 25,10% do total da área, restando 16,84% para a suscetibilidade média e apenas 1,59% para áreas de baixa suscetibilidade.

Tabela 36 - Distribuição da área, por graus de suscetibilidade a movimentos de massa.

Suscetibilidade a movimentos de massa	Área (ha)	%
Baixa	367,81	1,59
Média	3900,80	16,84
Alta	13086,38	56,47
Muito alta	5814,52	25,10
Total	23169,51	100,00

Após a definição dos graus de suscetibilidade, para verificar a acurácia do produto gerado, cada fator foi cruzado com o modelo final de suscetibilidade através do módulo *Crosstab*, do software IDRISI, e a partir dos resultados foi possível fazer uma síntese das características de cada uma das classes de suscetibilidade. Os resultados da tabulação cruzada são mostrados na Tabela 37, onde a área e o percentual das classes de cada fator analisado são representados em relação à área total de cada um dos diferentes graus de suscetibilidade.

Tabela 37 - Comparação entre os fatores analisados e o mapa final em graus de suscetibilidade a movimentos de massa, através da tabulação cruzada.

	Classes	B.S.		M.S.		A.S.		M.A.S.	
		Área	%	Área	%	Área	%	Área	%
f_dec	0 a 3%	124,50	33,85	230,93	5,92	41,88	0,32	0,00	0,00
	3 a 8%	216,05	58,74	1350,46	34,62	518,22	3,96	0,00	0,00
	8 a 13%	26,56	7,22	882,36	22,62	1139,82	8,71	45,93	0,79
	13 a 20%	0,66	0,18	483,70	12,40	2283,57	17,45	629,13	10,82
	20 a 45%	1,00	0,00	748,95	19,20	6963,26	53,21	3700,94	63,65
	45 a 100%	1,00	0,00	203,23	5,21	2135,70	16,32	1428,63	24,57
	Mais de 100%	1,00	0,00	1,17	0,03	14,40	0,11	9,30	0,16
f_geo	Fm, S,G, 1	95,56	25,98	1191,30	30,54	3140,73	24,00	436,67	7,51
	Fm, S,G, 2	9,31	2,53	1426,52	36,57	9338,44	71,36	5363,89	92,25
	Fm, Botucatu	134,21	36,49	788,74	20,22	340,25	2,60	0,00	0,00
	Dep, eluv/col,	128,73	35,00	494,23	12,67	265,65	2,03	0,58	0,01
f_via	0 a 1 m	13,24	3,60	142,38	3,65	471,11	3,60	152,92	2,63
	1 a 50 m	98,54	26,79	918,25	23,54	2827,97	21,61	996,03	17,13
	50 a 100 m	82,39	22,40	798,88	20,48	2368,63	18,10	972,19	16,72
	mais de 100 m	173,64	47,21	2041,29	52,33	7418,67	56,69	3693,38	63,52
f_uso	Mata	2,69	0,73	344,44	8,83	4110,43	31,41	5630,78	96,84
	Solo exposto	163,75	44,52	1486,59	38,11	3265,05	24,95	105,24	1,81
	Campo	96,44	26,22	1231,09	31,56	4018,83	30,71	53,49	0,92
	Cult, Anuais	91,55	24,89	697,07	17,87	1330,88	10,17	8,72	0,15
	Água	8,13	2,21	24,58	0,63	3,93	0,03	0,00	0,00
	Sombra	52,89	14,38	117,41	3,01	357,26	2,73	10,47	0,18
f_hid	0 a 1 m	16,59	4,51	151,35	3,88	312,76	2,39	166,88	2,87
	1 a 50 m	62,53	17,00	525,83	13,48	2216,83	16,94	1378,04	23,70
	50 a 100 m	59,88	16,28	502,03	12,87	2352,93	17,98	1287,33	22,14
	mais de 100 m	228,81	62,21	2721,59	69,77	8203,85	62,69	2981,69	51,28
f_alt	20 a 100 m	231,50	62,94	738,42	18,93	599,36	4,58	111,06	1,91
	100 a 150 m	8,50	2,31	255,89	6,56	888,57	6,79	328,52	5,65
	150 a 200 m	2,54	0,69	168,51	4,32	1006,34	7,69	525,05	9,03
	200 a 250 m	0,07	0,02	98,30	2,52	825,75	6,31	667,51	11,48
	250 a 300 m	1,18	0,32	153,30	3,93	844,07	6,45	759,38	13,06
	300 a 350 m	20,12	5,47	606,18	15,54	1624,02	12,41	706,46	12,15
	350 a 400 m	5,59	1,52	468,88	12,02	1692,07	12,93	657,04	11,30
	400 a 450 m	1,03	0,28	138,48	3,55	1273,30	9,73	692,51	11,91
	450 a 500 m	1,14	0,31	153,30	3,93	1138,52	8,70	512,26	8,81
	500 a 550 m	31,52	8,57	189,58	4,86	978,86	7,48	384,34	6,61
	550 a 600 m	2,87	0,78	141,21	3,62	875,48	6,69	259,33	4,46
	600 a 650 m	9,64	2,62	305,82	7,84	889,87	6,80	169,78	2,92
	650 a 720 m	52,12	14,17	483,70	12,40	450,17	3,44	40,70	0,70
f_ori	337,5° - 22,5°	41,93	11,40	491,89	12,61	1562,51	11,94	357,59	6,15
	22,5° - 67,5°	31,41	8,54	578,88	14,84	1786,29	13,65	279,68	4,81
	67,5° - 112,5°	79,93	21,73	638,17	16,36	2049,33	15,66	462,84	7,96
	112,5° - 157,5°	37,81	10,28	491,11	12,59	1612,24	12,32	1032,08	17,75
	157,5° - 202,5°	62,16	16,90	534,02	13,69	1730,02	13,22	942,53	16,21
	202,5° - 247,5°	47,78	12,99	461,46	11,83	1795,45	13,72	929,74	15,99
	247,5° - 292,5°	31,12	8,46	320,26	8,21	1444,74	11,04	1084,99	18,66
	292,5° - 337,5°	35,68	9,70	384,62	9,86	1105,80	8,45	725,07	12,47

Legenda:

f_dec – fator declividade; f_geo – fator geologia; f_via – fator distância a estradas; f_uso – fator uso do solo e cobertura vegetal; f_hid – fator distância a cursos d'água; f_alt – fator altimetria e f_ori – fator orientação.

B.S. – Baixa Suscetibilidade; **M.S.** – Média Suscetibilidade; **A.S.** – Alta Suscetibilidade e **M.A.S.** – Muito Alta Suscetibilidade.

A Tabela 38 mostra uma síntese das características relativas à geologia, relevo, uso e ocupação do solo de cada classe (grau) de suscetibilidade na área de estudo, onde foram consideradas as limitações quanto à ocupação e uso dessas áreas.

Tabela 38 - Caracterização das classes de suscetibilidade a movimentos de massa.

Baixa Suscetibilidade	Média Suscetibilidade	Alta suscetibilidade	Muito alta Suscetibilidade
<p>As pequenas porções de áreas de baixa suscetibilidade a deslizamentos concentram-se na parte sul e sudeste da área de estudo e são as mais apropriadas para ocupação urbana e construção de edificações.</p> <p>Geologia: predomínio da Formação Botucatu (36,49%) e de depósitos aluviais/coluviais (35,00%).</p> <p>Relevo: áreas planas (33,85%) a suave onduladas (58,70%),</p> <p>Uso do solo e cobertura vegetal: as maiores áreas de compreendem solo exposto (44,52%), campo (26,22%) e culturas anuais (24,89%).</p>	<p>Apresentam na maioria dos terrenos, as melhores condições para a ocupação urbana, resguardando-se, entretanto, as características fisiográficas básicas.</p> <p>Declividades de até 15% limitam a construção civil, ocupação mais restrita entre 15 e 30%, implicando a adoção de soluções técnicas não convencionais.</p> <p>Geologia: maiores áreas compostas pela Fm. Serra geral tipo 2 (36,57%), seguido do tipo 1 (30,54%).</p> <p>Relevo: predominam o relevo suave ondulado (34,62%) e moderadamente ondulado (22,62%).</p> <p>Uso do solo e cobertura vegetal: a maioria da área é composta por solo exposto (38,11%), campo (31,56%) e culturas anuais (17,87%).</p>	<p>Características do meio físico indicam utilização restrita e controlada. Os processos de urbanização não são recomendados, por implicarem o uso de técnicas não convencionais e elevados custos de infra-estrutura, os riscos geotécnicos são altos.</p> <p>Geologia: predominam áreas compostas pela Fm. Serra geral tipo 2 (71,36%), seguido do tipo 1 (24,00%).</p> <p>Relevo: forte ondulado (53,21%), ondulado (17,45%) e montanhoso (16,32%).</p> <p>Uso do solo e cobertura vegetal: maiores áreas compostas por mata (31,45%) e campo (30,71%).</p>	<p>O parcelamento do solo em terrenos com declividade igual ou superior a 30% é vedado, exceto se atendidas as exigências específicas das autoridades competentes. Devem ser totalmente preservados estes terrenos, devido à cobertura vegetal densa e de grande porte, aliada as características físicas desta classe.</p> <p>Geologia: predominam as áreas compostas pela Fm. Serra geral tipo 2 (92,25%), seguido do tipo 1 (7,51%).</p> <p>Relevo: a maioria da área apresenta relevo forte ondulado (63,65%) e montanhoso (24,57%).</p> <p>Uso do solo e cobertura vegetal: é composta principalmente por mata (96,84%).</p>

Através da análise da Tabela 39, gerada a partir da tabulação cruzada (mapa de suscetibilidade final x cadastro movimentos de massa), pode ser observada a alta correlação dos movimentos de massa da área com a classe de suscetibilidade muito alta, apresentando 60,61% das ocorrências, na classe de suscetibilidade alta foram observadas 25 ocorrências de movimentos de massa (37,88% do total de movimentos na área), para a classe média suscetibilidade 1 ocorrência e nenhuma ocorrência para a classe baixa suscetibilidade.

Tabela 39 - Avaliação do método AHP para as áreas de suscetibilidade.

Classes de suscetibilidade	Movimentos de massa	%
Baixa	0	0,00
Média	1	1,52
Alta	25	37,88
Muito alta	40	60,61
Total	66	100,00

Após a finalização do mapa de suscetibilidade a movimentos de massa, foi realizada uma verificação em campo com o objetivo de avaliar e comparar o produto cartográfico com a realidade observada no terreno.

Foram escolhidos, aleatoriamente, pontos em áreas de muito alta susceptibilidade e extraídas suas coordenadas de mapa, que posteriormente, foram verificados com uso de GPS, no campo. Nos locais observados as áreas avaliadas realmente são condizentes com o mapa, apresentando características geológico-geotécnicas com potencial para a ocorrência de deslizamentos.

Em alguns pontos de muito alta susceptibilidade avaliados, foi observada a presença de movimentos de massa que não haviam sido levantados na fase de inventário, demonstrando a qualidade do produto cartográfico final.

CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES

A utilização de Sistema de Informações Geográficas (SIG's) permitiu a geração de um conjunto de informações georreferenciadas, com base nas quais foi possível caracterizar os condicionantes geológico-geomorfológicos atuantes na deflagração dos movimentos de massa, facilitando sua análise e compreensão, possibilitando a elaboração de uma proposta metodológica voltada para caracterização de áreas naturalmente suscetíveis a movimentos de massa na região Nordeste do Rio Grande do Sul.

SIG e Sensoriamento Remoto aplicados a áreas de suscetibilidade a movimentos de massa mostraram ser ferramentas poderosas, desde a geração e análise dos dados, até a obtenção dos resultados, facilitando e tornando ágil o processo de elaboração dos mapas temáticos e mapas de suscetibilidade, devido à quantidade de recursos gráficos, além de facilitar o armazenamento, atualização e reprodução destas informações.

Com o SIG também se torna possível o cruzamento dos dados levantados e a formulação de testes para avaliação das condicionantes geoambientais de forma rápida, sendo fácil realizar a sobreposição de diversos mapas gerados a partir de bases em diferentes escalas, o que permite uma rápida avaliação da influência dos diferentes fatores em relação à ocorrência de movimentos de massa, oferecendo ainda uma série de ferramentas estatísticas para análise e tratamento dos dados gerados.

A técnica AHP, para inferência geográfica, apresentou bons resultados, mostrando uma correlação alta de 60,61% entre movimentos de massa e muito alta susceptibilidade, (40 dos 66 movimentos de massa constantes no inventário estão em áreas de muito alta susceptibilidade) e 37,88% dos deslizamentos estão em áreas de alta suscetibilidade. Com a utilização dessa técnica foi possível diminuir a subjetividade do processo de atribuição de pesos para os fatores, no mapa de suscetibilidade.

A partir das diferentes etapas de geração do mapa de suscetibilidade foi possível uma melhor compreensão das condicionantes geológico-geotécnicas que tem influência sobre movimentos de massa na área de estudo.

Considerando que a maioria das cicatrizes (levantadas em campo e a partir de fotografias aéreas) são relacionadas ao evento desencadeado pelas precipitações extremas ocorridas em dezembro de 2000, e a partir das variáveis geoambientais utilizadas no trabalho, a síntese da influência das condicionantes geológico-geotécnicas mostra a declividade como fator essencial na ocorrência dos processos, sendo que a maior frequência de movimentos de massa encontra-se em declividades entre 45 e 100%, demonstrando a importância da

espessura do solo associada a encostas com tais declividades e que nas encostas mais íngremes os solos já foram removidos por movimentos anteriores.

As médias encostas com altitudes no intervalo entre 200 e 450 metros foram as que tiveram maior ocorrência de movimentos de massa, nestas áreas encontram-se as maiores espessuras de solo que aliadas a declividades favoráveis, tornam-se mais propensas à deflagração de movimentos de massa.

Em relação à orientação, as encostas com maior quantidade de deslizamentos, foram as com direções sudeste, oeste e noroeste, em decorrência de estarem mais expostas as condições climáticas.

As áreas formadas pelas efusivas toleíticas básico-intermediárias e ácidas, intercalando na base arenitos eólicos intertraps: intrusões e derrames picríticos tipo Gravataí sucedidos por basaltos tipo Gramado (Formação Serra Geral tipo 2), foram as que apresentaram mais cicatrizes de deslizamentos, ficando comprometida a correlação direta, devido a grande área ocupada pela mesma.

A proximidade com estradas e drenagens demonstrou uma correlação elevada, com praticamente metade dos movimentos de massa na área de estudo ocorrerem a uma distância de até 100 metros de drenagens e estradas. Demonstrando a instabilidade de áreas próximas a cursos d'água, onde a erosão é acentuada, devido a forma da encosta e umidade elevada e o potencial a movimentos de massa em áreas próximas a estradas gerado pelos cortes inadequados nas encostas.

Para trabalhos futuros, a inclusão de outras informações no banco de dados, possibilitará a avaliação de outros parâmetros geoambientais importantes no modelo conceitual, tais como a forma da encosta, mapa de solos, distância a estruturas geológicas e oscilação do lençol freático, que comprovadamente exercem uma atuação direta na deflagração dos processos de movimentos de massa.

É recomendada também a realização de pesquisas em outras áreas-teste com potencial a movimentos de massa, na serra do Rio Grande do Sul, com características geológico-geotécnicas distintas para que se possa comparar a influência dos fatores.

A pesquisa realizada demonstra a necessidade do aprimoramento de técnicas e propostas metodológicas para elaboração de mapas de suscetibilidade na região da serra do Rio Grande do Sul, buscando análises mais quantitativas, a partir da inclusão de dados aqui não utilizados, que podem trazer uma melhora nas estimativas das áreas de suscetibilidade a movimentos de massa, bem como, a inserção de informações para a determinação das conseqüências causadas por estes fenômenos (cartas de risco a movimentos de massa). A elaboração de mapas mais completos, trazendo recomendações de uso e ocupação mais específicos possibilitará a geração de mapas com finalidades diversas, que sirvam de suporte a decisões específicas, levando a documentos mais completos e de aplicação mais abrangente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDALLAH, C.; CHOROWICZ, J.; KHEIR, R.B.; KHAWLIE, M. (2005). *Detecting major terrain parameters relating to mass movements occurrence using GIS, remote sensing and statistical correlations, case study Lebanon*. Remote Sensing of Environment, n.99, p.448-461.
- ABRAMS, M.; HOOK, S. (2002). *ASTER User Handbook*. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California. 135p.
- ALMEIDA, F.F.M. (1953). *Botucatu, um deserto triássico da América do Sul*. DNPM Div. Geol. Min., notas preliminares e estudos, Rio de Janeiro, v.86, 21p.
- ALMEIDA, F.F.M. (1980). *Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil*. São Paulo, Relatório da PAULIPETRO n.14091, 187p.
- ALMEIDA, F.F.M. (1981). Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: *Simpósio Regional de Geologia*, 3, 198. São Paulo: SBG, 1981. v.1, p.1-20.
- AMARAL, C.; FURTADO, A. (2004). Large-scale landslide risk mapping at Favela da Formiga, Rio de Janeiro. In: LACERDA, EHRLICH, FONTOURA & SAYÃO (Eds) *Landslides: Evaluation and Stabilization*. Taylor & Francis Group, London, p.293-296.
- ARAÚJO, P.C.; RIEDEL, P.S.; SANTORO, J.; VEDOVELLO, R.; TOMINAGA, L.K.; BROLLO, M.J.; TAVARES, R. (2004). Analysis of susceptibility to gravitational mass flows base don conditional probability. In: LACERDA, EHRLICH, FONTOURA & SAYÃO (Eds) *Landslides: Evaluation and Stabilization*. Taylor & Francis Group, London, p.251-255.
- AZAMBUJA, M.A.; AZAMBUJA, E.; NANNI, A.S.; UMANN, L.V.; STRAUSS, M. (2001). *Cadastro de Instabilidades e Projetos de Obras de Estabilização na RS 122 – Trecho entre São Vendelino e Nova Milano*. 125p.
- BANDEIRA, A.P.N.; COUTINHO, R.Q.; ALHEIROS, M.M. (2004). Landslide hazard map in an área of Camaragibe city, Pernambuco, Brazil. In: LACERDA, EHRLICH, FONTOURA & SAYÃO (Eds) *Landslides: Evaluation and Stabilization*. Taylor & Francis Group, London, p.303-309.
- BARREDO, J.I.; BENAVIDES, A.; HERVÁS, J.; VAN WESTEN, C.J. (2000). *Comparing heuristic landslide hazard assessment techniques using GIS in the Tirajana Basin, Gran Canária Island, Spain*, ITC Journal, Issue 1, p.9-23.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MEKFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E.M.; ROISENBERG, A.; STOLFA, D. (1984). *High and low TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): Petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin*. Neues Jahrbuch Miner. Abh., v.150, p.273-306.
- BLOOM, A.L. (1991), *Geomorphology: a systematic analysis of late cenozoic landforms*, London: Prentice Hall (UK), 348p.
- BRABB, E.E., (1991), *The world landslide problem*. Episodes, v.14, n.1, p.52-61.

- BURROUGH, P.A. (1986). *Principles of Geographical Information Systems and Land Resources Assessment*. Clarendon Press, Oxford, England, 194p.
- BURROUGH, P.A.; MCDONNELL, R. A. (1998). *Principles of geographical information systems*. Oxford: Oxford University Press. 333p.
- CÂMARA, G; DAVIS, C.; MONTEIRO, A.M.V. (2005). *Introdução a Ciência da Geoinformação*. Disponível na página www.dpi.inpe.br/gilberto/livro/introd/ acessado em dezembro de 2005.
- CÂMARA, G. (1994). *Anatomia de um SIG*. Revista Fator GIS, n.4 p.11-15.
- CAMPOS L.P.G. (1889). Seção Geológica. In: DERBY, O.A. *Relatório da Comissão Geográfica da Província de São Paulo*. Jorge Seckler, p.21-34.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1980), *Geomorfologia*. São Paulo: Edgard Blucher, 2ª ed., 188p.
- CARRARA, A.; CARDINALI, M.; GUZZETTI, F.; REICHENBACH, P. (1995). GIS Technology in mapping landslide hazard. In: CARRARA, A.; GUZZETTI, F. (Eds) *Geographical Information System in assessing natural hazards*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, Cap.8, p.135-175.
- COE, J.A.; GODT, J.W.; BAUM, R.L.; BUCKNAM, R.C.; MICHAEL, J.A. (2004). Landslide susceptibility from topography in Guatemala. In: LACERDA, EHRLICH, FONTOURA & SAYÃO (Eds) *Landslides: Evaluation and Stabilization*. Taylor & Francis Group, London, p.69-78.
- CORDANI, U.G.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAS FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. (1984). *Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras*. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. SINTEP, Ciência Técnica Petróleo, n.15, 70p.
- COROMINAS, J. e GARCIA, Y.A., (1997). *Terminologia de los movimientos de ladera*. IV Simposio Nacional sobre taludes y laderas inestables. Granada.
- COUTINHO, M.G.N.; SANTOS, E.L.; SIVA, L.C.; FILHO, V.O.; ROISENBERG, A.; RAMALHO, R.; HARTMANN, L.A. (1984). Os Escudos sul-rio-grandense e catarinense e a Bacia do Paraná. In: SCHOBENHAUS, C; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (Eds.). *Geologia do Brasil*. Brasília: DNPM, p.331-355.
- CPRM (1998). *Mapeamento geológico integrado da bacia hidrográfica do Guaíba: carta geológica: Folha SH-22-V-D – Caxias do Sul escala 1:250.000*. Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. Porto Alegre, RS, Material cartográfico.
- CPRM (2005) – Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. www.cprm.gov.br, página acessada em dezembro de 2005.
- CREPANI, E.; MEDEIROS, J.S. (2001). Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento aplicados ao estudo de movimentos de massa no município de Caraguatatuba – SP. In: *Simpósio brasileiro de sensoriamento remoto, 10*. Foz do Iguaçu. Anais. INPE p.931-933.
- CROSTA, A.P.(1993). *Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto*. Campinas, SP: IG/UNICAMP, 170p.
- CROZIER, M.J. (1986), *Landslides: causes, consequences and environment*. London: Croom Helm, 304p.
- CRUDEN, D.M. (1991). *A simple definition of a landslide*. Bulletin of the international Association of Engineering Geology, n.43, p.27-29.
- DAI, F.C.; LEE, C.F. (2001). *Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS*, Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology*, v.42, n.3-4, p.213-228.

DEERE, D.V. (1971). Slope Stability in Residual Soils, In: *State of the Art Paper*. Porto Rico: Fourth Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Proc., vol.I, p.81-170.

DIAS, F.P.; HERRMANN, M.L.P. (2002). *Análise da Susceptibilidade a Deslizamentos no Bairro Saco Grande, Florianópolis-SC*. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Revista Universidade Rural, Série Ciências Exatas e da Terra, v.21(1), p.91-104.

DIETRICH, W.E.; MONTGOMERY, D.R. (1998). *SHALSTAB: A digital terrain model for mapping shallow landslide potential*. National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement, Technical Report: 26p.

DONATI, L.; TURRINI, M.C. (2002). *An objective method to rank the importance of the factors predisposing to landslides with the gis methodology: application to na área of the Apennines (Valnerina; Perugia, Italy)*. Engineering Geology, v.63, p. 77-289.

EMBRAPA.UEPAE-BG (1982). *Relatório Anual – 1981*. Bento Gonçalves: EMBRAPA.UEPAE-BG, 150p.

EMBRAPA (1995). *Sistema de avaliação da aptidão agrícola das terras*. RAMALHO FILHO, A.; BEEK, K.J., 3 ed. rev. – Rio de Janeiro. EMBRAPA/CNPS. 65p.

EMBRAPA.UVA E VINHO (2000). *Dados Meteorológicos – 1999*. Bento Gonçalves: EMBRAPA. UVA E VINHO, Documentos 30, 24p.

ERLANK, A.J.; MARSH, J.S.; DUNCAN, A.R.; MILLER, R.M.G.; HAWKESWORTH, C.J.; BETTON, P.J.; REX, D.C. (1984). *Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namíbia*. Special Publication of Geological Society of South Africa, v.13, p.195-245.

FALCADE, I, FLORES, C.A.; FASOLO, P.J.; POTTER, R. (1999). O Vale dos Vinhedos no Contexto Ambiental Regional. In: FALCADE, I.; MANDELLI, F. (Eds.). *Vale dos Vinhedos*. Caxias do Sul: EDUCS, p.35-40.

FERNANDES, N.F.; AMARAL, C.P. (2003), Movimentos de massa uma abordagem geológica-geomorfológica. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. (Eds.) *Geomorfologia e meio ambiente*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, Cap.3, p.123-194.

FERNADES, N.F.; GUIMARÃES, R.F.; GOMES, R.A.T.; VIEIRA, B.C.; MONTGOMERY, B.R.; GRIMBERG, H. (2001). *Condicionantes Geomorfológicos dos Deslizamentos nas Encostas: Avaliação de Metodologias e Aplicação de Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis*. Revista Brasileira de Geomorfologia, v.2, n.1, p.51-71.

FILHO, O.A.; MAGALHÃES, F.S. (2004). Identification of slope instability hazard áreas in the Anchieta – Imigrantes highway system, located in the Serra do Mar mountain rang, São Paulo State, Brazil. In: LACERDA, EHRLICH, FONTOURA & SAYÃO (Eds) *Landslides: Evaluation and Stabilization*. Taylor & Francis Group, London, p.273-279.

FILHO, O A.; VIRGILI, J.C. (1998). Estabilidade de Taludes. In: OLIVEIRA, M.S.; BRITO, S.N.A. (Eds.). *Geologia de Engenharia*. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, p.243-269.

FILHO, O.A.; WOLLE, C.M. (1996). *Cartas de risco de escorregamentos: uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilha Bela, SP*. São Paulo: ABGE, Revista Solos e Rochas, v.19, n.1, p.45-62.

FLORES, C.A.; FASOLO, P.J.; POTTER, R. (1999). Solos: Levantamento semidetalhado. In: FALCADE, I.; MANDELLI, F. (Eds.). *Vale dos Vinhedos*. Caxias do Sul: EDUCS, p.87-134.

FREIRE, E.S.M. (1965), *Movimentos Coletivos de Solos e Rochas e sua Moderna Sistemática*. Construção, Rio de Janeiro, p.10-18.

GARCIA, R.A.C.; ZÊZERE, J.L. (2004). Abadia Basin (Torres Vedras, Portugal) – a case study of landslide susceptibility assessment and validation. In: LACERDA, EHRLICH, FONTOURA & SAYÃO (Eds) *Landslides: Evaluation and Stabilization*. Taylor & Francis Group, London, p.91-95.

GLENN, N.F.; STREUKTER, D.R.; CHADWICK, D.J.; THACKRAY, G.D.; DORSCH, S.J. (2006). *Analysis of LiDAR-derived topographical information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity*. *Geomorphology* n.73 (2006) p.131-148.

GONZALES, G.A.J.; ZAMUDIO, H.E.; CASTELLANOS, J.R. (1999). *Relaciones de precipitación crítica – duración de lluvias que disparan movimientos de masa em Santafé de Bogotá – Colômbia*. XI Panamerican Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering (PCSMGE), Foz do Iguaçu, p.709-716.

GORSEVSK, P.V.; FOLTZ, R.B.; GESSLER, P.E.; CUNDY, T.W. (2001). *Statistical Modeling of Landslides Hazard using GIS*. Reno, Nevada, Proceedings of the Seventh Federal Interagency Sedimentation Conference, p.103-109.

GRAY, D. (1995). Influence of vegetation on the stability of slopes. In: *International Conference on the Interaction of Vegetation with Natural and Formed Slopes, 1994*, Oxford. Proceedings...London: Thomas Telford p.2-25.

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

GUZZETTI, F.; CARRARA, A.; CARDINALI, M.; REICHENBACH, P. (1999). *Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy*. *Geomorphology* vol.31 n. 1-4 p.181-216.

GUZZETTI, F.; REICHENBACH, P.; ARDIZZONE, F; CARDINALI, M.; GALLI, M. (2006). *Estimating the quality of landslide susceptibility models*. *Geomorphology* (2006) 19p.

HASENACK, H.; WEBER, E. (2006). *Dados espaciais da Serra Gaúcha*. Porto Alegre, UFRGS –IB – Centro de Ecologia. CD-ROM (Série Geoprocessamento n. 1).

HAVENITH, H.B.; STROM, A.; CACERES, F.; PIRARD, E. (2006). *Analysis of landslide susceptibility in the Suusamy region, Tien Shan: statistical and geotechnical approach*. *Journal of the International Consortium on Landslides*, Springer-Verlag. *Landslides* (2006), vol.3 p.39-50.

HAWKESWORTH, C.J.; GALLAGHER, K.; KELLEY, M.; MANTOVANI, M.S.; PEATE, D.W.; RAGELOUS, M.; ROGERS, N.M., (1992). Paraná Magmatism and the opening of the South Atlantic. In: *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geological Society Special Publication, p.221-240.

HERVÁS, J.; BARREDO, J.I.; ROSIN, P.L.; PASUTO, A.; MANTOVANI, F.; SILVANO, S. (2003). *Monitoring landslides from optical remotely sensed imagery: the case history of Tessina landslide, Italy*. *Geomorphology*, v.54 p.63-75.

HOEK, E.; BRAY, J. (1981). *Rock Slope Engineering*. London, Institution of Mining and Metallurgy, 309p.

HUNT, R.E. (1984). Landslides and other slope failures. In: *Geotechnical Engineering Investigation Manual*. McGraw-Hill series in Geotechnical Engineering, p.665-784.

HUTCHINSON, J.N. (1988), *General Report: Morphological and Geotechnical Parameters of Landslides in Relation to Geology and Hydrogeology*. 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, vol.1, p.3-35.

IBGE (1986). *Levantamento de Recursos Naturais, volume 33: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra - Folha SH-22 Porto Alegre e parte das Folhas SH-21 Uruguaiana e SI-22 Lagoa Mirim*. Rio de Janeiro: IBGE, v.33.

INFANTI, J.R.; FILHO, N.F. (1998). Processos de Dinâmica Superficial. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. (Eds). *Geologia de Engenharia*. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 586p.

IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas (1991), *Manual de Ocupação de Encostas*. CUNHA, M.A. (Coord.). Publicação IPT n.1831, 216p.

JAIN, K.; RAVIBABU, M.V. (2005). *Identification of landslide zones using ASTER generated digital elevation model*. Sierra Atlantic Hosts IDL and ENVI user meeting, em www.ittvis/idl/idl_app_sierra_atlantica.asp. página acessada em agosto de 2005.

KOEPPEN, W. (1948). *Climatologia: com um estudo de los climas de la tierra*. México: Fondo de Cultura Econômica, 478p.

LARA, A.A.; MARQUES E.A.G.; ALMEIDA A.C.R. (1997). *Mapeamento de riscos de acidentes associados a escorregamentos – morro da Serrinha, Rio de Janeiro, Brasil*. 2ª Conferência brasileira sobre Estabilidades de Encostas (COBRAE), Rio de Janeiro. Anais: ABMS/ABGE, v.2, p.837-846.

LE BAS, M.J.; STRECKEISEN, A.L. (1991). *The IUGS systematics of igneous rocks*. Journal of the Geological Society, v.148, p.825-833.

LEE, S.; RYU, J. (2004). Probabilistic landslide hazard mapping using GIS and Remote Sensing data at Boun, Korea. In: LACERDA, EHRlich, FONTOURA & SAYÃO (Eds) *Landslides: Evaluation and Stabilization*. Taylor & Francis Group, London, p.91-95.

LEINZ, V. (1949). *Contribuição à geologia dos derrames basálticos do Sul do Brasil*. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, v.103(3), p.1-61.

LEROI, E. (1997). Landslides risk mapping: problems, limitations and developments. In: Cruden, D.M. e Fell, R. (Eds) *Landslides Risk Assessment*. Balkema, Rotterdam: p.239-250.

LILLESAND, T.M. e KIEFER, R.W. (1987). *Remote Sensing and Image Interpretation*. 2ª edição.

LISBOA, N.A. (1993). *Compartimentação hidrogeológica e diferenciação hidrogeoquímica em aquíferos do extremo sul do Planalto Meridional do Rio Grande do Sul*. In: Simpósio Brasileiro de Recursos hídricos n. 10, Gramado, RS. Anais, p.539-548.

LIU, J.G.; MASON, P.J.; CLERICI, N.; CHEN, S.; DAVIS, A.M. (2003). *Landslides hazard assessment in the Three Gorges Area of the Yangtze River using ASTER imagery*. IEEE publications, www.ieeexplore.ieee.org, página acessada em agosto de 2005.

LUIZ, E.L.; HERRMANN, M.L.P. (2003). *Influência do comportamento das precipitações na análise de susceptibilidade a enchentes e deslizamentos em zonas subtropicais: o caso da região da grande Florianópolis*. X Simpósio de Geografia Física Aplicada, Revista GeoUERJ, n. especial de 2003, p.1609-1615.

MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M., NARDY, A.J.R. (1988). Geological and Magmatic aspects of the Paraná Basin – an introduction. In: PICCIRILLO E.M.; MELFI, A.J. (Eds.) *The Mesozoic*

flood volcanism of the Paraná Basin, petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo: Universidade de São Paulo, p.1-13.

MILANI, E.D. (2000). Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná. In: DE ROS, L.F.; HOLZ, M. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, p.275-302.

MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. (1994). *Bacia do Paraná*. Boletim Geociências da Petrobrás, v.8(1), p.69-82.

MORGAN, R.P.C., (1996). *Soil Erosion and Conservation*. Addison – Woesley, 2. ed.

NIMER, C.R. (1989). *Clima do Brasil*. Rio de Janeiro: IBGE, 2 ed, 422p.

NUMMER, A.V. (2003), *Parâmetros Geológico-Geotécnicos controladores dos Movimentos de Massa na Rota do Sol/RS 486 – Itati, RS*. Tese de Doutorado, PPGE-UFRGS, Porto Alegre, 220 p.

ODAJIMA, T.; TSUCHIDA, S.; YAMAGUCHI, Y.; KAMAI, T.; SIAGIAN, Y.; SUGALANG (1998). *GIS and Remote Sensing based analysis of landslide hazards in Cianjur, West Java, Indonésia*. International Symposium on application of Remote Sensing and Geographic Information System to disaster reduction, p.185-190.

OHLMACHER, G.C.; DAVIS, J.C. (2003). *Using Multiple Logistic Regression and GIS Technology to Predict Landslid Hazard in Northeast Kansas, USA*. Engineering Geology 69 (2003), p.331-343.

PAUDITS, P.; BEDNÁRIK, M. (2002). Using GRASS in evaluation of landslide susceptibility in Handlovská kotlina Basin. Proceedings of the Open source GIS – GRASS users conference 2002 – Trento, Itália, p.1-11.

PHI, N.Q.; BAC, B.H. (2004). *Landslides hazard mapping using Bayesian approach in GIS – case study in Yangsan Area, Korea*. International Symposium on Geoinformatics for Spatial Infraestructure Development in Earth and Allied Sciences.

RAGHAVAN, V.; MASUMOTO, S.; KAJIYAMA, A.; NEMOTO, T.; FUJITA, T. (2004). *Landslides hazard zonation using the grass GIS: a case study in the Ojiva District, Nigata Prefecture, Japan*. International Symposium on Geoinformatics for Spatial Infraestructure Development in Earth and Allied Sciences.

RAMAKRISHNAN, S.S.; KUMAR, V.S.; SADIQ, M.G.S.M.Z.; ARULRAJ, M.; VENUGOPAL, K. (2002). *Landslides disaster management and planning – a GIS based approach*. Indian Cartographer, p.192-195.

RAJA GABAGLIA, G.P.; FIGUEIREDO, A.M.F. (1990). Evolução dos conceitos acerca das classificações de bacias sedimentares. In: RAJA GABAGLIA, G.P.; MILANI, E.J. (Eds.) *Origem e Evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRAS/SEREC/CEN-SUD, p.31-45.

REGINATO, P. A. R. (2003). *Integração de dados geológicos para prospecção de aquíferos fraturados em trecho da Bacia Hidrográfica Taquari-Antas (RS)*. Tese de Doutorado, PPGEM-UFRGS, Porto Alegre, 254 p.

RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.; PREVOT, M.; PERRIN, M. (1992). *The age of Parana Flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary*. Science, v.258, p.975-979.

RENNE, P.R.; GLEN, J.; MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R. (1996). *Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestwern Africa*. Geology, v.24(7), p.659-662.

- RICHARDS, J.A. (1993). *Remote sensing digital image analysis : an introduction*. Berlin: Springer-Verlag.
- RICKSON, R.J. (1995). Simulated vegetation and geotextiles. In: MORGAN, R.P.C.; RICKSON, R.J.(Eds.). *Slope stabilization and erosion control a bioengineering approach*. London: E&FN Spon, p.95-125.
- ROISENBERG, A.; SANTOS, E.L.; SIVA, L.C.; FILHO, V.O.; COUTINHO, M.G.N.; RAMALHO, R.; HARTMANN, L.A. (1984). Os Escudos sul-rio-grandense e catarinense e a Bacia do Paraná. In: SCHOBENHAUS, C; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (Eds.). *Geologia do Brasil*. Brasília: DNPM, p.331-355.
- ROISENBERG, A.; CHIES, J.O. (1987). *Vulcanismo Basalto-Riolítico da Formação Serra Geral e Mineralizações associadas*. In: 1º Congresso Brasileiro de Geoquímica, Porto Alegre, SBG, p.38-54.
- ROISENBERG, A. (1989). *Petrologia e geoquímica do vulcanismo ácido mesozóico da Província Meridional da Bacia do Paraná*. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado em Geociências, 285p.
- ROISENBERG, A.; VIERO, A.P. (2000). O vulcanismo magmático da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: DE ROS, L.F.; HOLZ, M. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, p.355-374.
- SAATY, R.W. (1987). *The analytic hierarchy process--what it is and how it is used*. Mathematical Modeling 9(3), p.161-176.
- SAHA, A.K.; GUPTA, R.P.; SARKAR, I.; ARORA, M.K.; CSAPLOVIES, E. (2005). *An approach for GIS-based statistical landslide susceptibility zonation – with a case in the Himalayas*. Landslides – Journal of the International Consortium on Landslides, Springer-Verlag.
- SALTER, R.T.; CRIPPEN, T.F.; NOBLE, K.E. (1981). *Storm Damage Assessment of Thames-Te Aroha Area following the Storm of April 1981: Final Report*. Water and Soil Science Centre, New Zealand Ministry of Works and Developments, Report n.44.
- SANTOS, A.R. (2004). *A grande barreira da Serra do Mar: da trilha dos Tupiniquins à Rodovia dos Imigrantes*. São Paulo : O Nome da Rosa, 122p.
- SARAIVA, R.M.; RODRIGUES, J.E.(1994). Aplicação de Metodologia de Mapeamento Geotécnico como Subsídio ao Planejamento Ambiental. In: *Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos, X, Foz do Iguaçu, 1994*. Anais. Foz do Iguaçu (PR), COBRAMSEF. V. 3, pp. 939-946.
- SARAIVA, R. M. (1995). *Mapeamento Geotécnico da Folha de Socorro (SP) com Base na Análise das Formas de Relevo (Landforms)*. 2v. Dissertação (mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.
- SCHERER, C.M.S. (1998). *Análise litofaciológica da Formação Botucatu (Neocomiano) no Estado do Rio Grande do Sul*. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 208p.
- SCHERER, C.M.S.; FACCINI, U.F.; LAVINA, E.L. (2000). Arcabouço estratigráfico do mesozóico da Bacia do Paraná. In: DE ROS, L.F.; HOLZ, M. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, p.335-354.
- SELBY, M.J. (1993). *Hillslope Materials and Process*. New York: Oxford University Press, 451p.
- SHARPE, C.F.S. (1938), *Landslides and related phenomena*. Columbia University press, New York.

- SILVA, M.A.S.; MEDEIROS, J.S.; MONTEIRO, A.M.V.; CREPANI, E. (2002). *Computação Inteligente e Sistema de Informação Geográfica na Análise Espacial: Estudo da Vulnerabilidade aos Movimentos de Massa no Município de Caraguatatuba-SP, através da Lógica Nebulosa*. Anais. I Simpósio Regional de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto, Aracaju/SE, 4p.
- SKEMPTON, A.W.; HUTCHINSON, J.N. (1969). Stability of Natural Slopes and embankment foundations. State of the Art report, In: *ICSMFE 7th, 1969*. México: State of the Art, p.291-340.
- SLOSS, L.L. (1963). *Sequences in the Cratonic Interior of North America*. Geological Society of America Bulletin, v.74, p.93-114.
- SOARES, P.C.; SOARES A.N.; FIORI, A.F. (2002). *Raciocínio Probabilístico aplicado à susceptibilidade de escorregamentos: um estudo de caso em Campo Largo, Paraná, Brasil*. Editora UFPR, Boletim Paranaense de Geociências, n.51 p.59-76.
- SOETERS, R.; VAN WESTEN, C.J. (1996). Slope instability recognition, analysis, and zonation. In: TURNER, A.K.; SCHUSTER, R.L. *Landslides Investigation and Mitigation*, Special Report 247, Transportation Research Board, National research Council, Washington D.C., p.129-177.
- STERLACCHINI, S.; MASETTI, M.; POLI, S. (2004). Spatial integration of thematic data for predictive landslide mapping: a case study from Oltrepo Pavese Área, Italy In: LACERDA, EHRlich, FONTOURA & SAYÃO (Eds) *Landslides: Evaluation and Stabilization*. Taylor & Francis Group, London, p.109-115.
- SULSOFT (2004). *Guia do ENVI em português*.
- SUMMERFIELD, M.A. (1991). *Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landforms*. Longman Scientific and Technical, 537p.
- THACH, N.N.; HUNG, N.T. (2004). *Remote Sensing and Geographical Information System Methods to Study Evaluate and Estimate Gravitational LandSlid in Son La Area*. International Symposium on Geoinformatics for Spatial Infrastructure development in Earth end Allied Science.
- TOUTIN, T. (2001). *DEM Generation from New VIR Sensors: IKONOS, ASTER and Landsat-7*. IEEE-IGARSS 2001 Proceedings, Sydney, Australia.
- TROEH, F.R. (1965). *Landform equations fitted to contour maps*, American Journal of Sciences, 263, p.616-627.
- TURNER, S.; REGELOUS, M.; HAWKESWORTH, C. (1994). *Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: High precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology*. Earth and Planetary Letters, v.121, p. 333-348.
- USGS (2004). *Landslides Types and Processes*. U.S. Geological Survey, Fact Sheet n. 2004-3072, 4 p.
- VAN WESTEN, C.J., SOETERS, R.; SIJMONS, K. (2000). *Digital Geographical landslide hazard mapping of the Alpago area, Italy*. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation. Vol.2, Issue 1, p.51-59.
- VAN WESTEN, C.J. (2004). Geo-Information tools for landslides risk assessment: an overview of recents developments. In: LACERDA, EHRlich, FONTOURA & SAYÃO (Eds) *Landslides: Evaluation and Stabilization*. Taylor & Francis Group, London, p.39-56.
- VARNES, D.J. (1978), Slope movement and types and process. In: R.L. SCHUSTER; R.J. KRIZEK (Eds.) *Landslides: Analysis and control*. Transportation Research Board Special Report 176. National Academy of Sciences, Washington DC, p.11-33.

VARNES, D.J. (1984). *Landslide Hazard Zonation – A Review of the Principles and Practice*. International Association of Engineering Geology Commission on Landslides and Other Movements on Slopes. UNESCO, Natural Hazards Series, n.3, 63p.

VEIGA, P. (1973). *Estudo dos arenitos intertrapps da Formação Serra Geral na região de Santa Maria – RS*. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 88p.

VIEIRA, I.M.; KAZMIERCZAK, M.L.; MALTA, F.J.N.C. (2005). *Proposta Metodológica para Identificação de Áreas de Risco de Movimentos de Massa em Áreas de Ocupação Urbana. Estudo de Caso; Campos do Jordão, SP*. Anais XII Simp[osio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goânia, Brasil, INPE, p.335-342.

WHITE, I.C. (1908). *Relatório Final Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil*. Rio de Janeiro, v.1, 300p.

ZÁLAN, P.V.; MANTOVANI, M.S.M.; QUINTAS, M.C.L. (1997). *Contribuição para o estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná*. Rio de Janeiro: B. Geoci. PETROBRAS, v.11(1/2), p.48-73.

ZÁLAN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; CONCEICAO, J.C.; APPI, V.T.; NETO, E.V.S.; CERQUEIRA, J.R.; MARQUES, A. (1990a). The Paraná Basin, Brazil. In: Interior cratonic basins. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Memoir 51, p.681-707.

ZÁLAN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEICAO, J.C.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A.; MARQUES, A. (1988). Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: *Simpósio do Gondwana*. São Paulo.

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

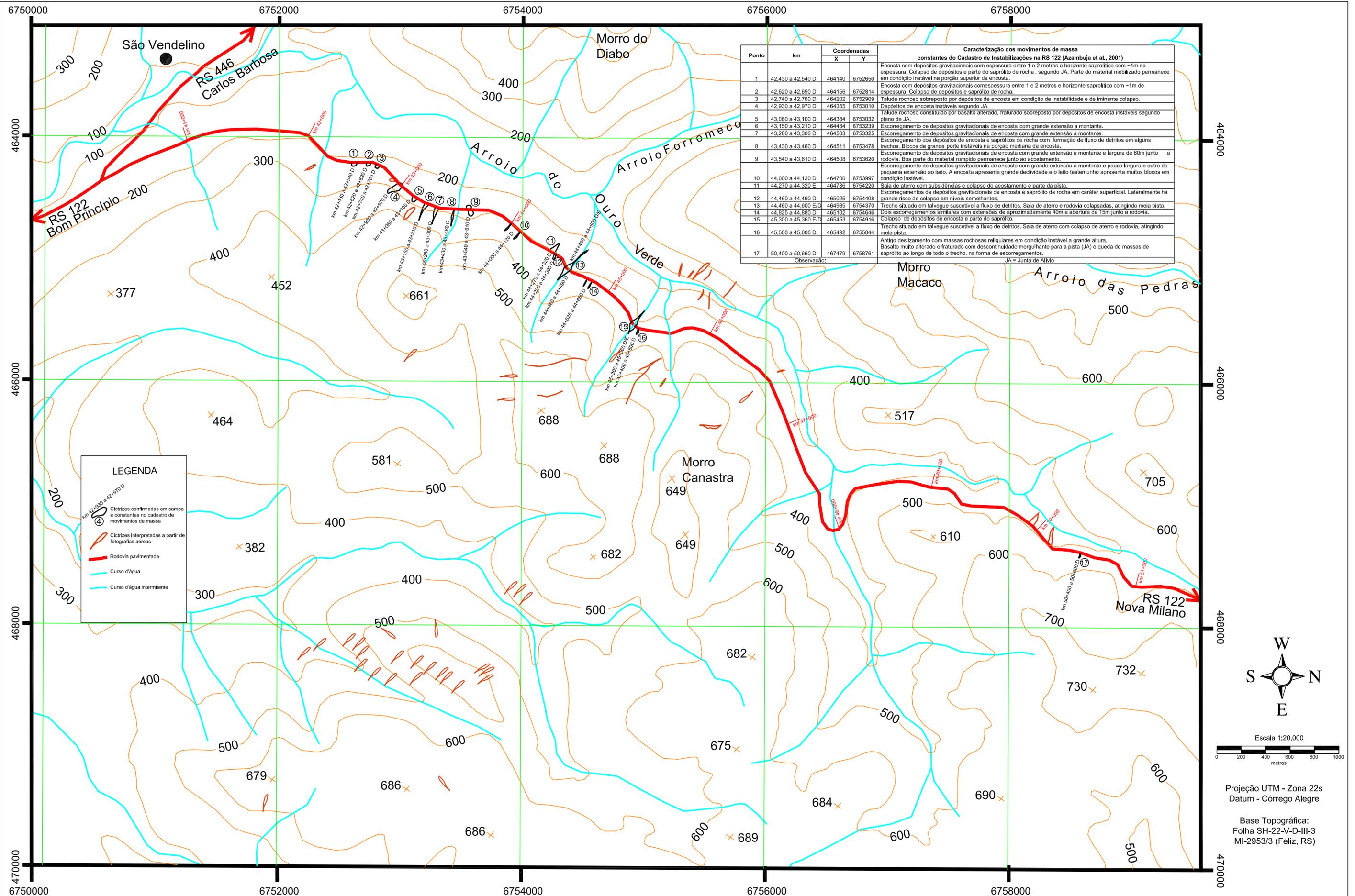
ZÊZERE, J.L.; RODRIGUES, M.L.; REIS, E.; GARCIA, R.; OLIVEIRA, S.VIEIRA, G.; FERREIRA, A.B. (2004). Spatial and temporal data management for the probabilistic landslide hazard assesstment considering landslides tipology. In: LACERDA, EHRlich, FONTOURA & SAYÃO (Eds) *Landslides: Evaluation and Stabilization*. Taylor & Francis Group, London, p.117-123.

ANEXOS

ANEXO 1 – Mapa Geológico Regional – CPRM – Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (1998)

**ANEXO 2 – Mapa de Inventário - Cadastro de Movimentos de
Massa**

ANEXO 3 – Mapa de Susceptibilidade a Movimentos de Massa



Ponto	km	Coordenadas		Caracterização dos movimentos de massa constantes do Cadastro de Instabilizações na RS 122 (Azambuja et al., 2001)
		X	Y	
1	42,430 a 42,540 D	464140	6752650	Encosta com depósitos gravacionais com espessura entre 1 e 2 metros e horizonte saprólítico com ~1m de espessura. Colapso de depósitos e parte do saprólito de rocha, segundo JA. Parte do material mobilizado permanece em condição instável na porção superior da encosta.
2	42,620 a 42,690 D	464156	6752814	Encosta com depósitos gravacionais com espessura entre 1 e 2 metros e horizonte saprólítico com ~1m de espessura. Colapso de depósitos e saprólito de rocha.
3	42,740 a 42,760 D	464202	6752909	Talude rochoso sobreposto por depósitos de encosta em condição de instabilidade e de iminente colapso.
4	42,930 a 42,970 D	464355	6753010	Depósitos de encosta instáveis segundo JA.
5	43,060 a 43,100 D	464384	6753032	Talude rochoso constituído por basalto alterado, fraturado sobreposto por depósitos de encosta instáveis segundo plano de JA.
6	43,150 a 43,210 D	464484	6753239	Escorregamento de depósitos gravacionais de encosta com grande extensão a montante.
7	43,280 a 43,300 D	464503	6753325	Escorregamento de depósitos gravacionais de encosta com grande extensão a montante.
8	43,430 a 43,460 D	464511	6753478	Escorregamento dos depósitos de encosta e saprólitos de rocha com formação de fluxo de detritos em alguns trechos. Blocos de grande porte instáveis na porção mediana da encosta.
9	43,540 a 43,610 D	464508	6753620	Escorregamento de depósitos gravacionais de encosta com grande extensão a montante e largura de 60m junto a rodovia. Boa parte do material rompido permanece junto ao acostamento.
10	44,000 a 44,120 D	464700	6753997	Escorregamento de depósitos gravacionais de encosta com grande extensão a montante e pouca largura e outro de pequena extensão ao lado. A encosta apresenta grande declividade e o leito testemunho apresenta muitos blocos em condição instável.
11	44,270 a 44,320 E	464786	6754220	Sala de aterro com subsidências e colapso do acostamento e parte da pista.
12	44,460 a 44,490 D	465025	6754408	Escorregamentos de depósitos gravacionais de encosta e saprólito de rocha em caráter superficial. Lateralmente há grande risco de colapso em níveis semelhantes.
13	44,460 a 44,600 E/D	464985	6754370	Trecho situado em talvegue suscetível a fluxo de detritos. Sala de aterro e rodovia colapsadas, atingindo meia pista.
14	44,825 a 44,880 D	465102	6754646	Dois escorregamentos similares com extensões de aproximadamente 40m e abertura de 15m junto a rodovia.
15	45,300 a 45,360 E/D	465453	6754916	Colapso de depósitos de encosta e parte do saprólito.
16	45,500 a 45,600 D	465492	6755044	Trecho situado em talvegue suscetível a fluxo de detritos. Sala de aterro com colapso de aterro e rodovia, atingindo meia pista.
17	50,400 a 50,660 D	467479	6758761	Antigo deslizamento com massas rochosas reliquias em condição instável a grande altura. Basalto muito alterado e fraturado com descontinuidade mergulhante para a pista (JA) e queda de massas de saprólito ao longo de todo o trecho, na forma de escorregamentos.

Observação: JA = Junta de Alívio

LEGENDA

- Cicatrizes confirmadas em campo e constantes no cadastro de movimentos de massa
- Cicatrizes interpretadas a partir de fotografias aéreas
- Rodovia pavimentada
- Curso d'água
- Curso d'água intermitente

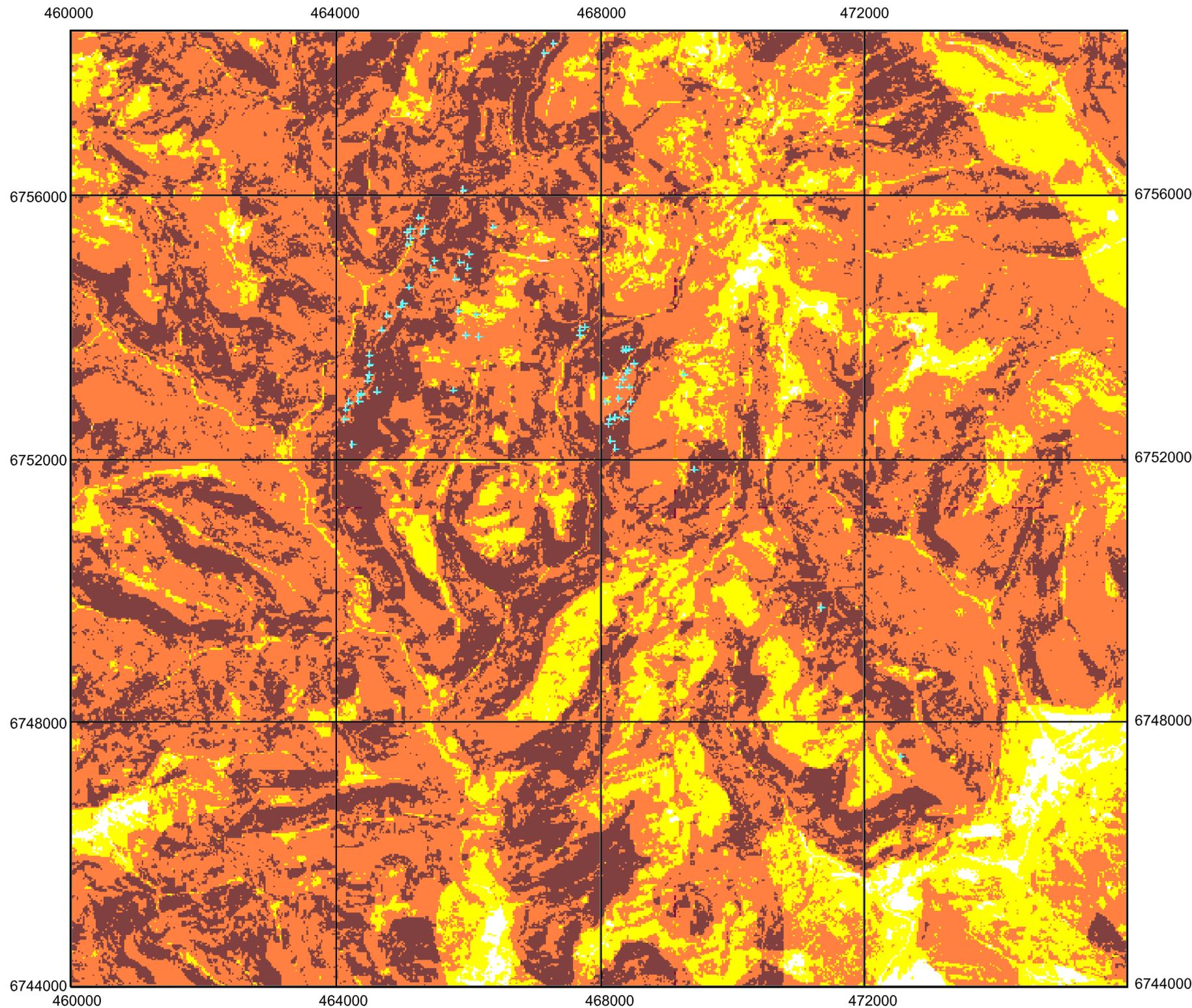
W
S N
E

Escala 1:20.000

0 200 400 600 800 1000 metros

Projeção UTM - Zona 22s
Datum - Córrego Alegre

Base Topográfica:
Folha SH-22-V-D-III-3
MI-2953/3 (Feliz, RS)



LEGENDA

Baixa Suscetibilidade	Média Suscetibilidade	Alta Suscetibilidade	Muito alta Suscetibilidade
<p>As pequenas porções de áreas de baixa suscetibilidade a deslizamentos concentram-se na parte sul e sudeste da área de estudo e são as mais apropriadas para ocupação urbana e construção de edificações.</p> <p>Geologia: predomínio da Formação Botucatu (36,49%) e de depósitos aluviais/coluviais (35,00%)</p> <p>Relevo: áreas planas (33,85%) a suave onduladas (58,70%).</p> <p>Uso do solo e cobertura vegetal: concentram-se áreas de solo exposto (44,52%), campo (26,22%) e culturas anuais (24,89%).</p>	<p>Apresenta na maioria dos terrenos, as melhores condições para a ocupação urbana, resguardando-se, entretanto, as características fisiográficas básicas.</p> <p>Declividades de até 15% limitam a construção civil, ocupação mais restrita entre 15 e 30%, implicando a adoção de soluções técnicas não convencionais.</p> <p>Geologia: maiores áreas compostas pela Fm. Serra Geral tipo 2 (36,57%), seguido do tipo 1 (30,54%).</p> <p>Relevo: predominam o relevo suave ondulado (34,62%) e moderadamente ondulado (22,62%).</p> <p>Uso do solo e cobertura vegetal: a maioria da área é composta por solo exposto (38,11%), campo (31,56%) e culturas anuais (17,87%).</p>	<p>Características do meio físico indicam utilização restrita e controlada. Os processos de urbanização não são recomendados, por implicarem o uso de técnicas não convencionais e elevados custos de infra-estrutura, os riscos geotécnicos são altos.</p> <p>Geologia: predominam áreas compostas pela Fm. Serra Geral tipo 2 (71,36%), seguido do tipo 1 (24,00%).</p> <p>Relevo: forte ondulado (53,21%), ondulado (17,45%) e montanhoso (16,32%).</p> <p>Uso do solo e cobertura vegetal: a maioria das áreas compostas por mata (31,45%) e campo (30,71%).</p>	<p>O parcelamento do solo em terrenos com declividade igual ou superior a 30% é vedado, exceto se atendidas as exigências específicas das autoridades competentes. Devem ser totalmente preservados estes terrenos, devido à cobertura vegetal densa e de grande porte, aliada as características físicas desta classe.</p> <p>Geologia: predominam áreas compostas pela Fm. Serra Geral tipo 2 (92,25%), seguido do tipo 1 (7,51%).</p> <p>Relevo: a maioria da área apresenta relevo forte ondulado (63,65%) e montanhoso (24,57%).</p> <p>Uso do solo e cobertura vegetal: é composta principalmente por mata (96,84%).</p>

✚ Cicatrizes de Movimentos de Massa constantes no Inventário



Projeção UTM - Zona 22s
Datum - Córrego Alegre