

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



AVALIAÇÃO DA SUSCEPTIBILIDADE À OCORRÊNCIA DE MOVIMENTOS DE VERTENTE COM MÉTODOS DE BASE FÍSICA

Rita Susana Gonçalves Graça Pimenta

MESTRADO EM GEOLOGIA DO AMBIENTE, RISCOS GEOLÓGICOS E ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO

2011

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



AVALIAÇÃO DA SUSCEPTIBILIDADE À OCORRÊNCIA DE MOVIMENTOS DE VERTENTE COM MÉTODOS DE BASE FÍSICA

Rita Susana Gonçalves Graça Pimenta

Dissertação orientada pelo
Professor Doutor Fernando Manuel Silva da Fonseca Marques

MESTRADO EM GEOLOGIA DO AMBIENTE, RISCOS GEOLÓGICOS E ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO

2011

*“Se a montanha vier na sua direcção e
você não é Maomé corra, porque é um
deslizamento!”*

Fausto Guzzetti

Esta dissertação é um resultado do projecto *MapRisk – Metodologias de avaliação da perigosidade e risco de movimentos de vertente dos Planos Municipais de Ordenamento do Território* (PTDC/GEO/68227/2006) financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia.

ÍNDICE GERAL

	Página
Índice Geral	I
Lista de Figuras	V
Lista de Quadros	XI
Lista de Acrónimos	XIII
Lista de Símbolos	XV
Agradecimentos	XIX
Resumo	XXIII
Abstract	XXV
Capítulo 1. Introdução	1
1.1. Objectivos e estrutura do trabalho	3
Capítulo 2. Estado da arte	7
2.1. Movimentos de Vertente: tipologia e factores condicionantes à ocorrência	7
2.2. Avaliação da Susceptibilidade	13
2.3. Métodos de base física	14
Capítulo 3. Enquadramento geral da área em estudo	21
Capítulo 4. Metodologias	31

	Página
4.1. Métodos de base física – Método do Talude Infinito	31
4.2. Dados de Base	34
4.2.1. Declive	35
4.2.2. Cartografia lito-estratigráfica de pormenor	35
4.2.3. Caracterização geotécnica dos solos	39
4.2.4. Retroanálise de movimentos de vertente	41
4.2.5. Modelo Hidrogeológico	44
4.2.5.1. Modelo hidrogeológico em condições estáticas: SHALSTAB	44
4.2.5.2. Propriedades hidrogeológicas dos solos	47
4.2.5.3. Limiares críticos de precipitação	48
4.2.5.4. Validação do modelo hidrogeológico – Cartografia de ravinamentos	50
4.3. Avaliação da Susceptibilidade	51
4.4. Validação de resultados	54
Capítulo 5. Resultados e Discussão de Resultados	59
5.1. Dados de Base	59
5.1.1. Declive	59
5.1.2. Cartografia lito-estratigráfica de pormenor	61
5.1.3. Caracterização geotécnica dos solos	71
5.1.4. Retroanálise de movimentos de vertente	73
5.1.5. Modelo Hidrogeológico	80
5.1.5.1. Propriedades hidrogeológicas dos solos	80
5.1.5.2. Limiares críticos de precipitação	83
5.1.5.3. Modelo hidrogeológico em condições estáticas: SHALSTAB	85
5.1.5.4. Validação do modelo hidrogeológico – Cartografia de ravinamentos	89
5.2. Avaliação da susceptibilidade	92
5.3. Validação de resultados	95
Capítulo 6. Conclusões e Trabalho Futuro	101
6.1. Trabalho futuro	104

	Página
Capítulo 7. Referências Bibliográficas	107
Capítulo 8. Anexos	i
Anexo A. Ensaio laboratoriais	iii
Anexo B. Correlações dos dados de precipitação	xi

LISTA DE FIGURAS

	Página
Capítulo 1	
Figura 1.1. Fluxograma do trabalho desenvolvido.	5
Capítulo 2	
Figura 2.1. Esquemas de movimentos de vertente do tipo deslizamento. A – deslizamento rotacional; B – deslizamento translacional. (Retirado de: Highland e Bobrowsky, 2008).	9
Figura 2.2. Esquemas dos diferentes tipos de deslizamentos rotacionais. A – Deslizamento rotacional com superfície de ruptura em forma de “colher”; B - Deslizamento rotacional alongado com superfície de ruptura cilíndrica e com grande arco de curvatura típico da área em estudo. (Retirado de Varnes, 1978).	10
Figura 2.3. Exemplos de movimentos de vertente na região de Arruda dos Vinhos. A – Deslizamento rotacional; B e C – Deslizamentos translacionais; D – Cicatriz de um desabamento.	10
Figura 2.4. Exemplos de factores condicionantes para a diminuição do Factor de Segurança de uma vertente ao longo do tempo. (Adaptado de Popescu, 1994).	12
Figura 2.5. Factores preparatórios e desencadeantes de movimentos de vertente. (Adaptado de Popescu, 1994).	13
Figura 2.6. Métodos de avaliação da susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente. (Adaptado de Sharma, 2002 e Piedade, 2009).	15
Figura 2.7. Representação esquemática de uma vertente natural para o cálculo do Factor de Segurança pelo método do Talude Infinito. β representa o declive da vertente, dw representa a fatia de solo saturado potencialmente instável e h a fatia total de solo potencialmente instável.	17

Capítulo 3

Figura 3.1. Enquadramento geográfico da área em estudo.	21
Figura 3.2. Coluna lito-estratigráfica das formações em estudo proposta por Coelho (1979a).	23
Figura 3.3. Mapa geológico na escala 1:25.000 da área em estudo. Adaptado da Carta Geológica da Área Metropolitana de Lisboa na escala 1:25.000 (INETI, 2005).	24
Figura 3.4. Aspecto geral do <i>Complexo da Abadia</i> . A e B – Afloramentos na sub-bacia hidrográfica de Salema onde é visível a alternância entre margas e arenitos (escala vertical 1m); C – Afloramento de margas na sub-bacia hidrográfica da Laje (escala vertical 1m); D – Afloramento de arenitos na sub-bacia hidrográfica da Laje (escala vertical 1m); E – Aspecto dos materiais margosos com intercalações micáceas; F – Aspecto dos materiais areníticos com a presença de micas (escala em cm).	26
Figura 3.5. Afloramentos do <i>Complexo Corálico de Amaral</i> . A, B e C – Afloramentos na sub-bacia hidrográfica de Salema; D e E – Exemplos de fósseis, gastrópode e coral respectivamente; F, G e H – Aspecto geral de uma das pedreiras situada na sub-bacia hidrográfica da laje.	27
Figura 3.6. Afloramentos do <i>Complexo Pteroceriano</i> . A – Intercalações de calcários apinhoados e calcários margosos; B – Intercalações de calcários margosos, calcários apinhoados e grés.	28
Figura 3.7. Exurgência de água numa vertente na região de Arruda dos Vinhos com formação de ravinamento onde é possível verificar deslizamentos translacionais a meio da vertente. Este evento ocorreu após o episódio de precipitação intensa e prolongada de Janeiro de 2010.	29

Capítulo 4

Figura 4.1. Esquema de uma superfície de talude infinito para solos coesivos e com o fluxo de água paralelo à superfície. (Adaptado de Sharma, 2002)	32
Figura 4.2. Sistema de observação em esteróscopia de fotografia aéreas em formato digital para auxílio no desenho cartográfico vectorial. A – Mesa de observação; B – Monitor LDC auxiliar; C – Estereoscópio de mesa; D – Computador.	38
Figura 4.3. Par estereoscópico na aplicação Ilwis 3.7 onde se pode observar o erro angular de uma das fotos e que põe em causa a observação.	39
Figura 4.4. Amostradores de PVC para a recolha de amostras de solo.	41
Figura 4.5. Gráfico que relaciona o factor de segurança de uma vertente (FS) com a variação da Espessura de solo potencialmente instável (D.T.B.). (Retirado de Catani <i>et. al.</i> , 2010)	43

	Página
Figura 4.6. Elementos topográficos utilizados no programa TOPOG (Montgomery e Dietrich, 1994) que são definidos pela intersecção das curvas de nível e os limites dos canais de escoamento. A área de contribuição a montante, a (sombreado mais escuro), é a área cumulativa de drenagem para onde todos os elementos topográficos drenam para um determinado elemento, b é a largura da unidade de terreno (m), Z a espessura de solo potencialmente instável total (m), h a espessura de solo potencialmente instável saturado e θ o declive ($^{\circ}$). (Retirado de Montgomery e Dietrich, 1994).	46
Figura 4.7. Identificação do ravinamento em fotografia aérea. A área amarela representa uma camada de alta permeabilidade e os pontos azuis representam o início de ravinas.	51
Figura 4.8. Inventário de movimentos independente (Oliveira, <i>em curso</i>).	56
Capítulo 5	
Figura 5.1. Mapa do Modelo Digital de Terreno e rede hidrográfica da área de estudo.	60
Figura 5.2. Mapa de declives da área de estudo.	60
Figura 5.3. Mapa Lito-estratigráfico de pormenor da área de estudo construído por interpretação de fotografias aéreas e reconhecimentos de terreno.	62
Figura 5.4. Sobreposição do mapa geológico pré-existente (em transparência) com o novo mapa lito-estratigráfico, onde se verificam claramente as diferenças entre os limites geológicos das diferentes unidades geológicas dos dois mapas.	63
Figura 5.5. Sobreposição das falhas do mapa geológico pré-existente com as falhas propostas com o novo mapa lito-estratigráfico.	64
Figura 5.6. Coluna lito-estratigráfica da área em estudo para a nova cartografia (Modificado a partir de Coelho, 1979a).	65
Figura 5.7. Camada de Arenito micáceo do Complexo Camadas de Abadia onde se podem verificar marcas de uma retroescavadora que removeu parte da bancada.	66
Figura 5.8. Aspecto geral das camadas de margas do Complexo Camadas de Abadia. A – Camadas de margas muito alteradas onde se verifica uma camada de arenito micáceo saliente; B – Camadas de Margas muito fracturadas.	67
Figura 5.9. Sobreposição do declive das vertentes com as camadas areníticas do Complexo Camadas de Abadia onde é possível verificar que os arenitos formam bancadas resistentes influenciando a topografia das vertentes.	68
Figura 5.10. Exemplo da diferença do limite do Complexo Corálico de Amaral na cartografia geológica pré-existente para a nova cartografia lito-estratigráfica na zona Sul da área de estudo.	70
Figura 5.11. Retroanálise de movimentos de vertente ocorridos nos Arenitos do Complexo Camadas de Abadia: Relação entre o Factor de Segurança e a razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m).	75

	Página
Figura 5.12. Retroanálise de movimentos de vertente ocorridos nas Margas e Argilitos do Complexo Camadas de Abadia: Relação entre o Factor de Segurança e a razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m).	76
Figura 5.13. Retroanálise de movimentos de vertente ocorridos nos Calcários e Calcários Margosos Recifais do Complexo Corálico de Amaral Inferior: Relação entre o Factor de Segurança e a razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m).	76
Figura 5.14. Retroanálise de movimentos de vertente ocorridos nas Margas do Complexo Corálico de Amaral Intermédio: Relação entre o Factor de Segurança e a razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m).	77
Figura 5.15. Retroanálise de movimentos de vertente ocorridos nos Calcários Margosos Recifais do Complexo Corálico de Amaral Superior: Relação entre o Factor de Segurança e a razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m).	77
Figura 5.16. Retroanálise de movimentos de vertente ocorridos nos Calcários Margosos, Margas e Arenitos do Complexo Pteroceriano: Relação entre o Factor de Segurança e a razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m).	78
Figura 5.17. Área contributiva a montante extraída da aplicação SHALSTAB.	85
Figura 5.18. Razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m) utilizando a cartografia geológica pré-existente (INETI, 2005).	86
Figura 5.19. Razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m) utilizando a cartografia lito-estratigráfica de pormenor.	87
Figura 5.20. Área correspondente a uma faixa de terreno com largura de 100m, envolvente dos Arenitos do Complexo Camadas de Abadia e da área de formação de ravinas sobre o declive e inventário de movimentos de vertente utilizado para a validação de resultados, onde é possível verificar que a maioria dos movimentos de vertente se localiza dentro da área indicada, à excepção de alguns movimentos mais profundos e/ou em locais de elevado declive.	88
Figura 5.21. Distribuição do início de ravinas sobre a cartografia lito-estratigráfica de pormenor.	90
Figura 5.22. Distribuição do início de ravinas sobre a variação da razão entre a espessura de solo saturado (dw) e a espessura de solo potencialmente instável (h).	92
Figura 5.23. Mapas de susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente e respectivo inventário independente de movimentos de vertente (Oliveira, <i>em curso</i>). Os Mapas A, C e E utilizaram a cartografia geológica pré-existente e os mapas B, D e F utilizaram a cartografia a cartografia litológica de pormenor.	94
Figura 5.24. Curvas de Predição da Etapa A.	96
Figura 5.25. Curvas de Predição da Etapa B.	96
Figura 5.26. Curvas de Predição da Etapa C.	97

	Página
Figura 5.27. Curvas de Predição da Etapa D.	97
Figura 5.28. Curvas de Predição da Etapa E.	98
Figura 5.29. Curvas de Predição da Etapa F.	98

Anexo A

Figura A.1. Tensão de corte de pico em função da tensão vertical aplicada nos ensaios de corte directo consolidado não drenado das amostras dos solos ensaiados.	vi
Figura A.2. Evolução da resistência ao corte em função do deslocamento horizontal nos ensaios de corte directo consolidado não drenado das amostras dos solos ensaiados.	vii
Figura A.3. Evolução da variação da altura do provete em função do tempo no ensaio de expansibilidade do LNEC das amostras dos solos ensaiados.	viii
Figura A.4. Caracterização dimensional das amostras dos solos ensaiados.	ix
Figura A.5. Curvas granulométricas de amostras da Formação das Margas da Abadia.	x

Anexo B

Figura B.1. Correlação dos dados de precipitação mensal entre as estações de São Julião do Tojal e Arruda dos Vinhos para o período de 01-10-1979 a 01-09-1983.	xiii
Figura B.2. Correlação dos dados de precipitação mensal entre as estações de São Julião do Tojal e Santana de Carnota para o período de 01-10-1979 a 01-09-1983.	xiii
Figura B.3. Correlação dos dados de precipitação diária entre as estações de São Julião do Tojal e Arranhó para o período de 01-10-1980 a 30-04-1984.	xiii
Figura B.4. Correlação dos dados de precipitação aplicando a função estatística da média móvel a 2 dias entre as estações de São Julião do Tojal e Arranhó para o período de 01-10-1980 a 30-04-1984.	xiv
Figura B.5. Correlação dos dados de precipitação mensal entre as estações de São Julião do Tojal e Arranhó para o período de 01-10-1980 a 30-04-1984.	xiv
Figura B.6. Correlação dos dados de precipitação diária entre as estações de São Julião do Tojal e Calhandriz para o período de 01-10-1980 a 01-03-2009.	xiv
Figura B.7. Correlação dos dados de precipitação aplicando a função estatística da média móvel a 2 dias entre as estações de São Julião do Tojal e Calhandriz para o período de 01-10-1980 a 01-03-2009.	xv
Figura B.8. Correlação dos dados de precipitação mensal entre as estações de São Julião do Tojal e Calhandriz para o período de 01-10-1980 a 01-03-1985.	xv
Figura B.9. Correlação dos dados de precipitação diária entre as estações de São Julião do Tojal e Sobral de Monte Agraço para o período de 01-01-1938 a 01-09-1986.	xv
Figura B.10. Correlação dos dados de precipitação aplicando a função estatística da média móvel a 2 dias entre as estações de São Julião do Tojal e Sobral de Monte Agraço para o período de 01-01-1938 a 01-09-1986.	xvi

Figura B.11. Correlação dos dados de precipitação mensal entre as estações de São Julião do Tojal e Sobral de Monte Agraço para o período de 01-01-1938 a 01-09-1986.

xvi

LISTA DE QUADROS

	Página
Capítulo 2	
Quadro 2.1. Classificação das tipologias de movimentos de vertente (adaptado de Varnes 1978 e Cruden e Varnes 1996).	8
Quadro 2.2. Estabilidade relativa de uma vertente face o Factor de Segurança.	17
Capítulo 4	
Quadro 4.1. Resumo dos ensaios realizados para a determinação dos parâmetros geotécnicos dos solos.	40
Quadro 4.2. Classes de Susceptibilidade, respectivas classes de Factor de Segurança e estados de estabilidade das vertentes.	52
Capítulo 5	
Quadro 5.1. Parâmetros geotécnicos, obtidos em laboratório e por estimacão, para introdução no modelo do Talude Infinito, para a Etapa A, utilizando a cartografia geológica pré-existente.	72
Quadro 5.2. Parâmetros geotécnicos, obtidos em laboratório e por estimacão, para introdução no modelo do Talude Infinito, para a Etapa B, utilizando a cartografia lito-estratigráfica de pormenor.	72
Quadro 5.3. Parâmetros geotécnicos e espessura de solo potencialmente instável, obtidos através da retroanálise de movimentos ocorridos, para introdução no modelo do Talude Infinito, para as Etapas C e E, utilizando a cartografia geológica pré-existente.	74
Quadro 5.4. Parâmetros geotécnicos e espessura de solo potencialmente instável, obtidos através da retroanálise de movimentos ocorridos, para introdução no modelo do Talude Infinito, para as Etapas D e F, utilizando a cartografia lito-estratigráfica de pormenor.	75

	Página
Quadro 5.5. Exemplo de uma folha de cálculo utilizada na retroanálise para alguns dos movimentos de vertente ocorridos. (TS – Deslizamentos Translacionais Superficiais; RS – Deslizamentos Rotacionais Superficiais; RI – Deslizamentos Rotacionais Intermédios; RP – Deslizamentos Rotacionais Profundos; ACAb – Arenitos do Complexo Camadas de Abadia; MACAb – Margas e Argilitos do Complexo Camadas de Abadia; CAInf – Calcários Margosos Recifais e Margas Complexo Corálico de Amaral Inferior; CAInt – Margas do Complexo Corálico de Amaral Intermédio; CASup - Calcários e Calcários Margosos Recifais do Complexo Corálico de Amaral Superior; P – Calcários Margosos, Margas e Arenitos do Complexo Pteroceriano).	79
Quadro.5.6. Parâmetros hidrogeológicos das diferentes unidades litológicas baseadas na cartografia pré-existente, para introdução no modelo SHALSTAB, para a Etapa E, utilizando a cartografia geológica pré-existente.	82
Quadro 5.7. Parâmetros hidrogeológicos das diferentes unidades litológicas baseadas na cartografia litológica de pormenor, para introdução no modelo do Talude Infinito, para a Etapa F, utilizando a cartografia lito-estratigráfica de pormenor.	82
Quadro 5.8. Resumo dos coeficientes de correlação entre os dados de precipitação da estação de São Julião do Tojal e dados de estações próximas à área de estudo. * – Sem informação disponível.	83
Quadro 5.9. Limiares críticos de precipitação para a região a norte de Lisboa (Trigo <i>et. al.</i> , 2005).	84
Quadro 5.10. Estatística descritiva da precipitação Cr dos eventos de duração D capazes de desencadear movimentos	84
Quadro 5.11. Taxas preditivas para cada etapa e para cada tipologia de movimentos de vertente.	95
Quadro 5.12. Relação das áreas classificadas como instáveis e dos movimentos de vertente abrangidos nas mesmas.	100
Anexo A	
Quadro A.1. Quadro resumo com os resultados dos parâmetros geotécnicos dos solos ensaiados. CCAb – Complexo Camadas de Abadia; CCAm – Complexo Corálico de Amaral; CP - FA – Complexo Pteroceriano Formação de Arranhó; CP - FA – Complexo Pteroceriano Formação de Sobral.	v

LISTA DE ACRÓNIMOS

AASHTO	American Society of State Highway and Transportation Officials
ASTM	American Society for Testing Materials
DL	Decreto-Lei
FAP	Força Aérea Portuguesa
FCUL	Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa
GIST	Geomorphological Indexed Soil Thickness
IGeoE	Instituto Geográfico do Exército
IGME	Instituto Geológico y Minero de España
IGOT – UL	Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa
IGP	Instituto Geográfico Português
INAG	Instituto da Água
INETI	Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação
LCD	Liquid Crystal Display
LNEC	Laboratório Nacional de Engenharia Civil
LNEG	Laboratório Nacional de Energia e Geologia
MAOT	Ministério do Ambiente e Ordenamento do Território
MapRisk	Metodologias de avaliação da perigosidade e risco de movimentos de vertente dos Planos Municipais de Ordenamento do Território. Projecto FCT: PTDC/GEO/68227/2006
MDT	Modelo Digital de Terreno
NP	Norma Portuguesa

PVC	Policloreto de Polivinila
RISKAM	Avaliação e Gestão de Perigosidades e Risco Ambiental – Núcleo de investigação do Centro de Estudos Geográficos do IGOT – UL
ROC	Receiver Operating Characteristic
SHALSTAB	Shallow Slope Stability Model
SIG	Sistemas de Informação Geográfica
SNIRH	Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos
SPLAL	Sociedade Portuguesa de Levantamentos Aéreos, Lda.
TIN	Triangular Irregular Network
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura)
USCS	Classificação Unificada de Solos
WP/WLI	Working Party on World Landslide Inventory

LISTA DE SÍMBOLOS

a	Área de contribuição a montante
AAC	Área Abaixo da Curva
ai	Valor da ordenada correspondente a Li
A _t	Actividade de argila
b	Largura fatia de solo potencialmente instável (largura da unidade de terreno)
bi	Valor da ordenada correspondente a Lsi
c, c', c _{res}	Coesão, efectiva e residual
C _c	Coeficiente de curvatura
Cr	Límiar crítico de precipitação
C _u	Coeficiente de uniformidade
D	Tempo de ocorrência de determinada precipitação
D ₁₀	Diâmetro efectivo, dimensão correspondente a 10% de material passado numa curva granulométrica
D ₃₀	Diâmetro efectivo, dimensão correspondente a 30% de material passado numa curva granulométrica
D ₆₀	Diâmetro efectivo, dimensão correspondente a 60% de material passado numa curva granulométrica
dw	Altura do nível piezométrico, espessura de solo saturado potencialmente instável
E	Elementos em risco e Expansibilidade
e	Índice de vazios
FS	Factor de Segurança
G _s	Densidade das partículas sólidas

H	Perigosidade Natural
h	Espessura da fatia de solo potencialmente instável
h	Altura do nível piezométrico (no modelo TOPOG)
I _c	Índice de consistência
I _L	Índice de liquidez
I _P	Índice de plasticidade
k	Condutividade hidráulica
L _{si} – L _i	Amplitude da classe
m	Proporção de solo saturado, ou, razão entre a espessura de solo saturado e a espessura total de solo potencialmente instável
n	Porosidade, número total de observações, ordem temporal
N'	Força normal
P _{i,n}	Média móvel simples da variável P entre os valores das posições <i>i</i> e <i>n</i>
q	Precipitação efectiva
Razão1	Percentagem da área de estudo por ordem decrescente de susceptibilidade
Razão2	Percentagem de movimentos validados
R _s	Risco específico
R _t	Risco total
S	Força de atrito
T	Transmissividade
U	Tensão neutra
U _m	Unidades instabilizadas na área estudada
U _{ms}	Unidades seleccionadas com movimentos
U _s	Unidades de terreno seleccionadas
U _t	Unidades de terreno da área em estudo
V	Vulnerabilidade
W _L	Limite de liquidez
W _P	Limite de plasticidade
W _R	Limite de retracção
\tilde{x}	Mediana da variável x
\bar{x}	Média aritmética da variável x
Z	Espessura da fatia de solo potencialmente instável (no modelo TOPOG)

β, θ	Declive
ϕ, ϕ', ϕ_{res}	Ângulo de atrito das partículas, efectivo e residual
γ_d	Peso específico seco aparente
γ_{sat}	Peso específico do solo saturado
γ_{sub}	Peso específico submerso
γ_w	Peso específico da água ($\gamma_w = 9,81 \text{ kN/m}^3$)
γ, γ_m	Peso específico natural
τ	Tensão de cisalhamento
τ_f	Resistência ao corte

AGRADECIMENTOS

Este trabalho teve o contributo de várias pessoas e instituições que, directa ou indirectamente, permitiram a realização desta dissertação e que sem as quais não seria possível a sua conclusão. Assim, de uma forma muito especial expresso os meus agradecimentos:

Ao Projecto Maprisk e Centro de Geologia da Universidade de Lisboa pelo financiamento e criação das condições necessárias para a concretização do trabalho realizado.

Ao meu orientador, Professor Fernando Marques, por todo o apoio e incentivo, orientação, revisão dos textos científicos, pelo conhecimento valioso transmitido, pela constante boa disposição, pela disponibilidade sempre demonstrada por vezes mesmo sem a ter e por todas as sugestões e correcções que muito valorizaram o meu trabalho enquanto bolsista de investigação e esta dissertação, e sem o qual não seria possível a sua concretização. É com grande admiração e consideração que lhe agradeço por tudo.

Ao Sérgio Oliveira, colega do projecto Maprisk, por toda ajuda, disponibilidade, paciência e boa disposição demonstradas, pelo conhecimento transmitido, revisão de textos científicos, pela ajuda em diversas saídas de campo, por me ensinar a identificar movimentos no terreno e pela disponibilização dos dados que permitiram melhorar e validar os modelos e que sem isso não seria possível a conclusão deste trabalho. O meu muito obrigado!

Ao Professor José Luís Zêzere por toda a ajuda, incentivo, disponibilidade de revisão de textos científicos, sugestões e correcções, que permitiram valorizar e melhorar este trabalho.

À Professora Isabel Moitinho pelo esclarecimento de dúvidas na área da mecânica dos solos, disponibilização de bibliografia e pelas demais sugestões e soluções que permitiram melhorar o trabalho aqui apresentado.

À Sandra Pereira pela ajuda nos ensaios de laboratório e conhecimentos transmitidos, pelo rigor exemplar, pela ajuda e sobretudo pela amizade e pela constante boa disposição que todos aqui sentimos falta!

À Professora Maria do Rosário Carvalho pelo esclarecimento de dúvidas na área da hidrogeologia, disponibilização de bibliografia e pela disponibilidade e ajuda demonstradas com a aplicação PMWin, que embora não tenha sido utilizado nesta dissertação, permitiu estabelecer outras soluções para trabalho futuro.

Ao meu colega e amigo Manuel Vasconcelos, por toda a ajuda, discussões científicas e troca de ideias sobre a temática, pela ajuda no trabalho de campo, pela amizade e boa disposição!

Às minhas colegas e amigas, Alexandra Oliveira e Rita Matildes ("musa dos SIG"), por toda a ajuda, motivação e incentivo constantes, boa disposição, revisão de textos científicos, sugestões que facilitaram muito a construção e conclusão deste trabalho, e sobretudo pela amizade!

Aos colegas de mestrado e do Centro de Geologia, especialmente à Sónia Queiroz, Rita Pires, Anabela Cruces, Vera Lopes e Tânia Ferreira, pela ajuda, amizade e boa disposição demonstradas.

Ao Pedro Caetano e Raquel Rodrigues pelas sugestões, ajuda e amizade demonstradas no decurso deste trabalho.

À minha grande amiga e irmã Aninhas, por toda a ajuda, amizade, momentos de desabafos e palhaçada que bem precisei!

Ao bando, especialmente ao Miguel, por toda a ajuda, amizade e pelos momentos de “descanso cerebral”!

À minha família, principalmente à minha mãe pelo apoio incondicional e orgulho sentido!

Por fim, a todos os que de alguma forma contribuíram positivamente para este trabalho e que aqui não foram referidos.

RESUMO

Palavras-chave: *movimentos de vertente, susceptibilidade, métodos de base física, melhoria dados de base, validação.*

A crescente visibilidade que a ocorrência de eventos de movimentos de vertente tem tido, quer no nosso país quer no mundo, motivou um incremento da preocupação e necessidade de aprofundamento do estudo deste fenómeno e o estabelecimento de novas metodologias capazes de prever a ocorrência dos mesmos.

A área em estudo corresponde a três sub-bacias hidrográficas (Salema, Laje e Galinhatos) tributárias do Rio Grande da Pipa, situadas na região de Arruda dos Vinhos, cerca de 30km a norte de Lisboa, em que a morfologia da paisagem se encontra marcada pela ocorrência de movimentos de massa de vertente.

Esta região apresenta um conjunto de condições propícias à ocorrência deste fenómeno, sejam elas de natureza geológica, geotécnica, geomorfológicas, climáticas e/ou hidrogeológicas, que na sua maioria são desencadeados por episódios de precipitação intensa e/ou prolongada, responsáveis por significativos danos materiais e humanos.

Neste sentido a dissertação apresentada tem como objectivo principal a realização de cartografia de susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente recorrendo a métodos de base física, que permitem a quantificação da instabilidade através de métodos de equilíbrio limite que constituem aproximação aos mecanismos físicos e factores influentes da instabilidade de uma vertente.

O trabalho proposto foi sub-dividido em três etapas onde, numa primeira fase foram reunidos e construídos os dados de base que foram introduzidos em ambiente SIG (Sistemas de Informação Geográfica) e numa segunda fase, aplicados os métodos de base física. Nesta fase foi avaliado o *Factor de Segurança* das vertentes através dos referidos modelos de base física que permitiram a articulação de um modelo hidrogeológico e um modelo geotécnico, melhorando assim a informação dos mecanismos físicos e identificação das zonas instáveis.

Numa terceira fase os mapas de susceptibilidade foram construídos e validados utilizando um inventário de movimentos de vertente independente.

Os mapas de susceptibilidade obtidos e que não apresentavam bons resultados não foram considerados voltando-se à fase inicial para calibrar e/ou melhorar os dados de base e variáveis, até à obtenção de um mapa de susceptibilidade que apresentasse bons resultados na validação e que fosse representativo da realidade observada.

Conclui-se que a melhoria dos dados de base melhora consideravelmente o mapa de susceptibilidade aplicando modelos de base física.

ABSTRACT

Keywords: *landslides, susceptibility, physically based methods, input data improvement, validation.*

The increasing visibility and occurrence of those events, in our country and in the world, translates into a growing concern and need for further study of these phenomena and the establishment of new methodologies capable of predicting the occurrence of landslide events.

The study area corresponds to three sub-basins (Salema, Laje and Galinhatos) tributaries of Grande da Pipa River in Arruda dos Vinhos region, 30km north of Lisbon, and has had an intense morphological landscape change due to the occurrence of landslides.

This region presents a group of favorable conditions that promotes the occurrence of this type of phenomenon, whether they are geological, geotechnical, geomorphological, climatic and/or hydrogeological, most of which are triggered by episodes of intense and/or prolonged precipitation, responsible for a significant damage in infrastructure and in humans.

Regarding this, the presented dissertation aims to carry out landslide susceptibility mapping using physically based models which enable the quantification of instability through the application of limit equilibrium approximations of the physical mechanisms and influential factors that lead to the occurrence of landslides.

These models allow the integration of hydrogeological and geotechnical models, whose main objective is a mathematical approximation of reality in order to improve the ability to forecast where and when new events of geomorphologic instability will be triggered.

The proposed work was sub-divided into three stages, were initially were built, assembled and introduced the input data into a GIS (Geographic Information System) and on a second stage were applied the physically based methods. At this stage a Factor of Safety was assessed through a physically based model that allowed the articulation with a hydrogeological and a geotechnical model, improving the information of physical mechanisms and identification of unstable areas.

In a third stage susceptibility maps have been built and validated using an independent landslide inventory.

The achieved susceptibility maps that show no good results haven't been considered returning to the initial stage to calibrate and/or improve the basic input data and variables, until the map that presented good results in validation and that was representative of the reality.

It concludes that the improvement of the basic input data greatly increases the prediction of the susceptibility map using physically based models.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Dos perigos geológicos existentes, os movimentos de vertente são os que maiores alterações provocam na morfologia da paisagem em todo o mundo, sendo responsáveis por maior número de óbitos e perdas económicas do que outros perigos naturais, como sismos, erupções vulcânicas e cheias (Guzzetti, 2005).

O aumento da população mundial levou, nos últimos anos, à proliferação desenfreada da construção em muitas zonas potencialmente perigosas e ao desordenamento territorial, que, conseqüentemente, conduziu ao notório aumento dos impactos em infra-estruturas e perdas socioeconómicos (Guzzetti, 2005; Zêzere, 2001).

Os impactes socioeconómicos dos movimentos de vertente motivaram aumento do número de estudos destes fenómenos nas últimas décadas, em diversas áreas como a Geologia, Geomorfologia, Geotecnia e Geologia de Engenharia. A interacção destas diferentes áreas contribuiu para um conhecimento mais aprofundado dos processos físicos, mecanismos, frequência e causas responsáveis pela evolução geomorfológica das vertentes e para a criação de modelos capazes de prever a ocorrência dos movimentos.

A região a norte de Lisboa tem sido alvo de numerosos eventos de instabilidade em vertentes devido a um conjunto de condições propícias à ocorrência destes fenómenos, sejam elas de natureza geológica, geotécnica, geomorfológica, climática ou hidrogeológica, que na sua maioria são desencadeados por episódios de precipitação

intensa e/ou prolongada, responsáveis por significativos danos materiais e humanos (Zêzere, 2001).

Um estudo realizado recentemente refere que no período de 1900 a 2006 foram inventariados 77 movimentos de vertente com efeitos sociais importantes que resultaram na morte de 142 pessoas, em que a maioria dos eventos ocorreu na região a norte de Lisboa e o maior número de vítimas mortais (36) ocorreu na zona da Grande Lisboa (Quaresma, 2008).

Assim, e com o objectivo de identificar zonas potencialmente instáveis têm sido realizados diversos estudos nesta área e em outras áreas de Portugal com semelhantes condições favoráveis à ocorrência de movimentos de vertente (Zêzere et. al., 1999 a e b, 2004, 2007, 2008; Zêzere, 2001; Garcia, 2002; Piedade, 2009), sendo as metodologias escolhidas na sua maioria de base estatística.

O facto do fenómeno dos movimentos vertentes ocorrer nas mais variadas formas, extensões e ambientes dificulta a criação de uma única metodologia capaz de prever a ocorrência dos mesmos, dificultando a realização de cartografia de movimentos de vertente, quer seja para a avaliação de susceptibilidade, quer para a análise da perigosidade e riscos associados (Guzzetti, 2005). Aliado a este facto está a difícil obtenção de dados de base de qualidade das diversas variáveis necessárias para a implementação em estudos de susceptibilidade e/ou modelos numéricos dificultando, por si só, a sua análise.

Assim, dada a importância que estes estudos têm para a mitigação e prevenção de perigos naturais e Planos de Ordenamento do Território em diferentes escalas, e ainda para o apoio a decisões sobre a utilização do território, neste trabalho procurou-se desenvolver métodos para identificar áreas susceptíveis à ocorrência de movimentos em vertente pela aplicação de modelos que se baseiam nos mecanismos dos movimentos, nas propriedades físicas dos materiais envolvidos, características hidrogeológicas da área e morfologia das vertentes.

1.1. Objectivos e estrutura do trabalho

O trabalho proposto destina-se à aplicação de uma metodologia para a quantificação da susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente do tipo deslizamento translacional, de acordo com as classificações de Varnes (1978), da WP/WLI (1993) e de Cruden e Varnes (1996), de variadas dimensões, utilizando modelos de base física, baseados nas leis da estática aplicadas à análise de estabilidade de vertentes, ou seja, que se baseiam na compreensão dos princípios físicos que controlam a estabilidade da vertente.

A susceptibilidade à ocorrência movimentos em vertente corresponde à propensão de uma dada área para ser afectada por estes fenómenos, determinada a partir de factores de predisposição (métodos estatísticos) ou de parâmetros e dimensões físicas (métodos de base física), em período de tempo indeterminado e sem implicações em termos de periodicidade ou período de retorno.

Assim, pretende-se que a metodologia desenvolvida possa ser aplicada quer na área de estudo quer em outras áreas, sendo susceptível de incorporar os efeitos de particularidades e complexidades específicas das áreas abrangidas.

Para atingir o objectivo proposto foi necessário obter a informação de base necessária, que incluiu os seguintes aspectos:

- Execução de cartografia litológica de pormenor com base em cartografia geológica pré-existente, interpretação de fotografia aérea, informação recolhida em reconhecimentos de campo e na bibliografia (relatórios geotécnicos, monografias, artigos científicos, etc.), para melhorar o conhecimento da distribuição espacial dos tipos litológicos existentes na área em estudo, e consequentemente melhorar a resolução dos modelos a aplicar.
- Caracterização geotécnica dos materiais através da realização de ensaios laboratoriais de amostragem representativa das formações presentes na área de estudo, com a finalidade de obter os parâmetros físicos dos solos de cobertura necessários para aplicação dos modelos de base física. As propriedades geotécnicas obtidas em laboratório foram confrontadas com valores obtidos por retroanálise de roturas características levantadas no terreno, para a obter

estimativas fundamentadas das características de resistência operativas nas condições do terreno.

- Construção de um Modelo Digital de Terreno (dimensão do *pixel* de 5m) a partir de dados altimétricos na escala 1:10.000 e a partir deste modelo, um ficheiro do tipo *raster* com a variação espacial do declive, variável imprescindível num estudo deste tipo.
- Avaliação do *Factor de Segurança* através da aplicação de modelos de base física que permitem a articulação de um modelo hidrogeológico, parâmetros geotécnicos e cálculos de espessura de solo, melhorando assim a informação dos mecanismos físicos e identificação das zonas instáveis. Os modelos foram implementados em ambiente SIG (Sistemas de Informação Geográfica). O modelo cujos resultados mostraram melhor ajuste aos dados e inventário sistemático de movimentos foi seleccionado para realizar o mapa de susceptibilidade.
- Construção de um inventário de poços com informação altimétrica do nível piezométrico na região para posterior estruturação e validação de um modelo hidrogeológico.
- Construção de um mapa das áreas de geração de ravinamentos para validação de um modelo hidrogeológico.
- Posteriormente à identificação das zonas instáveis é necessário classificar as zonas susceptíveis à ocorrência de movimentos de vertente, construindo assim um mapa de susceptibilidade à ocorrência de movimentos.
- Validação do(s) mapa(s) construído(s) anteriormente, utilizando um inventário de movimentos independente, através do cálculo das *Taxas de Sucesso e Predição* (Chung e Fabbri, 2003) e o cálculo da *Área Abaixo da Curva (AAC)* (Bi e Bennett, 2003). Caso o valor não for *aceitável* ($>0,75$), como Guzzetti (2005) sugere, ou não representativo da realidade observada no terreno, será necessária a calibração dos dados e/ou das variáveis e/ou dos métodos de base física.

O trabalho desenvolveu-se de acordo com o esquema apresentado na Figura 1.1.

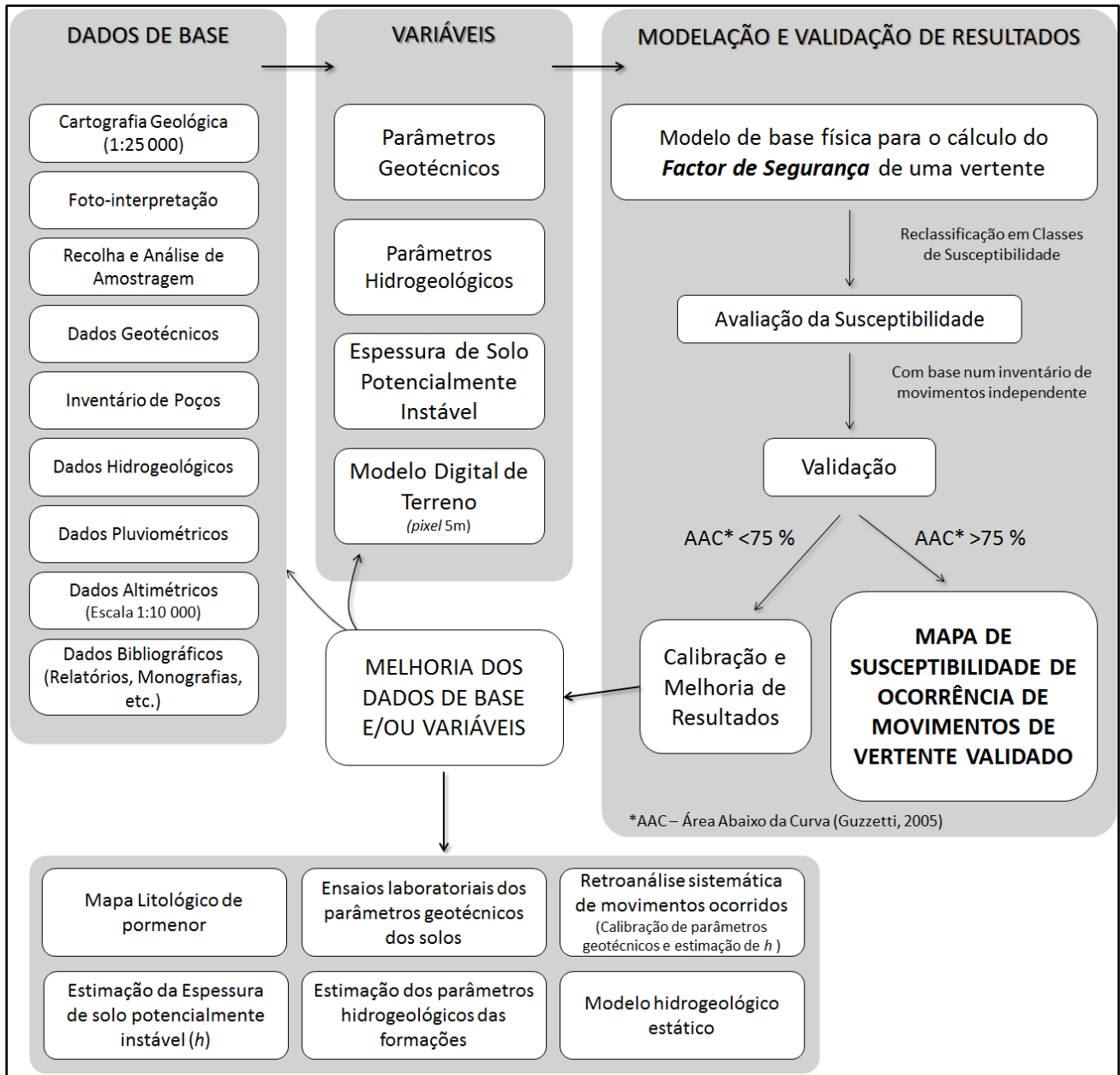


Figura 1.1. Fluxograma do trabalho desenvolvido.

Este trabalho inicia-se com o estado da arte dos conceitos gerais de movimentos de vertente (Capítulo 2), seguido de um enquadramento geral da área em estudo (Capítulo 3) e de dois capítulos das metodologias utilizadas neste trabalho e resultados obtidos da aplicação das mesmas (Capítulos 4 e 5) finalizando com as conclusões gerais do trabalho (Capítulo 6).

No capítulo 2 – *Estado da arte* – é realizada uma revisão bibliográfica geral sobre os movimentos de vertente, tipologia e factores condicionantes à ocorrência, avaliação da susceptibilidade à ocorrência dos mesmos e diferentes tipos de modelos de base física.

No capítulo 3 – *Enquadramento geral da área* – apresenta-se uma visão geral da área em estudo sob as perspectivas geográfica, geológica, tectónica, hidrogeológica, geomorfológica e climática.

No capítulo 4 – *Metodologias* – são descritas as metodologias aplicadas no decurso deste trabalho para a avaliação da susceptibilidade com modelos de base física, a melhoria e construção dos dados de base e a validação dos modelos aplicados.

No capítulo 5 – *Resultados e Discussão de Resultados* – serão apresentados e discutidos os resultados da aplicação prática das metodologias descritas.

No capítulo 6 – *Conclusões* – expõem-se as conclusões retiradas do trabalho desenvolvido

O capítulo 7 - *Referências bibliográficas* – é dedicado à descrição das referências bibliográficas citadas ao longo do trabalho.

CAPÍTULO 2

ESTADO DA ARTE

2.1. Movimentos de Vertente: tipologia e factores condicionantes à ocorrência

Movimento de vertente ("*landslide*") define-se como o movimento de uma massa de rocha, detritos ou terra ao longo de uma vertente, sob a influência da gravidade (Cruden, 1991). Com esta definição são excluídas as deslocações verticais por subsidência lenta e abatimentos, assim como avalanches de neve ou gelo e deslocações devidas à expansão e retracção de solos argilosos.

Com o objectivo de normalizar as terminologias e metodologias de avaliação e identificação de movimentos de vertente foi criado um grupo de trabalho composto por três sociedades geotécnicas internacionais e financiado pela UNESCO designado por *Working Party on World Landslide Inventory (WP/WLI)* que englobam a definição referida e tipologias de movimentos.

Varnes (1978) classifica cinco tipos de movimentos – *Queda, Tombamento, Deslizamento, Expansão lateral e Escuada* – e um sexto tipo *Complexo* que é a combinação de dois ou mais tipos de movimentos. Esta classificação (Quadro 2.1) tem por base o tipo de mecanismo físico ocorrido e o material afectado, que pode ser rocha ou solo (definição de solo de engenharia), sendo o solo subdividido em detritos (fracção grosseira dominante) e solos argilosos (fracção fina dominante).

Quadro2.1. Classificação das tipologias de movimentos de vertente (adaptado de Varnes 1978 e Cruden e Varnes 1996).

Tipo de Movimento		Tipo de Material		
		Rochas	Solos	
			Dominante Grosseira	Dominante Fina
Desabamentos (falls)		rochoso (rock fall)	de detritos (debris fall)	de terra (earth fall)
Tombamentos (topples)		rochoso (rock topple)	de detritos	de terra
Deslizamentos (slides)	Rotacionais	rotacional rochoso (rock slump)	Rotacional de detritos (debris slump)	Rotacional de terra (earth slump)
	Translacionais	translacional em bloco rochoso (rock block slide)	Translacional em bloco de detritos (debris block slide)	Translacional em bloco de terra (earth block slide)
		Translacional rochoso (rock slide)	translacional de detritos (debris slide)	translacional de terra (earth slide)
Expansões Laterais (lateral spreads)		rochosa (rock spread)	em detritos (debris spread)	em terra (earth spread)
Escoadas (flows)		de rocha (rock flow) (deep creep)	em detritos (debris flow)	em terra (earth flow) (soil creep)
Complexos (complexs)		Combinação de dois ou mais tipos de movimentos		

Cruden e Varnes (1996) adoptam esta classificação (Quadro 2.1) abreviando alguns termos e introduzindo a definição de *Grau de Actividade* de um movimento, que pode ser descrito pelo seu estado (activo, suspenso, inactivo, ou ser uma reactivação), *Distribuição Espacial* (a avançar, regressivo, a ampliar, confinado, a diminuir e em movimento) e *Estilo* (complexo, composto, múltiplo, sucessivo ou individual), termos também referidos pelo grupo de trabalho WP/WLI (1993), que caracterizam a *Velocidade de um movimento* desde extremamente rápida (< 3 m/s) a extremamente lenta (>16mm/ano) e a *Quantidade de Água* no material afectado como seco, húmido, molhado, muito molhado).

Guzzetti (2005) refere a necessidade de introduzir na classificação o *Grau de Magnitude* separando os movimentos em nove graus de magnitude, desde o pequeno deslizamento de terra que afecta alguns metros quadrados, aos movimentos de vertente submarinos com extensões de vários quilómetros.

Na área de estudo, os modelos aplicados no intuito de avaliar a susceptibilidade de ocorrência de movimentos centram-se nos movimentos mais típicos que são do tipo deslizamento de solos argilosos, embora ocorram também em materiais rochosos desabamentos ou quedas de blocos, não sendo porém as ocorrências destas tipologias muito significativas (Figuras 2.1 a 2.3).

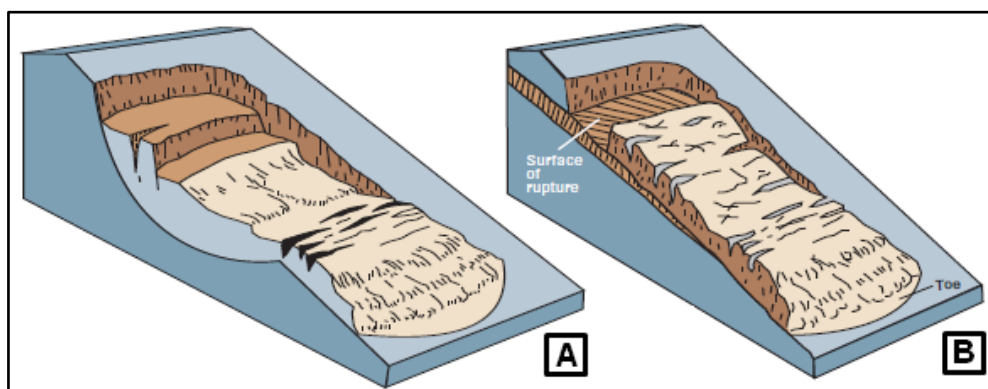


Figura 2.1. Esquemas de movimentos de vertente do tipo deslizamento. A – deslizamento rotacional; B – deslizamento translacional. (Retirado de: Highland e Bobrowsky, 2008).

Os deslizamentos ocorrem predominantemente ao longo de superfícies de ruptura bem definidas que podem ser curvas ou côncavas, no caso dos deslizamentos rotacionais, ou planares, no caso dos movimentos translacionais. Os sinais de instabilidade caracterizam-se normalmente pelo aparecimento de fendas pré-ruptura no local onde se vai desenvolver a cicatriz principal do movimento. (Varnes 1978; Cruden e Varnes, 1996).

Na área de estudo os movimentos mais frequentes são os deslizamentos translacionais, no entanto em termos de dimensão são menos representativos que os deslizamentos rotacionais. A maioria dos deslizamentos rotacionais tendem a assumir uma superfície de ruptura curva (Figura 2.2.B e 2.3.A) cujo ângulo de curvatura se aproxima ao de uma superfície plana.

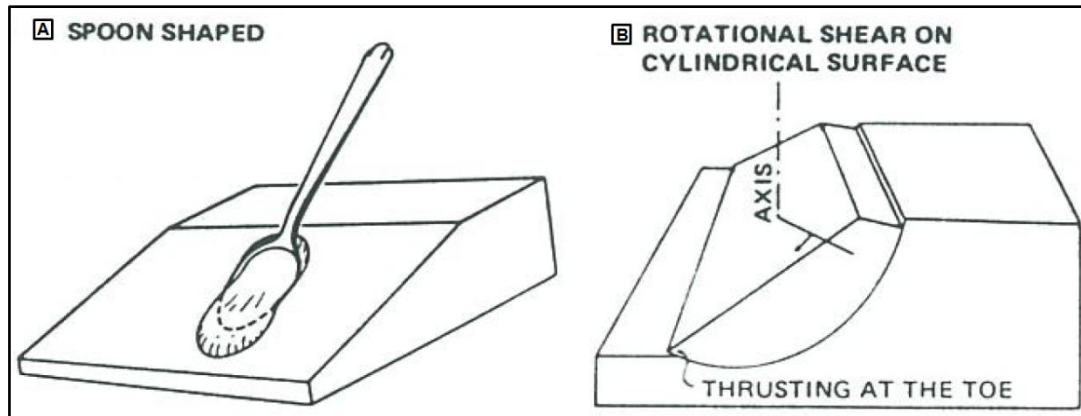


Figura 2.2. Esquemas dos diferentes tipos de deslizamentos rotacionais. A – Deslizamento rotacional com superfície de ruptura em forma de “colher”; B - Deslizamento rotacional alongado com superfície de ruptura cilíndrica e com grande arco de curvatura típico da área em estudo. (Retirado de Varnes, 1978).



Figura 2.3. Exemplos de movimentos de vertente na região de Arruda dos Vinhos. A – Deslizamento rotacional; B e C – Deslizamentos translacionais; D – Cicatriz de um desabamento.

Varnes (1978) indica que “os processos envolvidos na ocorrência de movimentos de vertente reúnem uma série contínua de eventos desde a causa até ao efeito”, ou seja, até ao momento em que ocorre ruptura existe um conjunto de causas e factores condicionantes que levam à instabilização da vertente, sejam elas geológicas, morfológicas, físicas e/ou antrópicas (Varnes, 1978; Popescu, 1994; Cruden e Varnes, 1996).

A estabilidade de uma vertente pode descrever-se em termos de Factor de Segurança (FS) que, segundo Popescu (1994), resulta da razão entre a resistência ao corte (τ_f) e a tensão de cisalhamento (τ) do solo (Equação 1) ao longo de uma superfície de ruptura conhecida ou assumida, pelo que

$$FS = \frac{\tau_f}{\tau} \quad [1]$$

Terzaghi (1950) citado por Popescu (1994) dividiu as causas para a ocorrência de movimentos de vertente em *causas externas*, que resultam do aumento da tensão de corte (por exemplo alterações na morfologia da vertente, erosão na base da vertente, sobrecarga da vertente, vibrações do terreno (por exemplo pela construção de estruturas ou sismos), aumento súbito do nível piezométrico, alteração da rede de drenagem), e em *causas internas*, que resultam da diminuição da resistência ao corte (por exemplo ruptura progressiva, aumento da saturação dos materiais, meteorização, erosão por infiltração e escoamento de água).

As causas que podem contribuir igualmente para o aumento da tensão de corte como para a diminuição da resistência ao corte, assim como afectar simultaneamente ambos, subdividindo as causas em *geológicas* (por exemplo baixa resistência dos materiais, materiais fracturados, contrastes de permeabilidade), *morfológicas* (por exemplo elevação tectónica ou vulcânica, erosão fluvial na base de vertentes, remoção de vegetação por fogos ou secas), *físicas* (por exemplo precipitação intensa e/ou prolongada, fusão rápida de neve e gelo, aumento súbito do nível piezométrico devido a cheias ou marés) e *antrópicas* (escavação da base de taludes, desflorestação, irrigação de culturas) (Varnes, 1978; Popescu, 1994; Cruden e Varnes, 1996).

Os factores condicionantes para a ocorrência de movimentos de vertente podem ser subdivididos em *preparatórios* ou *desencadeantes* dependendo do estado de

estabilidade de uma vertente – estável, marginalmente estável, ou instável (Popescu, 1994), (Figuras 2.4 e 2.5).

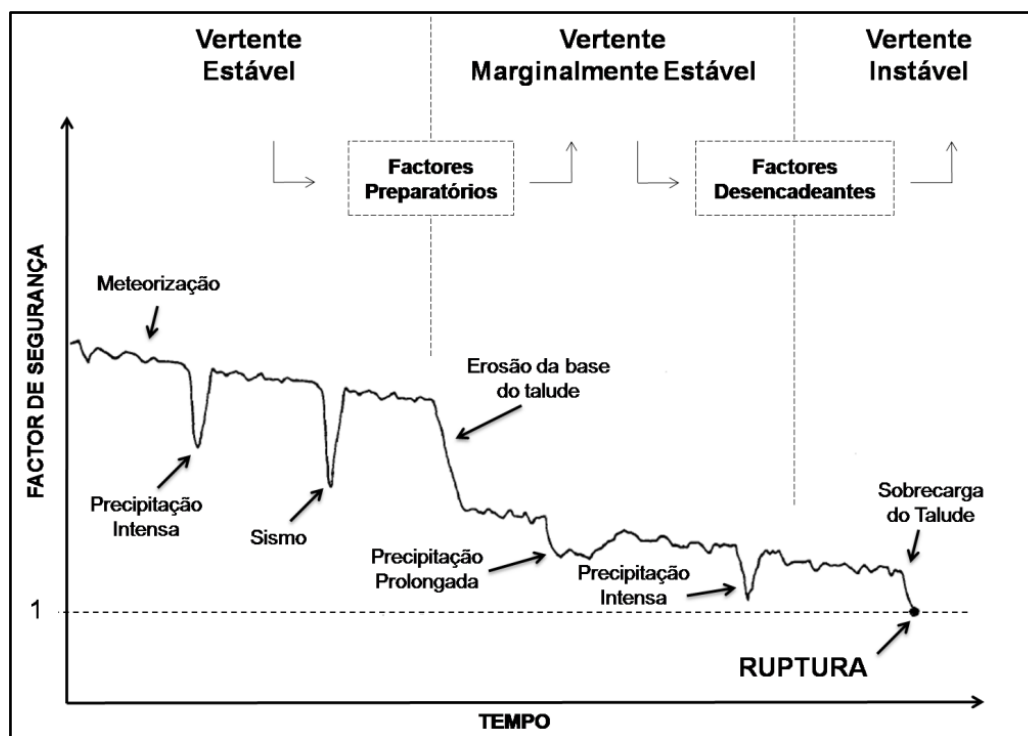


Figura 2.4. Exemplos de factores condicionantes para a diminuição do Factor de Segurança de uma vertente ao longo do tempo. (Adaptado de Popescu, 1994).

Assim, todos os factores preparatórios são aqueles que levam determinada vertente a estar susceptível à ocorrência de movimentos mas sem o início dos mesmos, ficando num estado marginalmente estável (Popescu, 1994), ou seja condicionam o grau de instabilidade da vertente, e determinam a variação espacial do grau de susceptibilidade de uma zona à ocorrência de movimentos de vertente (Zêzere, 2003), tais como solos de alteração e/ou pouco resistentes, alterações de permeabilidade, declives acentuados, presença ou ausência de coberto vegetal ou alteração antrópica do perfil natural da vertente.

Os factores desencadeantes são aqueles que, numa vertente potencialmente instável, iniciam (desencadeiam) o movimento, passando o estado de estabilidade de uma vertente de marginalmente estável a instável (Popescu, 1994), ou seja são a causa imediata da instabilidade, e determinam a variação temporal dos movimentos de vertente (Zêzere, 2003), tais como períodos de precipitação intensa e/ou prolongada, sismos, sobrecarga de taludes, ravinamento, irrigação de culturas em vertente já instáveis.

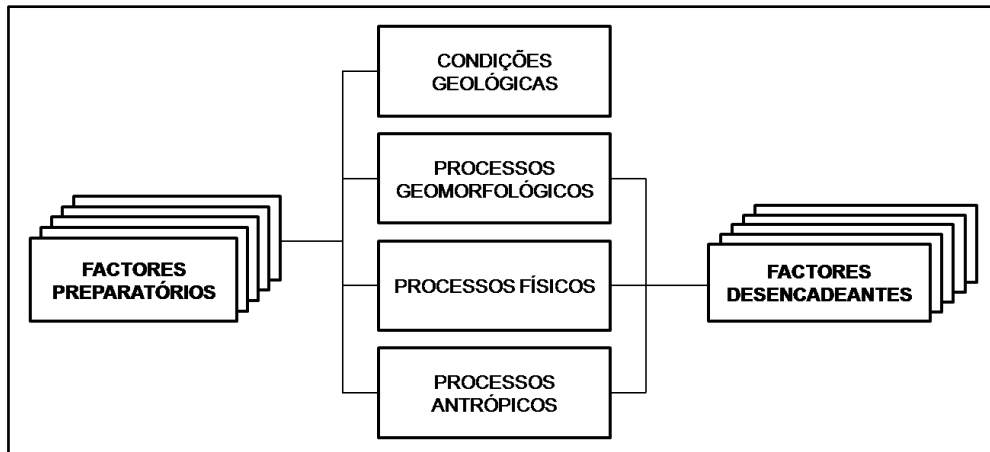


Figura 2.5. Factores preparatórios e desencadeantes de movimentos de vertente. (Adaptado de Popescu, 1994).

2.2. Avaliação da Susceptibilidade

Na avaliação da susceptibilidade à ocorrência de movimentos é importante ter em conta os conceitos que se incluem num modelo conceptual de avaliação do risco – susceptibilidade, perigosidade, vulnerabilidade e risco.

Susceptibilidade é a possibilidade de um fenómeno natural ocorrer numa determinada área com base nas condições locais de terreno (Brabb, 1984, citado por Guzzetti, 2005). Será portanto o grau no qual uma determinada área é susceptível de ser afectada por movimentos de vertente, permitindo estimar o local de ocorrência dos movimentos de vertente, não tendo em consideração a probabilidade temporal de ruptura nem a magnitude dos eventos expectáveis. Assim podemos definir matematicamente que a susceptibilidade é a probabilidade espacial de ocorrência de movimentos de vertente, dado um conjunto de condições e factores geo-ambientais (Guzzetti, 2005).

Um dos conceitos mais utilizados pela comunidade científica foi descrito por Varnes (1984) em que o *Risco total* (R_t – total risk) define-se como o número de mortos e feridos expectáveis e os danos materiais directos (por exemplo danos causados em edifícios) ou indirectos (por exemplo quebra nas actividades económicas) devidos a um fenómeno natural particular, podendo ser calculado pela Equação 2:

$$R_t = (E)(R_s) = (E)(H \times V) \quad [2]$$

onde, E são os *Elementos em risco* (*Elements at risk*) que podem ser a população, propriedades, actividades económicas, etc., em risco num determinado território, R_s – Risco específico (*Specific risk*) – é o grau de perda expectável devido a um fenómeno natural particular e calcula-se pelo produto de H e V , onde H é a *Perigosidade Natural* (*Natural Hazard*) é a probabilidade de ocorrência de um fenómeno potencialmente destruidor, num determinado período de tempo, numa dada área e com uma dada magnitude (Guzzetti, 2005), e V é a *Vulnerabilidade* (*Vulnerability*) é o grau de perda expectável de um ou mais elementos em risco resultante da ocorrência de um fenómeno natural de determinada magnitude, sendo expressa numa escala entre 0 (sem perda) e 1 (perda total) (Varnes, 1984).

Os inventários de movimentos ocorridos no passado, na região em estudo, constituem peça fundamental em qualquer estudo deste tipo, e qualidade dos resultados finais está fortemente dependente da qualidade e carácter exaustivo dos mesmos.

Apesar da sua importância fundamental, neste trabalho não serão referidas metodologias para a realização de inventários de movimentos de vertente, pois foi possível utilizar em diferentes fases dos estudos e na validação de resultados, um inventário independente realizado pelo Dr. Sérgio Oliveira, do centro de investigação RISKAM (IGOT - UL), no âmbito do Projecto MapRisk e da sua tese de doutoramento, em conclusão (Oliveira, *em curso*).

2.3. Métodos de base física

A avaliação da susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente pode ser realizada através de duas abordagens distintas.

A primeira abordagem realiza-se por métodos de cartografia directa, baseada na análise dos efeitos da instabilidade nas vertentes em que a ponderação de factores é efectuada pelos técnicos que realizam os levantamentos. É um método cujos resultados são subjectivos dependendo da experiência da pessoa que realizou o inventário de instabilidade e zonamento da susceptibilidade, tornando a validação dos resultados uma tarefa difícil e demorada, dado que será necessária a ocorrência de novos movimentos.

A segunda abordagem realiza-se por métodos de cartografia indirecta que se baseiam nos factores, mecanismos e causas que desencadeiam a instabilidade geomorfológica,

cuja influência é determinada pela aplicação de métodos matemáticos de base física (determinísticos) ou de base estatística (Figura 2.6), que levam a uma normalização das metodologias tornando mais objectivos os resultados, que podem ser validados pela aplicação de técnicas padronizadas (Montgomery e Dietrich, 1994; Guzzetti, 2005; Piedade, 2009).

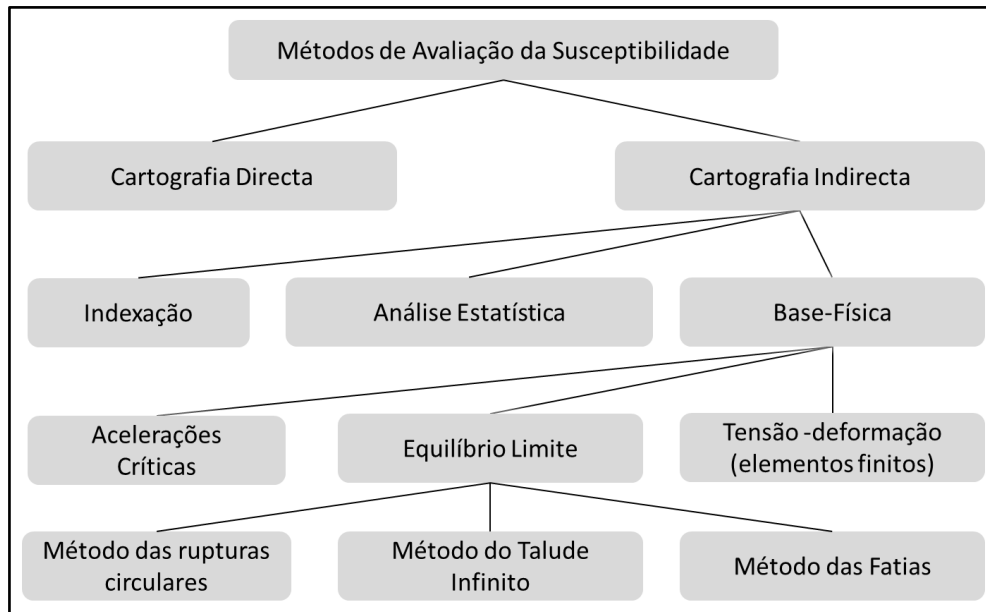


Figura 2.6. Métodos de avaliação da susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente. (Adaptado de Sharma, 2002 e Piedade, 2009).

Guzzetti (2005) refere que os métodos de base física tendem a ser mais rigorosos devendo apresentar melhores resultados. Na realidade, à escala regional, devido à fraca qualidade dos dados de base, nem sempre isso acontece, recorrendo-se a métodos de base estatística.

Os métodos de base física permitem também incluir na análise o cálculo do factor desencadeante como a intensidade de precipitação, oscilações do nível piezométrico ou ainda prever a acção das vibrações sísmicas no solo, prevendo efeitos de sítio e identificar zonas susceptíveis à ocorrência de instabilidades desencadeadas por sismos, adicionando ao método do Talude Infinito o módulo de Newmark (Jibson *et. al.*, 2000; Guzzetti, 2005).

Com o objectivo de avaliar a susceptibilidade à escala regional a abordagem da cartografia indirecta com base em métodos de base física por métodos de equilíbrio limite foi a escolhida para a realização deste trabalho. Dentro dos métodos de equilíbrio limite o

único que tem sido utilizado à escala regional, dentro das possibilidades da programação actual, é o método do Talude Infinito.

De facto, o método do talude infinito é totalmente determinado, visto ser possível obter uma solução única que cumpre as leis da estática, ao contrário dos métodos de análise para roturas circulares, em que o número de variáveis presentes é superior ao número de equações possíveis, e os métodos que tem sido propostos diferem essencialmente nas aproximações utilizadas para ultrapassar aquele problema matemático.

Os métodos de base física permitem a quantificação da instabilidade através da explicação dos mecanismos físicos e respostas aos factores influentes que levam à ocorrência à instabilidade e ruptura de uma vertente, podendo integrar numericamente outros modelos de índole hidrogeológica e geotécnica, cujo objectivo principal é aproximação matemática da realidade de modo a melhorar a capacidade de previsão de onde e quando se irão desencadear novos eventos de instabilidade.

Os princípios físicos, ou factores, que condicionam a estabilidade relacionam-se directamente com as características geotécnicas dos materiais e físicas da vertente podendo o estado de estabilidade ou instabilidade ser calculado por modelos que relacionam parâmetros como o declive de uma vertente, o ângulo de atrito interno, a coesão, peso específico do material, posição do nível piezométrico, espessura de solo total e saturado, etc.

Na construção deste modelo e combinando estes parâmetros é obtido um valor de *Factor de Segurança* (FS) que relaciona as forças resistentes com as forças instabilizadoras, de corte ou de cisalhamento (Equação 3).

$$FS = \frac{\text{Forças Resistentes}}{\text{Forças Instabilizadoras}} \quad [3]$$

Quando as forças instabilizadoras são superiores às forças resistentes o FS é inferior a 1 e assume-se que a vertente está numa condição *instável* (Quadro 2.2).

Quadro 2.2. Estabilidade relativa de uma vertente face o Factor de Segurança.

Factor de Segurança (FS)	Estabilidade da Vertente
$FS \leq 1$	Instável (ruptura certa)
$1 < FS < 1,25$	Instável (ruptura provável)
$1,25 < FS < 1,5$	Marginalmente Instável
$1,5 < FS < 2$	Marginalmente Estável
$FS > 2$	Estável

Um dos métodos mais utilizados para o cálculo do Factor de Segurança de uma é o método do *Talude Infinito*, que se baseia na hipótese de uma potencial superfície de ruptura ser paralela à superfície da vertente e infinita (IGME, 1987; Vallejo *et. al.*, 2002) como mostra a Figura 2.7. Existem muitas variações deste método, sendo que as formulações mais recorrentes prevêem o fluxo do nível freático paralelo à superfície e introduzindo o factor da espessura de solo saturado.

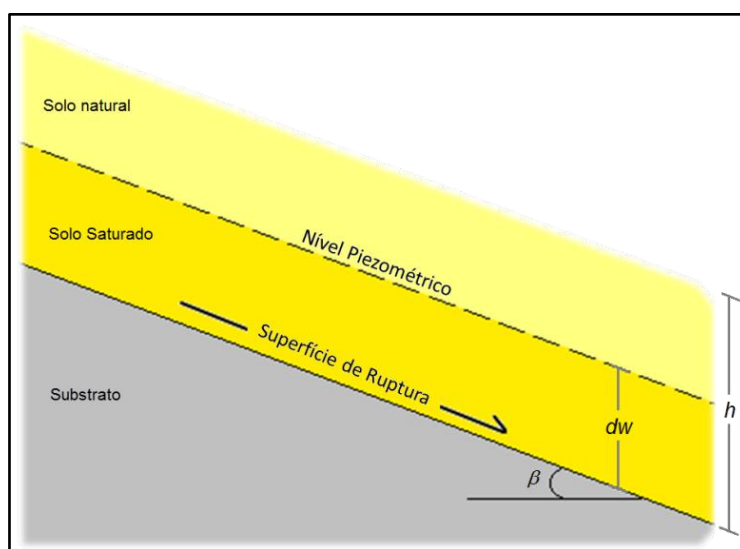


Figura 2.7. Representação esquemática de uma vertente natural para o cálculo do Factor de Segurança pelo método do Talude Infinito. β representa o declive da vertente, dw representa a fatia de solo saturado potencialmente instável e h a fatia total de solo potencialmente instável.

Uma das vantagens deste método é a possibilidade de reproduzir espacialmente (pixel a pixel) as condições de estabilidade de uma vertente, sendo possível a representação cartográfica de uma área, podendo calcular o FS para cada unidade de terreno (pixel),

ou seja, o método permite a obtenção de um valor de FS para cada unidade de terreno que irá identificar espacialmente zonas potencialmente instáveis a partir de uma expressão matemática que relaciona as variáveis. Após esta modelação será possível a reclassificação dessas zonas em Classes de Susceptibilidade.

O método do Talude Infinito tem a possibilidade de ser integrado em ambientes de Sistemas de Informação Geográfica para produzir cartografia de susceptibilidade. A incapacidade deste método em tratar adequadamente os deslizamentos rotacionais constitui um inconveniente importante, mas cuja influência é minimizada por um conjunto de razões:

- Na maioria dos inventários de instabilidades em vertentes à escala regional os movimentos mais frequente são do tipo translacional e predominantemente superficiais, ou seja movimentos que são adequadamente tratados pelo método do Talude Infinito;
- A análise de escorregamentos rotacionais pouco profundos, com superfície de grande raio de curvatura, com o método do talude infinito não conduz a desvio substanciais relativamente aos resultados obtidos com os métodos desenvolvidos para roturas circulares, pelo que a simplificação será aceitável em muitos casos;
- Os escorregamentos rotacionais profundos, não analisáveis com o método do talude infinito, são relativamente pouco frequentes na maioria dos inventários realizados à escala regional, e os mecanismos envolvidos afastam-se substancialmente dos que controlam os deslizamentos translacionais, pelo que a sua abordagem deverá ser realizada por métodos distintos.

Existem variados exemplos na literatura de métodos de base física com a introdução de modelos geotécnicos e hidrogeológicos (Montgomery e Dietrich, 1994; Dietrich *et. al.*, 1995; Iverson, 2000; Casadei *et. al.*, 2003; Harp *et. al.*, 2006; Dietrich *et. al.*, 2007; Segoni *et. al.*, 2009; Amaral *et. al.*, 2009; Catani *et. al.*, 2010).

Em todos estes estudos são necessários dados de base provenientes da análise das condições dos solos (espessura de solo potencialmente instável, propriedades hidrogeológicas e geotécnicas dos solos), de modelos digitais de elevação (declive,

curvatura, área contributiva a montante, direcção de fluxo) e parâmetros hidrogeológicos (variação do nível piezométrico, infiltração, escoamento).

Os movimentos de vertente ocorrem recorrentemente durante episódios de precipitação intensa e/ou prolongada, reflectindo-se os efeitos da saturação do solo e aumento da pressão intersticial (ou neutra) na perda de coesão do mesmo (Montgomery e Dietrich, 1994; Wieczorek, 1996).

A concentração do escoamento superficial e o declive da encosta são os factores topográficos com maior influência na estabilidade da vertente segundo Montgomery e Dietrich (1994) que indicam que a distribuição espacial dos movimentos superficiais é influenciada por outros factores como a espessura de solo potencialmente instável, condutividade hidráulica e características de resistência dos materiais envolvidos, a duração e intensidade das precipitações, a orientação do escoamento subterrâneo, a percolação de água em maciços rochosos fracturados ou em solos e a resistência das raízes de plantas e árvores.

Os desenvolvimentos mais importantes neste tipo de estudos decorrem da inclusão de modelos hidrológicos simplificados em condições estáticas (Montgomery e Dietrich, 1994; Dietrich *et. al.*, 1995), modelos hidrológicos complexos em condições dinâmicas de interacção entre a precipitação, infiltração, escoamento e variação do nível piezométrico ao longo do tempo de ocorrência de acontecimentos pluviosos (Iverson, 2000), caracterização de pormenor das características geotécnicas, hidrológicas, hidrogeológicas e da estrutura das camadas de solos vulcânicos (Amaral *et. al.*, 2009), e modelação à escala regional da espessura de solo potencialmente instável (Catani *et. al.*, 2010).

CAPÍTULO 3

ENQUADRAMENTO GERAL DA ÁREA EM ESTUDO

A área em estudo corresponde à das três sub-bacias hidrográficas da Laje, Salema e dos Galinhatos, incluídas na bacia do Rio Grande da Pipa e localizadas na região de Arruda dos Vinhos, a cerca de 10 km a noroeste da cidade de Vila Franca de Xira e a 30 km a norte da cidade de Lisboa (Figura 3.1).

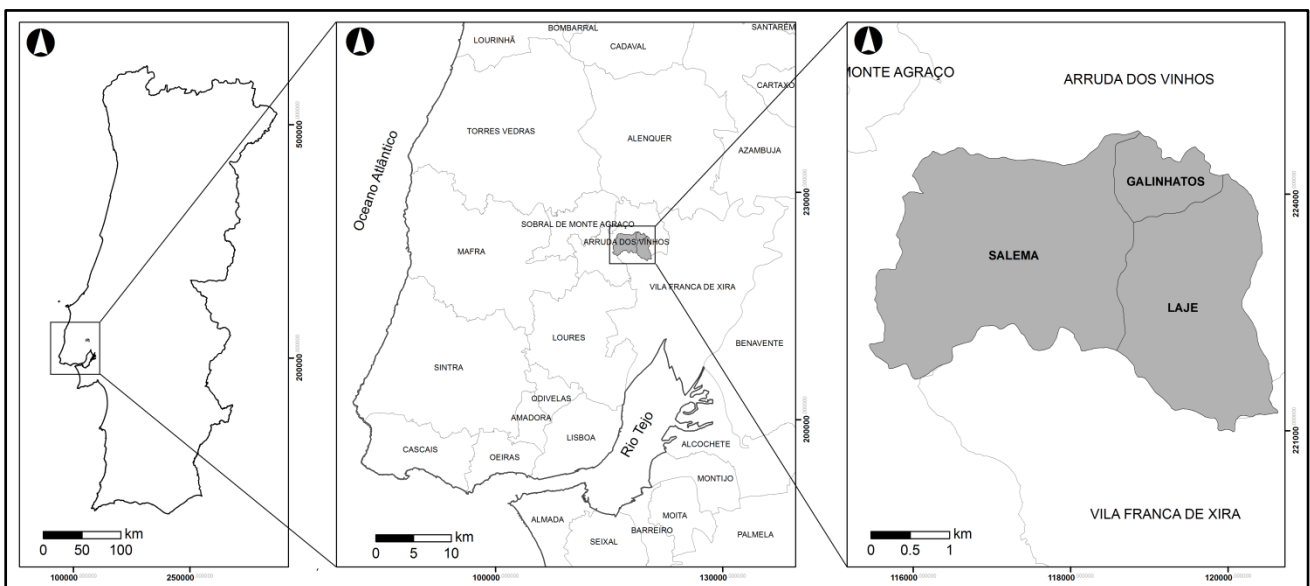


Figura 3.1. Enquadramento geográfico da área em estudo.

Estas sub-bacias hidrográficas integram-se na Sub-bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa que por sua vez é parte integrante da Bacia Hidrográfica do Tejo. A área enquadra-se nos concelhos de Arruda dos Vinhos e de Vila Franca de Xira, perfazendo uma área total de aproximadamente 13 km².

A região de Arruda dos Vinhos situa-se na Orla Mesocenozóica Ocidental, enquadrando-se na bacia sedimentar Lusitânica (Kullberg *et. al.*, 2006), caracterizando-se por formações sedimentares compostas maioritariamente por alternâncias de calcários, margas e arenitos. A geologia da área em estudo está cartografada na Carta Geológica de Portugal folha 30-D Alenquer na escala 1:50.000 (*vide* Zbyszewski e Assunção, 1965) e nas folhas 389 e 390 da Carta Geológica da Área Metropolitana de Lisboa na escala 1:25.000 (*vide* INETI, 2005).

Segundo Zbyszewski e Assunção (1965) as formações presentes na região estão datadas do Jurássico Superior (J^{3-4}) de idade Kimeridgianiana, correspondendo, da mais recente para a mais antiga, ao *Complexo Pterociano* (J^4), ao *Complexo Corálico de Amaral* (J_a^3) e ao *Complexo das Camadas da Abadia* (J_c^3) que abrange mais de 70% da área das sub-bacias. Verifica-se também a existência de filões de diversa composição. Na parte norte da área encontram-se também uma unidade de Aluviões (*a*), datada do Holocénico.

Coelho (1979a) sugere um *log* esquemático (Figura 3.2) para as formações jurássicas da região onde se verificam intercalações entre calcários, margas e grés, onde é possível verificar que o *Complexo da Abadia* está atribuído ao Lusitaniano, que terá sido posteriormente englobado no andar Kimeridgianiano.

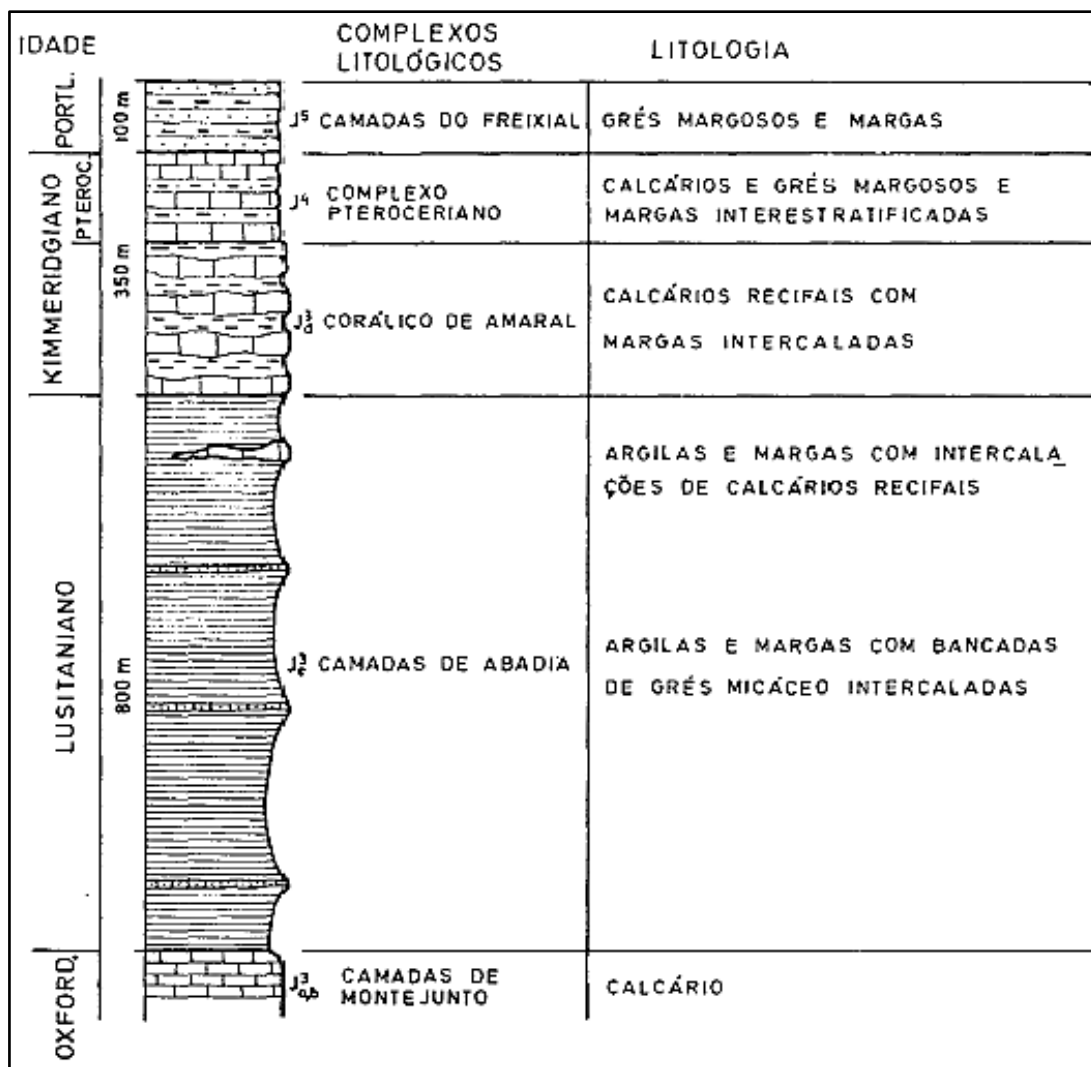


Figura 3.2. Coluna lito-estratigráfica das formações em estudo proposta por Coelho (1979a).

Em 2005 foi elaborada pelo INETI, actualmente LNEG, a Carta Geológica da Área Metropolitana de Lisboa na escala 1:25.000 em formato vectorial (Figura 3.3), que foi utilizada como base para a melhoria da cartografia geológica neste trabalho, onde as formações existentes foram datadas do Kimeridgianiano ao Titoniano, separando a geologia da área em 4 formações – Formação de Abadia (J_{Ab}^3), Formação de Amaral (J_{Am}^3), Formação de Sobral (J_{So}^3) e Formação de Arranhó (J_{Ar}^3), as duas últimas correspondendo ao Complexo Pterociano (J^4).

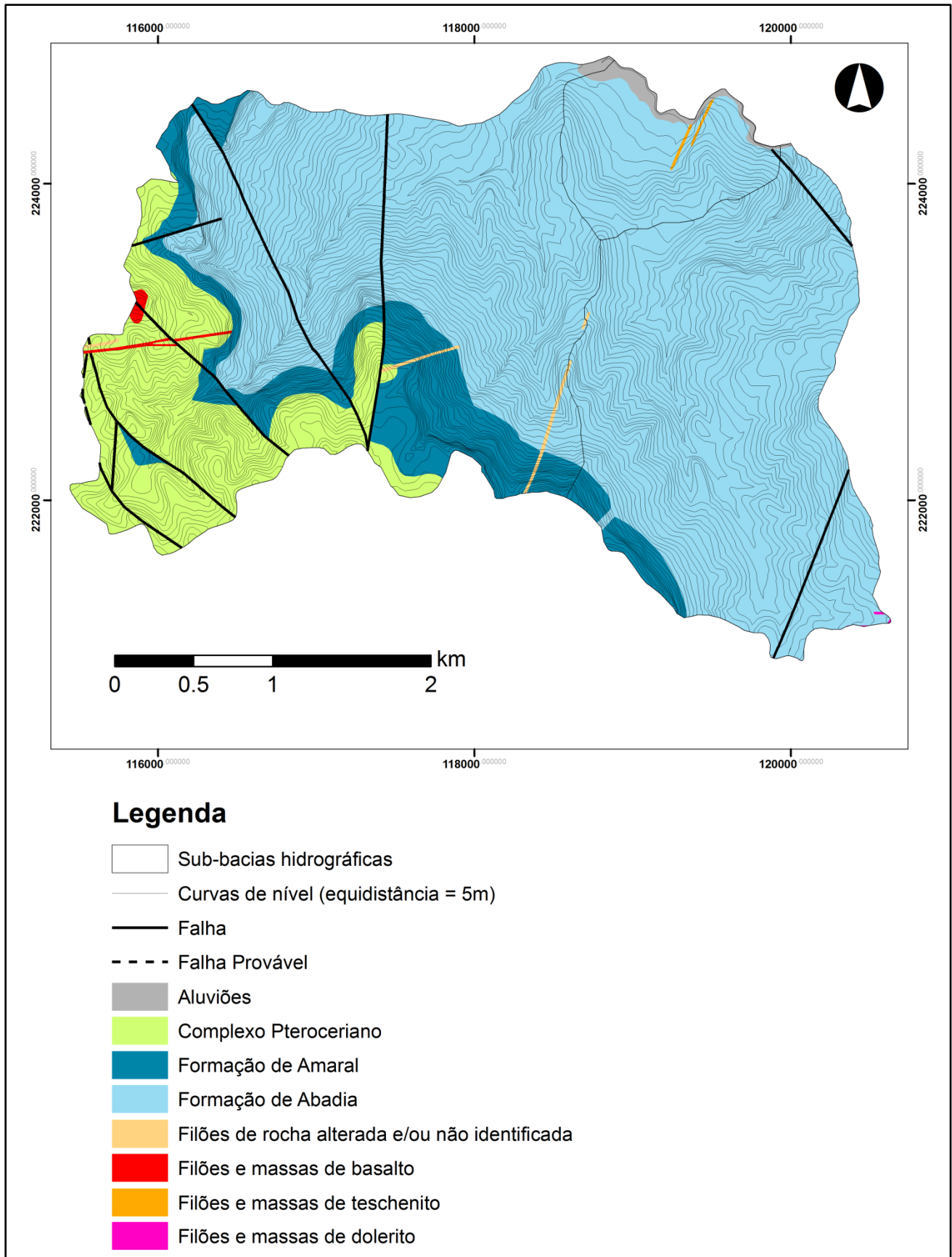


Figura 3.3. Mapa geológico na escala 1:25.000 da área em estudo. Adaptado da Carta Geológica da Área Metropolitana de Lisboa na escala 1:25.000 (INETI, 2005).

Na região em estudo, o *Complexo da Abadia* (J_c^3) caracteriza-se por uma alternância de margas acinzentadas, argilas e níveis de arenito fino amarelo, existindo a presença de moscovite em todas estas litologias (Jeremias, 2000) e em maior quantidade nas formações areníticas (Figura 3.4) podendo ser classificado como um grés micáceo (Coelho, 1979a). Nos níveis superiores é possível encontrar margas e argilas com intercalações de massas de calcário recifal.

As margas são na sua maioria acinzentadas e segundo Zbyszewski e Assunção (1965), esta formação apresenta cerca de 800m de espessura. Em alguns afloramentos é possível verificar que o alinhamento das palhetas de micas nas formações margosas aparenta estar concordante com a superfície estratigráfica favorecendo a diminuição do atrito entre camadas. A superfície estratigráfica das camadas apresenta baixa rugosidade. Estas características poderão ser favoráveis à ocorrência de deslizamentos.

As camadas areníticas variam de espessura ao longo da área, aumentando de espessura no sentido W-E, apresentado as maiores espessuras no sector Este da sub-bacia da Laje podendo atingir até 3 a 4m de espessura, controlando assim estruturalmente as vertentes neste sector.

Os terrenos pertencentes ao *Complexo Corálico de Amaral* (J_d^3) formam escarpados na parte superior das vertentes, com espessuras aproximadas de 50m, podendo ser observados principalmente na parte SW da área de estudo. O Complexo é composto por um calcário recifal maciço a apinhado, alternando com níveis mais margosos de cores entre o amarelo (cor de alteração) e o cinzento (Figura 3.5).

De acordo com Zbyszewski e Assunção (1965), as camadas deste complexo são formadas por massas calcárias, arredondadas, soldadas entre elas, estando por vezes separadas por níveis margosos ou margo-calcários, onde no meio do complexo existem com frequência bancadas compactas de ólitos miliares (em forma de grão de milho) e de grés. Os autores referem também que o contacto entre este complexo e o complexo da Abadia é muito irregular, devido à formação dos recifes ter ocorrido em diferentes épocas, sendo possível em alguns locais verificar a presença de um recobrimento dos recifes por uma fácies margosa.



Figura 3.4. Aspecto geral do *Complexo da Abadia*. A e B – Afloramentos na sub-bacia hidrográfica de Salema onde é visível a alternância entre margas e arenitos (escala vertical 1m); C – Afloramento de margas na sub-bacia hidrográfica da Laje (escala vertical 1m); D – Afloramento de arenitos na sub-bacia hidrográfica da Laje (escala vertical 1m); E – Aspecto dos materiais margosos com intercalações micáceas; F – Aspecto dos materiais areníticos com a presença de micas (escala em cm).



Figura 3.5. Afloramentos do Complexo Corálico de Amaral. A, B e C – Afloramentos na sub-bacia hidrográfica de Salema; D e E – Exemplos de fósseis, gastrópode e coral respectivamente; F, G e H – Aspecto geral de uma das pedreiras situada na sub-bacia hidrográfica da laje.

Na área em estudo, o *Complexo Pteroceriano* (J⁴) aflora apenas na sub-bacia hidrográfica de Salema e caracteriza-se por calcários e margas com intercalações de níveis greso-margosos (Zbyszewski e Assunção, 1965) de cor amarela clara, havendo uma patente heterogeneidade em todas as formações (Figura 3.6).

Os níveis inferiores apresentam um calcário oolítico semelhante ao presente no Complexo Corálico do Amaral que, por ter forma lenticular não está representado em alguns locais, pelo que nesses, o Complexo Pteroceriano assenta directamente sobre o Complexo de Abadia.



Figura 3.6. Afloramentos do *Complexo Pteroceriano*. A – Intercalações de calcários apinhoados e calcários margosos; B – Intercalações de calcários margosos, calcários apinhoados e grés.

A região em estudo enquadra-se numa área de grande sismicidade onde foram observadas intensidades de grau VIII – IX nos sismos de 1531 e 1909 gerados na região do vale do Tejo e Benavente e VIII-VII no sismo de 1755, estando enquadrada na zona de máxima sismicidade em Portugal Continental (Zbyszewski e Assunção, 1965 e Cabral *et. al.*, 2003)

Estruturalmente, a região constitui um grande empolamento anticlinal de orientação NE-SW das formações com a formação da Abadia no núcleo – *anticlinal da Abadia* – onde a espessura total dos sedimentos Jurássicos pode atingir cerca de 2,5km (Zbyszewski e Assunção, 1965; Jeremias, 2000). As unidades são cortadas por falhas verticais com orientação aproximada NE-SW e NW-SE (Zbyszewski e Assunção, 1965). As camadas

tendem para uma inclinação geral de 5° a 10° para S-SW, havendo no entanto diversas variações locais resultantes de variados acidentes tectónicos.

As formações Jurássicas presentes na área em estudo apresentam diferente comportamento hidrogeológico consoante a sua litologia (Baptista, 2004; Zbyszewski e Assunção, 1965), podendo fazer-se a distinção em dois grupos:

Nas formações do Complexo da Abadia de natureza margo-argilosa a percolação tende a ser muito reduzida devido à baixa permeabilidade quer das formações quer dos solos de cobertura silto-argilosos, com excepção da percolação ocorrida nos níveis de arenitos existentes. Em eventos de maior pluviosidade a baixa permeabilidade dos materiais favorece o aumento do nível freático levando à saturação dos terrenos e consequentemente à escorrência superficial (Montgomery e Dietrich, 2004; Iverson, 2000).

As exurgências de água, através dos níveis areníticos, nas vertentes provocam o aumento de processos de erosão e ravinamento podendo originar a instabilização das vertentes. Este tipo de fenómeno é recorrente nesta região como se pode verificar na Figura 3.7.



Figura 3.7. Exurgência de água numa vertente na região de Arruda dos Vinhos com formação de ravinamento onde é possível verificar deslizamentos translacionais a meio da vertente. Este evento ocorreu após o episódio de precipitação intensa e prolongada de Janeiro de 2010.

Nas formações mais recentes – Complexos Peteroceriano e Corálico de Amaral – verifica-se que a percolação da água realiza-se também através de fracturas existentes nas formações, podendo eventualmente ficar retida nos solos de cobertura silto-argilosos de baixa permeabilidade.

Em termos geomorfológicos, a região de Arruda dos Vinhos caracteriza-se por vales extensos e profundos, correspondentes às linhas de água principais, separando vertentes íngremes, que atingem a cota máxima é 395m (vértice geodésico da Carvalha).

As diferenças de resistência das litologias influenciam fortemente a morfologia das vertentes, onde as cornijas calcárias de maior resistência ocupam a parte superior das vertentes, com declives íngremes, formando frequentemente escarpas, que se destacam das formações argilosas subjacentes, que apresentam menor resistência formando vertentes côncavas de declives variáveis (10 a 20%) (Coelho, 1979a). Trata-se de uma zona com uma morfologia acidentada, de declives relativamente elevados (máximo de aproximadamente 80°).

Típico de um clima Mediterrâneo, o sistema climático alterna entre um longo período chuvoso e um longo período seco (MAOT e INAG, 2001), com condições propícias à ocorrência de movimentos de massa de vertente como os exemplos que se encontram na Figura 2.2 do Capítulo 2 – *Estado da Arte*.

CAPÍTULO 4

METODOLOGIAS

Neste capítulo serão descritas as metodologias utilizadas no desenvolvimento deste trabalho com o objectivo final de criar um mapa de susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente utilizando um método de base física. São também descritas as técnicas necessárias para a obtenção de dados de base de qualidade de modo a obter um mapa de susceptibilidade credível e ajustado à realidade.

4.1. Métodos de base física – Método do Talude Infinito

O método do Talude Infinito enquadra-se na análise de estabilidade de taludes por métodos do equilíbrio limite que permitem o cálculo do Factor de Segurança, como referido anteriormente, onde ao longo de uma superfície potencial de ruptura é calculada a razão entre as forças instabilizadoras, resultantes do peso próprio da fatia de solo potencialmente instável face ao declive e dos efeitos da água nos terrenos, incluindo os efeitos de percolação, e a resistência ao corte mobilizada ao longo daquela superfície. Assim, para as mesmas condições de terreno irá obter-se um Factor de Segurança constante para toda a superfície de ruptura (IGME, 1987; Sharma, 2002; Vallejo, *et. al.*, 2002).

Este método pressupõe que um determinado talude, ou vertente, que se estenda por uma distância relativamente longa e tenha um perfil de solo suficientemente constante, possa ser analisado como um talude infinito. Neste caso a superfície de ruptura será paralela à superfície

da vertente (Sharma, 2002), permitindo que o método do equilíbrio limite seja aplicado a um talude ou a uma região.

Existem muitas variações deste método, sendo que uma das formulações mais completas prevê o fluxo de água paralelo à superfície permitindo a sua utilização em materiais coesivos, como é o caso dos materiais existentes na região em estudo (Figura 4.1).

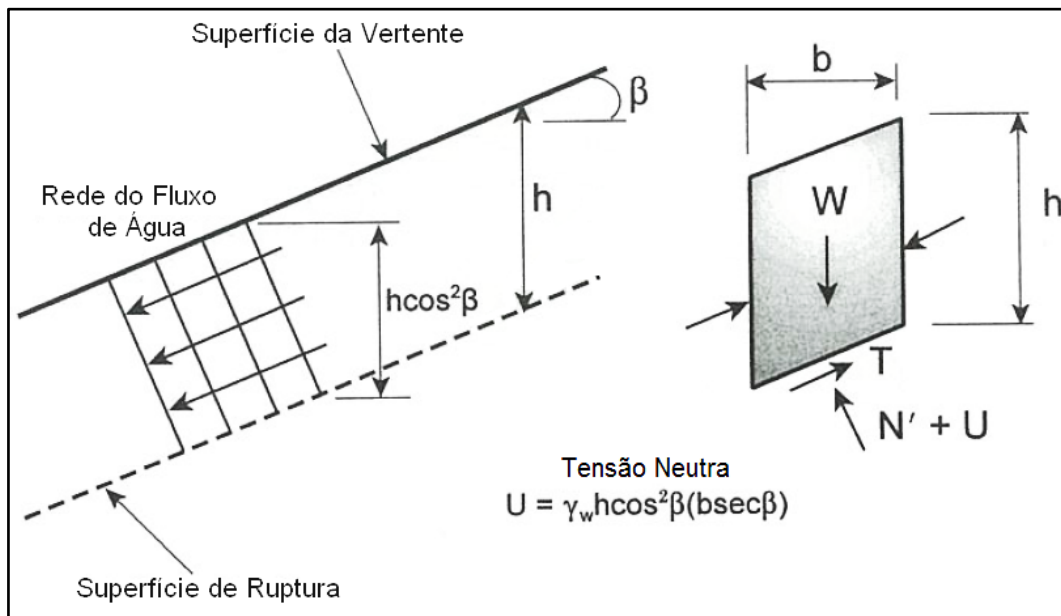


Figura 4.1. Esquema de uma superfície de talude infinito para solos coesivos e com o fluxo de água paralelo à superfície. (Adaptado de Sharma, 2002)

A morfologia dos deslizamentos rotacionais gerados na região em estudo permite a utilização deste método porque a superfície de ruptura apresenta grande raio de curvatura, sendo possível admitir que esta se aproxima a uma superfície plana.

Admite-se então que, para um perfil de solo coesivo saturado cujo fluxo de água é paralelo à superfície, seja possível de calcular o Factor de Segurança, que irá depender da força normal (N'). Como demonstra a Figura 4.1 a tensão neutra (U) actuante numa fatia de solo instável (Equação 4) será

$$U = (\gamma_w h \cos^2 \beta) \frac{b}{\cos \beta} = \gamma_w b h \cos \beta \quad [4]$$

onde, γ_w é o peso específico da água, h e b são a altura e largura da fatia de solo potencialmente instável, respectivamente, e β é o declive.

Introduzindo os valores de ângulo de atrito das partículas efectivo (ϕ') e coesão efectiva do material (c') existente ao longo da superfície de ruptura, a força de atrito (S) irá depender de ϕ' e da força normal efectiva (N') (Equação 5) e é obtida por

$$S = c' b \sec \beta + (N' - U) \tan \phi' \quad [5]$$

Assim o Factor de Segurança (FS - Equação 6) será para este caso

$$FS = \frac{c' b \sec \beta + (N' - U) \tan \phi'}{W \sin \beta} \quad [6]$$

onde

$$W = \gamma_{sat} b h \quad [7]$$

Substituído a força W (Equação 7) na equação de Factor de Segurança (Equação 6) e desenvolvendo a mesma obter-se-á:

$$FS = \frac{c' + h(\gamma_{sat} - \gamma_w) \cos^2 \beta \tan \phi'}{\gamma_{sat} h \sin \beta \cos \beta} \quad [8]$$

onde, γ_{sat} é o peso específico do solo saturado.

Segundo Sharma (2002) a análise anterior poderá ser generalizada se se admitir que a linha de água está localizada a uma altura dw de $m \times h$ acima da superfície de ruptura, sendo m a proporção de espessura de solo saturado, ou seja, a razão entre a espessura de solo saturado e a espessura total de solo potencialmente instável. Conforme estes dados, a expressão geral do Factor de Segurança (Equações 9 e 10) para este método será:

$$FS = \frac{c' + h \times \cos^2 \beta [(1 - m)\gamma_m + m\gamma_{sub}] \tan \phi'}{h \sin \beta \cos \beta [(1 - m)\gamma_m + m\gamma_{sat}]} \quad [9]$$

onde

$$m = \frac{d_w}{h} \quad [10]$$

onde, γ_m é o peso específico natural do solo e γ_{sub} é o peso específico submerso do solo.

Com esta generalização é possível resolver a fórmula de modo a determinar a espessura de solo crítica para qualquer altura de água, admitindo que para FS = 1 ocorre ruptura (Sharma, 2002).

4.2. Dados de Base

A avaliação da susceptibilidade necessita de dados de base e variáveis indispensáveis à construção dos modelos de base física. A distribuição e variação das propriedades físicas do solo, do declive e condições hidrogeológicas são de extrema importância para uma elevada precisão dos resultados dos modelos e consequente melhoria das suas capacidades preditivas.

Os dados de base necessários, tal como indicado nas equações 9 e 10, para o modelo do Talude infinito são o declive, os parâmetros geotécnicos dos solos (coesão, ângulo de atrito interno e pesos específicos dos solos), a espessura de solo potencialmente instável e a altura do nível piezométrico em relação à superfície de ruptura.

Estas variáveis deverão ser todas representadas espacialmente em ficheiros matriciais do tipo *raster* de modo a que seja possível calcular, num Sistema de Informação Geográfica, um valor de Factor de Segurança para cada unidade de terreno, neste caso, para cada *pixel*.

Todas as operações realizadas e mapas apresentados encontram-se no sistema de coordenadas *Hayford Gauss Datum 73 IGeoE* tendo sido realizados nas aplicações ArcGIS 9.3, ArcView 3.1.

4.2.1. Declive

O declive é um dos factores que mais influencia a ocorrência de instabilidades e define-se como o ângulo entre a horizontal e a superfície topográfica da vertente.

O declive das vertentes foi obtido a partir de um Modelo Digital de Terreno (MDT), tendo por base dados altimétricos da Carta Topográfica de Portugal do Instituto Geográfico Português na escala 1:10.000, recorrendo-se a ferramentas automáticas de análise espacial.

Antes de calcular o declive é necessário ter certeza que o MDT não apresenta erros de superfície, como depressões espúrias, ou seja, células rodeadas por outras com valores de elevação maiores. Assim, recorre-se ao conjunto de ferramentas *Hydrology* da aplicação ArcGis 9.3 de modo a obter um MDT corrigido.

Após a correcção do MDT calculou-se automaticamente o declive através da ferramenta *Slope*, tendo em atenção que é necessário escolher para tamanho de *pixel* 5m e os valores de declive em graus.

O resultado é um ficheiro matricial em formato *raster* em que cada célula (*pixel*) apresenta o valor do declive que será introduzido na Equação 9 para o cálculo do Factor de Segurança.

4.2.2. Cartografia lito-estratigráfica de pormenor

Com o intuito de obter uma correcta distribuição e variação das propriedades físicas do solo, do declive e condições hidrogeológicas para melhorar as capacidades preditivas dos mapas de susceptibilidade, um dos objectivos deste trabalho foi, com base na cartografia geológica pré-existente, realizar um levantamento geológico de detalhe centrado no carácter litológico e estrutural de cada formação bem como dos depósitos de cobertura.

Varnes (1984) refere que um mapa litológico num estudo deste tipo deverá agrupar as formações por unidades litológicas não tendo propriamente de corresponder às unidades estratigráficas mas de modo a mostrar as diferenças de litologia que possam influenciar a estabilidade de uma vertente.

Para aperfeiçoar a cartografia litológica da área em estudo foram realizadas campanhas de campo para descrição de litologias, falhas, recolha de amostragem para posterior análise em laboratório, análise de fotografia aérea e recolha bibliográfica que permitisse compreender as litologias e estrutura da região.

No mapa litológico, ou lito-estratigráfico, optou-se por manter agrupadas estratigraficamente as diferentes formações. Dentro de cada formação foram detalhadas as diferentes litologias presentes, ou quando não sendo possível cartografar os limites litológicos, optou-se por manter a representação do mapa geológico pré-existente.

Em cada ponto de observação recolheu-se informações sobre as litologias presentes, fracturação, falhas, informações de carácter hidrogeológico e outras informações relevantes e que permitissem completar o mapa.

A maior parte da cartografia foi realizada com recurso à interpretação de fotografias aéreas por estereoscopia, visto a área não apresentar muitos afloramentos visíveis devido quer aos solos de cobertura quer à própria actividade e ocupação antrópica, que foi objecto de confirmação sistemática no terreno.

Foram identificados e corrigidos os limites geológicos das formações e dentro de cada formação, identificadas camadas de maior resistência que pudessem influenciar a estabilidade da vertente e alterar as condições hidrogeológicas, assim como as áreas de formação de ravinas provocados por escorrência superficial com recurso a observações de campo e de fotografia aérea, com o objectivo final de construir um mapa lito-estratigráfico detalhado.

A análise de fotografia aérea das sub-bacias hidrográficas foi realizada com base nas coberturas fotográficas do voo de 1983 (Força Aérea Portuguesa), no voo SPAL (IGeoE) possivelmente de 1944 (Redweik *et. al.*, 2010) e nos Ortofotomapas de 2004 (IGP).

O desenho cartográfico vectorial foi executado após a georreferenciação das fotografias aéreas. Esta operação foi realizada com base nos Ortofotomapas e optou-se pela utilização de uma transformação *Spline*. Esta transformação utiliza uma função polinomial *spline* que mantém a continuidade e suavização das células adjacentes, ou seja, transforma a célula do ponto de controlo exactamente para a célula do ponto alvo, ajustando a foto a partir desse ponto. Assim quanto maior a distancia a esses pontos menor o grau de ajuste entre as fotos, sendo necessários

pelo menos 10 pontos de controlo, mas o mais indicado será aumentar esse número para melhorar a precisão (ESRI, 2009).

Neste sentido em cada fotografia aérea da área em estudo foram utilizados uma média de 50 pontos de controlo.

As fotografias aéreas do voo SPLAL (IGeoE) foram escolhidas uma vez que são mais antigas e representam uma situação de terreno muito menos afectada pela ocupação e actividade humana das últimas décadas, sendo as estruturas e particularidades geológicas, mais facilmente observáveis. De facto, nesta região existem várias explorações de calcário com expansão recente, e sendo uma região com intensa actividade agrícola, os afloramentos das camadas lenticulares areníticas existentes no Complexo das Camadas de Abadia têm sido removidos para facilitar o cultivo. Acresce ainda o aumento substancial do número de habitações que têm sido construídas nas últimas décadas.

Após a georreferenciação das fotos passou-se à fase do desenho cartográfico vectorial utilizando as ferramentas de desenho da aplicação ArcGIS 9.3.

O desenho foi realizado a par da observação em estereoscopia das fotos em formato digital recorrendo a uma mesa de observação, um monitor LCD (*liquid crystal display*) auxiliar ligado a um computador e um estereoscópio de mesa, como mostra a Figura 4.2. A utilização deste dispositivo tornou-se necessária pelo quase desaparecimento dos processos de cópia fotográfica tradicionais. De facto, só foi possível obter as cópias das fotos aéreas em formato digital matricial, digitalizadas em scanner fotogramétrico. A impressão destas fotos pelos processos digitais correntes não tem resolução suficiente para observação em estereoscópio de espelhos, o que não sucedia nas antigas provas de contacto das fotografias aéreas impressas por técnicas analógicas, que tem pormenor incomparavelmente maior e possibilitam a utilização de oculares de ampliação de até 8x.

No monitor LCD é exibido o par de fotografias em posição de observação estereoscópica, utilizando uma aplicação de visualização de imagens, neste caso Adobe Photoshop, e o desenho cartográfico digital é executado no computador, com o apoio de ortofotomapas, sobre a mesma área das fotografias aéreas em observação.



Figura 4.2. Sistema de observação em esteróscopia de fotografia aérea em formato digital para auxílio no desenho cartográfico vectorial. A – Mesa de observação; B – Monitor LDC auxiliar; C – Estereoscópio de mesa; D – Computador.

Embora o desenho não seja executado directamente sobre as fotografias aéreas em observação estereoscópica, a facilidade de ampliar ou reduzir as imagens e a resolução obtidos com este método permite melhorar os erros associados à digitalização e georreferenciação do desenho manual e melhorar a qualidade do detalhe de observação da fotografia. Esta metodologia poderá tornar-se morosa face à metodologia manual tradicional.

Existem já aplicações informáticas (por exemplo Ilwis 3.7) que têm funções que permitem ver o par fotográfico em estereoscopia e desenhar directamente em formato vectorial. Contudo o ajuste das fotografias aéreas pode não ser estritamente paralelo, uma vez que é feito automaticamente pela aplicação e não tem em conta os efeitos de variação de rumo da aeronave durante a tomada de vista, ocorrendo erros angulares mínimos mas significativos podendo não ser possível a observação em estereoscopia de toda a área em algumas situações (Figura 4.3.), ou mesmo impossível a observação devido às variações de ajuste da posição das fotografias de operador para operador.

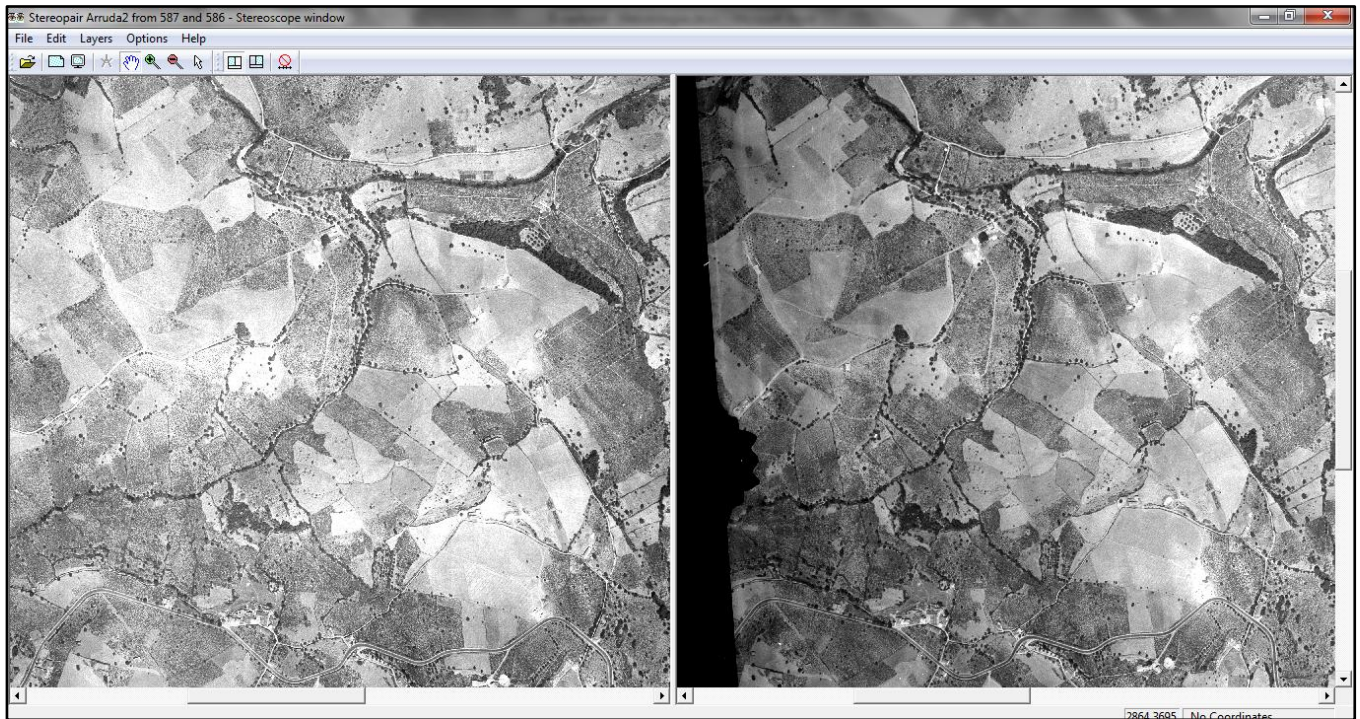


Figura 4.3. Par estereoscópico na aplicação Ilwis 3.7 onde se pode observar o erro angular de uma das fotos e que põe em causa a observação.

A validação da cartografia foi efectuada em campanhas de campo, complementadas pela análise de relatórios geotécnicos e outros indicadores geomorfológicos, como por exemplo a presença de roturas de declive nas encostas (identificação de camadas de maior resistência) ou o início dos ravinamentos (indicador de afloramento de camadas com permeabilidades mais elevadas do que os terrenos encaixantes, o que motiva a descarga da água infiltrada à superfície).

4.2.3. Caracterização geotécnica dos solos

Da observação de campo e a partir do inventário de instabilidades independente podemos constatar que a maioria dos movimentos ocorre no limite entre os Complexos do Corálico de Amaral e o de Camadas de Abadia, naturalmente promovidos pelo declive, modificação nos conteúdos litológicos (passagem para material com baixa permeabilidade e características geotécnicas deficientes) e alterações significativas das condicionantes hidrogeológicas. No entanto, é de realçar a presença de deslizamentos de grandes dimensões e profundos e em

zonas de declives suaves no Complexo de Camadas de Abadia, o que leva a questionar as propriedades físicas das formações geológicas e as condicionantes hidrogeológicas locais.

Não havendo informação de campanhas e relatórios de sondagens suficientes na área em estudo foi necessário recolher amostras para as analisar em laboratório. A localização dos locais de amostragem teve em conta a cartografia litológica de pormenor realizada e as amostras colhidas enquadram-se no tipo indeformado de modo a preservar as características de resistência e saturação naturais do solo e em quantidade suficiente para a realização dos ensaios (Quadro 4.1).

Quadro 4.1. Resumo dos ensaios realizados para a determinação dos parâmetros geotécnicos dos solos.

Ensaio Realizado	Metodologia utilizada	Parâmetros
Ensaio de corte directo em solos em condições consolidadas não drenadas.	D6528 – 00 (ASTM, 2004)	$C, C_{res}, \phi, \phi_{res}$
Determinação do teor em água	NP – 84 (LNEC, 1965)	γ, γ_d, e, n
Determinação da densidade das partículas	NP – 83 (LNEC, 1965)	G_s
Ensaio de expansibilidade	E – 200 (LNEC, 1967)	E
Determinação dos limites de consistência	NP – 143 (LNEC, 1969)	$W_L, W_P, W_R, I_P, I_C, I_L$
Análise Granulométrica da fracção grosseira* e da fracção fina** das amostras	* E – 196 (LNEC, 1967) ** Difraccção de raios laser	Argilas (%), Siltes (%), $D_{10}, D_{30}, D_{60}, C_C, C_U$

As amostras de solo superficial utilizadas nos ensaios foram recolhidas em amostradores contruídos a partir de tubos de PVC cilindricos (ensaios de corte: altura – 7 cm e raio – 11 cm; pesos volúmicos: altura – 11 cm e raio – 4,5 cm) e revestidos com película aderente para não se perder a húmidade natural do solo (Figura 4.4).

Para cada litologia recolheram-se as amostras tendo sempre o cuidado de remover a camada de solo superficial alterada *in situ* para permitir a colheita de amostras com o mínimo de perturbações possível.



Figura 4.4. Amostradores de PVC para a recolha de amostras de solo.

4.2.4. Retroanálise de movimentos de vertente

As instabilidades de vertente ocorridas na área de estudo apresentam várias formas dependendo do tipo mecanismo envolvido. Os movimentos de vertente nesta área são, na sua grande maioria, do tipo deslizamento translacional superficial e deslizamento rotacional superficial a profundo. O tipo de ruptura ocorrida nos movimentos do tipo deslizamentos translacionais superficiais ajusta-se ao modelo do Talude Infinito. As rupturas envolvidas nos mecanismos que levam à ocorrência dos movimentos do tipo deslizamentos rotacionais, nesta área de estudo, não apresentam características rotacionais perfeitas, dado que o raio de curvatura da superfície de ruptura é muito elevado e, dividido por unidades de terreno (pixel = 5m), podem assumir-se como planas.

Assim, utilizando as fórmulas do modelo do Talude Infinito (equações 9 e 10) desenvolvidas por Sharma (2002) e assumindo que quando ocorre ruptura do talude o Factor de Segurança é igual a 1, pode reconstituir-se as condições de ocorrência dos movimentos de vertente para prever os parâmetros geotécnicos das formações envolvidas, ou seja, a retroanálise de movimentos ocorridos permite estimar as propriedades geotécnicas das formações analisando, retroactivamente, as condições em que ocorreu cada movimento.

Através da informação de um inventário de movimentos independente (Oliveira, *em curso*) e do mapa lito-estratigráfico foram recolhidas informações dos movimentos e litologias para

realização de retroanálise de movimentos cujo objectivo seria a verificação das propriedades geotécnicas dos materiais que deram origem aos movimentos de vertente.

Este passo foi necessário porque os valores de resistência dos materiais obtidos em laboratório foram superiores ao esperado e aos apontados em vários relatórios geotécnicos, devido a dificuldades na saturação das amostras.

Para cada unidade litológica foram seleccionados vários movimentos típicos ocorridos nas formações e calculado o declive médio de cada movimentos.

Numa folha de cálculo, foram introduzidas todas as informações relativas à unidade litológica com o objectivo de calcular o Factor de Segurança ≈ 1 .

Para os movimentos de vertente, dentro de cada unidade litológica, foram alterados os valores de coesão e ângulo de atrito, separadamente, até haver uma convergência do valor do Factor de Segurança ≈ 1 .

Com este procedimento obteve-se uma melhoria dos parâmetros geotécnicos das formações relativos às características de resistência (c' e ϕ') coincidente com as condições de terreno encontradas na altura dos movimentos de vertente, e substancialmente diferentes das resultantes dos ensaios de laboratório realizados.

Este método permitiu ainda efectuar uma aferição genérica das espessuras de solo potencialmente instável características de cada unidade litológica.

A espessura de solo controla diversos processos superficiais e subterrâneos, como por exemplo, a evolução da paisagem, balanço sedimentar e movimentos de vertente. Os mapas de solo tradicionais não contêm a informação da distribuição espacial da espessura e das propriedades geotécnicas dos solos e a medições directas e interpolação por métodos estatísticos apenas resultam para pequenos locais de teste (Catani *et. al.*, 2010).

Catani *et. al.* (2010) desenvolveram um modelo matemático, designado de GIST (*Geomorphological Indexed Soil Thickness*), que permite calcular a espessura de solo instantânea (h) de uma determinada área com uma determinada resolução, descartando a hipótese da variação e evolução da espessura do solo através do tempo.

Aqueles autores conseguiram estabelecer uma relação (Figura 4.5) em que quanto maior for o valor de profundidade de solo menor será o factor de segurança, sendo considerado um dos parâmetros que influencia mais a estabilidade de uma vertente (Catani *et. al.*, 2010).

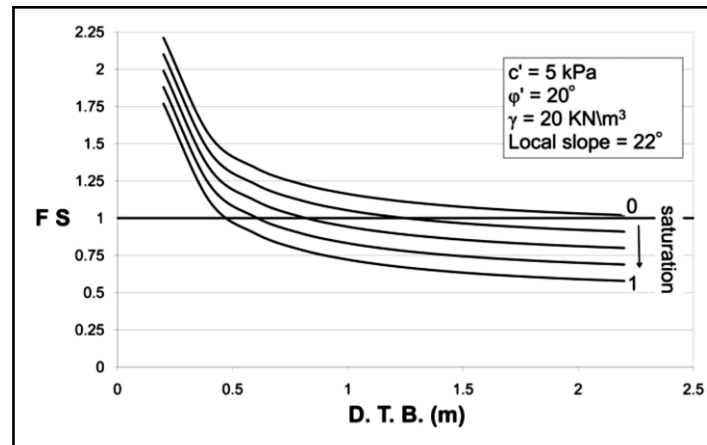


Figura 4.5. Gráfico que relaciona o factor de segurança de uma vertente (FS) com a variação da Espessura de solo potencialmente instável (D.T.B.). (Retirado de Catani *et. al.*, 2010)

Não cabendo no âmbito deste trabalho a aplicação de um modelo matemático que permitisse avaliar a variação espacial da espessura de solo potencialmente instável por toda a área optou-se, a partir dos resultados da retroanálise de instabilidades ocorridas, por analisar se as rupturas características desenvolvidas dentro de cada formação litológica dão origem espessuras de solo potencialmente instável semelhantes.

Nos casos em que houve variação pouco significativa de espessuras, admitiu-se que o valor médio das profundidades de ruptura caracteriza a espessura de solo potencialmente instável característica dessa formação litológica.

Caso contrário foi calculada a mediana (equações 11a e 11b) das profundidades de ruptura, estimando assim um valor aproximado de espessura de solo potencialmente instável.

$$\tilde{x}_{(n \text{ par})} = \frac{x_{\frac{n}{2}} + x_{(\frac{n}{2}+1)}}{2} \quad [11a]$$

$$\tilde{x}_{(n \text{ impar})} = x_{(\frac{n+1}{2})} \quad [11b]$$

onde \tilde{x} é a mediana da variável x , neste caso os valores de espessura de solo potencialmente instável, e n o número total de observações.

Nesta aproximação foi ignorada a influência da topografia, hidrogeologia e balanços sedimentares próprios da formação dos solos de cobertura, tratando-se assim de uma solução aproximada.

4.2.5. Modelo Hidrogeológico

4.2.5.1. Modelo hidrogeológico em condições estáticas: SHALSTAB

Dietrich e Montgomery (1998) desenvolveram um modelo hidrogeológico em condições estáticas para a avaliação quantitativa da influência da topografia nos movimentos de vertente superficiais. Os autores conjugaram um modelo hidrogeológico capaz de gerar o grau de saturação do solo, um modelo para a avaliação da instabilidade de vertentes e dados digitais de terreno para avaliar a resposta das vertentes a um limiar crítico de precipitação constante necessário para ocorrer ruptura.

Existem já métodos matemáticos capazes de reproduzir para uma região a variação do nível piezométrico tendo em conta a dinâmica da precipitação, infiltração e escoamento a variar temporalmente, ou seja, em condições dinâmicas (Iverson, 2000; Amaral, 2009, 2010; Baum, 2010).

Estes modelos, ao contrário do modelo proposto por Montgomery e Dietrich (1994), permitem o cálculo da variação da carga hidráulica em profundidade imposta às vertentes para determinados valores de precipitação, permitindo estimar, de uma forma mais rigorosa, a resposta hidrogeológica das vertentes e os limiares críticos de precipitação a partir dos quais ocorre instabilidade. No entanto, a aplicação destes modelos é extraordinariamente exigente em termos de informação base sobre as propriedades geotécnicas e hidrogeológicas dos terrenos, sua geometria interna e registos de precipitações horárias no mínimo.

Na área de estudo, assim como na área de estudo proposta para a aplicação do SHALSTAB (*Shallow Slope Stability Model*), os deslizamentos ou escoadas ocorrem recorrentemente durante

episódios de precipitação intensa e/ou prolongada, reflectindo-se o efeito da saturação do solo na perda de coesão do mesmo (Montgomery e Dietrich, 1994).

Segundo os autores, a concentração do escoamento superficial e o declive da encosta são os factores topográficos com maior influência na estabilidade da vertente e a distribuição espacial dos movimentos superficiais é influenciada por outros factores como a espessura de solo, condutividade e propriedades de resistência dos materiais envolvidos, a duração e intensidade das precipitações, a orientação do escoamento subterrâneo, a percolação de água em maciços rochosos fracturados subjacentes aos solos superficiais e a resistência das raízes de plantas e árvores. Os autores consideram que os factores descritos são importantes na estabilidade da vertente embora a sua representação espacial seja difícil de determinar.

É assumido que, enquanto as propriedades locais afectam a actividade, dimensão e comportamento de um movimento superficial, o controlo predominante de onde ocorrerão os movimentos é a própria topografia local, uma vez que define o local da ruptura e a convergência do fluxo subterrâneo superficial. O modelo permite a identificação de áreas de controlo topográfico semelhante onde se poderão desencadear os movimentos de vertente superficiais (Montgomery e Dietrich, 1994).

O modelo SHALSTAB (Dietrich e Montgomery, 1998) tem por base a utilização de um modelo hidrogeológico TOPOG, desenvolvido por O'Loughlin (1986), que utiliza valores de precipitação constante e mapas da distribuição da saturação de solo em equilíbrio com base na análise das áreas de contribuição a montante, transmissividade do solo e declive local da vertente (Figura 4.6). Este modelo divide a bacia em elementos topográficos (Unidades de Terreno, no caso deste trabalho, *pixéis*) definidos pela intersecção das curvas de nível e os limites dos canais de escoamento, ortogonais às curvas de nível. Quando o escoamento superficial passa de laminar a turbulento, o escoamento subterrâneo perto da superfície percorre os canais preferenciais de fluxo, permitindo o cálculo do fluxo local em cada elemento topográfico.

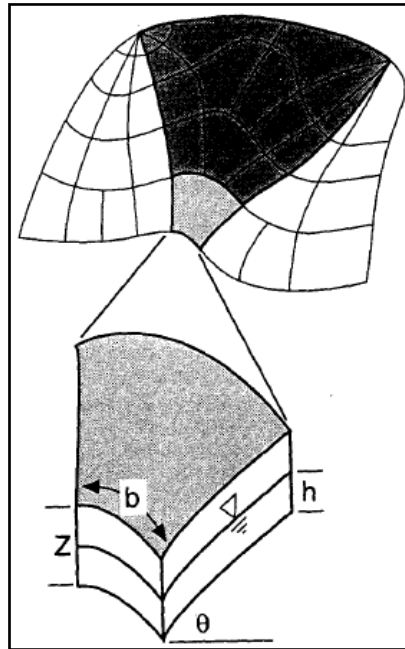


Figura 4.6. Elementos topográficos utilizados no programa TOPOG (Montgomery e Dietrich, 1994) que são definidos pela intersecção das curvas de nível e os limites dos canais de escoamento. A área de contribuição a montante, a (sombreado mais escuro), é a área cumulativa de drenagem para onde todos os elementos topográficos drenam para um determinado elemento, b é a largura da unidade de terreno (m), Z a espessura de solo potencialmente instável total (m), h a espessura de solo potencialmente instável saturado, ou altura do nível piezométrico, e θ o declive ($^{\circ}$). (Retirado de Montgomery e Dietrich, 1994).

Contudo, o modelo apresenta limitações restringindo a variação espacial das propriedades geotécnicas e hidrogeológicas das unidades litológicas apenas a um valor, e por esse motivo apenas deverá ser calculada a área contributiva a montante (a) a partir da aplicação *SHALSTAB* e aplica-se apenas o módulo hidrogeológico que é um modelo de fluxo para águas superficiais e permite determinar espacialmente a posição aparente do nível piezométrico (Dietrich e Montgomery, 1998).

Para estimar a razão entre o solo saturado e o solo seco (m – vide Equação 10), o modelo tem em conta a área contributiva a montante (a – m) por largura de unidade de terreno (b – m), a precipitação efectiva (q – m/dia), a Transmissividade das formações (T - m²/dia) e o Declive (β - $^{\circ}$).

Assim, a razão entre o solo saturado e o solo seco – m – sendo d_w a posição relativa do nível piezométrico face à espessura do solo potencialmente instável (h), é calculada a partir da equação:

$$\frac{d_w}{h} = \frac{q}{T} \times \frac{a}{b \times \sin \beta} \quad [12]$$

O resultado esperado é o valor do parâmetro m a variar espacialmente por toda a área.

4.2.5.2. Propriedades hidrogeológicas dos solos

A região de Arruda dos Vinhos não está incluída em nenhum sistema aquífero maior, pelo que as explorações aquíferas locais são principalmente poços para rega.

Não havendo possibilidade de realização de ensaios de caudal para a determinação das propriedades hidrogeológicas das formações, recorreu-se à recolha dessa informação através da análise de bibliografia e relatórios de ensaios de furos realizados nas mesmas unidades (Zbyszewski e Assunção, 1965; Custódio e Llamas, 1976; Freeze e Cherry, 1979; Fernandes, 1994; Cernica, 1995; DL 382/99; Almeida, *et. al.*, 2000; Jeremias, 2000; Halford e Kuniansky, 2002; Vallejo *et. al.*, 2002; Baptista, 2004; Lencastre e Franco, 2006; Walton, 2006), dando-se sempre preferência, em caso de existência, aos valores obtidos em relatórios e ensaios realizados na área de estudo.

Após a recolha de valores procedeu-se à estimação dos valores da Transmissividade através da função mediana (equações 11a e 11b).

O parâmetro hidrogeológico da Transmissividade (m^2/dia) é obtido através da equação 13, tendo em conta a Condutividade hidráulica dos solos saturados ($k - m/\text{dia}$) e a espessura das unidades litológicas ($h - m$) estimada a partir da retroanálise (Custódio e Llamas, 1976; Lencastre e Franco, 2006).

$$T = k \times h \quad [13]$$

4.2.5.3. Limiares críticos de precipitação

White *et. al.* (1996) citados por Reichenbach *et. al.* (1998), definem um limiar como um nível mínimo ou máximo de uma quantidade necessária, neste caso precipitação, para um determinado processo ocorrer ou para uma alteração de estado, considerando-se que o limiar máximo representa o nível a partir do qual vai ocorrer, com 100% de certeza, esse fenómeno (Crozier, 1996 em Reichenbach *et. al.*, 1998).

Segundo Reichenbach *et. al.* (1998) para os movimentos desencadeados por eventos de precipitação, um limiar representa a intensidade ou duração mínimas de precipitação, o nível mínimo de tensão neutra, o declive mínimo, a redução da coesão dos solos ou deslocamentos necessários para o desencadear de um movimento de vertente.

Neste contexto, e sabendo previamente que o modelo hidrogeológico em condições estáticas – SHALSTAB – apenas tem em conta um valor de precipitação, interessa-nos obter um limiar crítico mínimo de precipitação a partir do qual podem ser desencadeados movimentos de vertente.

Os limiares de precipitação são obtidos através do estudo probabilístico das precipitações acumuladas antecedentes e ocorrência dos movimentos de vertente, obtendo-se uma relação entre o valor da precipitação a partir do qual ocorrem movimentos para um determinado período de tempo (Reichenbach *et. al.*, 1998; Zêzere e Rodrigues, 2002; Pereira, 2009).

Para complementar o modelo hidrogeológico SHALSTAB (Dietrich e Montgomery, 1998) e estimar, em condições estáticas, o cenário crítico de ocorrência de movimentos de vertente, foram utilizados limiares críticos mínimos de precipitação capaz de gerar movimentos de vertente, para calcular a precipitação efectiva.

Para a região a norte de Lisboa foram realizados vários estudos sobre limiares críticos de precipitação para a ocorrência de movimentos de vertente comparando a precipitação acumulada em relação ao período de ocorrência da precipitação (Zêzere *et. al.*, 1999a e b; Zêzere e Rodrigues, 2002; Trigo *et. al.*, 2005). Neste trabalho, optou-se pelo limiar calculado mais recentemente para a região a norte de Lisboa (Trigo *et. al.*, 2005), que irá relacionar as precipitações e a ocorrência dos movimentos de vertente, do tipo deslizamentos translacionais e rotacionais, no mesmo período de tempo (equação 14).

$$Cr = 107 + 7.4D \quad [14]$$

onde, Cr é o limiar crítico de precipitação capaz de gerar movimentos de vertente (mm) e D é o tempo de ocorrência de determinada precipitação acumulado (dias).

Este limiar entra no modelo SHALSTAB como o parâmetro de precipitação efectiva (q).

Para o cálculo de limiares de precipitação e cargas hidráulicas aplicadas ao maciço, bem como para a construção de um modelo hidrogeológico são necessários dados de precipitação de vários anos e dados que permitam ver a oscilação sazonal do nível piezométrico.

Por falta de informação de precipitação em Arruda dos Vinhos é necessária a realização de correlações com estações próximas. A estação que compreende a série de dados mais completa na região de Lisboa é a de São Julião do Tojal (SNIRH, 1995). Os dados das precipitações disponíveis foram recolhidos na base de dados do SNIRH (Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos).

Para verificar se os valores de precipitação recolhidos em São Julião do Tojal se ajustam aos de Arruda dos Vinhos foram também recolhidos dados de precipitação disponíveis em estações próximas da área de estudo (Santana de Carnota, Arranhó, Calhandriz e Sobral de Monte Agraço) incluindo os valores de precipitação mensais registados na estação de Arruda dos Vinhos aquando do seu funcionamento.

Cada série temporal de precipitações de cada estação foi relacionada com a estação de São Julião do Tojal através de métodos estatísticos (Reis, 2009) de média aritmética simples (equação 15) e média móvel simples a dois dias (Equação 16), para reduzir efeitos de horários de recolha da informação das estações devido à distância e diferenças topográficas entre as estações, bem como os valores médios mensais para as estações que não possuíam outros dados, sendo posteriormente aplicada uma regressão linear simples entre os dados de ambas as estações.

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{n} \quad [15]$$

onde \bar{x} é a média dos valores da variável x e n o número total de observações.

$$P_{i,n} = \frac{P_i + P_{i+1} + \dots + P_{i+n}}{n} \quad [16]$$

onde $P_{i,n}$ é a média móvel simples da variável P entre os valores das posições i e n , cujo n é a ordem temporal desejada. No caso da média móvel simples a dois dias n é igual a dois e são calculadas sucessivamente a média dos valores de precipitação de dois em dois dias.

Caso o coeficiente de correlação entre a estação de Arruda dos Vinhos e a estação de São Julião do Tojal é elevado pode concluir-se que os dados se ajustam, ou seja, a precipitação ocorrida na estação de São Julião do Tojal é muito semelhantes à ocorrida em Arruda dos Vinhos, podendo-se assim utilizar como aproximação, os dados da estação de São Julião do Tojal.

4.2.5.4. Validação do modelo hidrogeológico – Cartografia de ravinamentos

O ravinamento é um processo de erosão hídrica de formação de ravinas, ou sulcos, que podem por em causa a estabilidade da vertente.

Na área em estudo verifica-se, tal como indicado no Capítulo 3, um grande contraste hidrogeológico das formações litológicas, sendo o mais evidente no Complexo Camadas de Abadia pela alternância entre arenitos de alta permeabilidade secundária e margas e argilitos de baixa permeabilidade. Após um evento chuvoso verifica-se uma rápida saturação dos solos e consequentemente dá origem ao escoamento superficial, dando início à erosão hídrica. A alta permeabilidade dos arenitos referidos permite que estas camadas funcionem como canais preferenciais para a exurgência de água que, através de erosão hídrica, levam à formação de ravinas.

O aumento do estado de tensões do maciço, diminuição da resistência ao corte dos solos e alteração na própria morfologia da vertente levam à instabilização da vertente e desencadeamento de movimentos de vertente, como se pode ver na Figura 3.7 do Capítulo 3 – Enquadramento geral da área em estudo.

A cartografia do ravinamento tem como objectivo identificar zonas com diferenças de permeabilidade de modo a identificar e validar as camadas lenticulares areníticas do Complexo Camadas de Abadia, o limite inferior do Complexo Corálico de Amaral e as zonas de maior recarga do Complexo Pteroceriano.

Permite também validar o modelo hidrogeológico aplicado tendo em conta que as zonas onde o nível piezométrico está mais elevado serão as zonas de início das ravinas.

A identificação do ravinamento foi realizada pela observação directa de fotografias aéreas, procedendo-se simultaneamente ao desenho vectorial. Optou-se por identificar o início das ravinas com pontos visto ser necessário um marcador espacial das diferenças de permeabilidade e zonas próximas das exurgências de água (Figura 4.7).

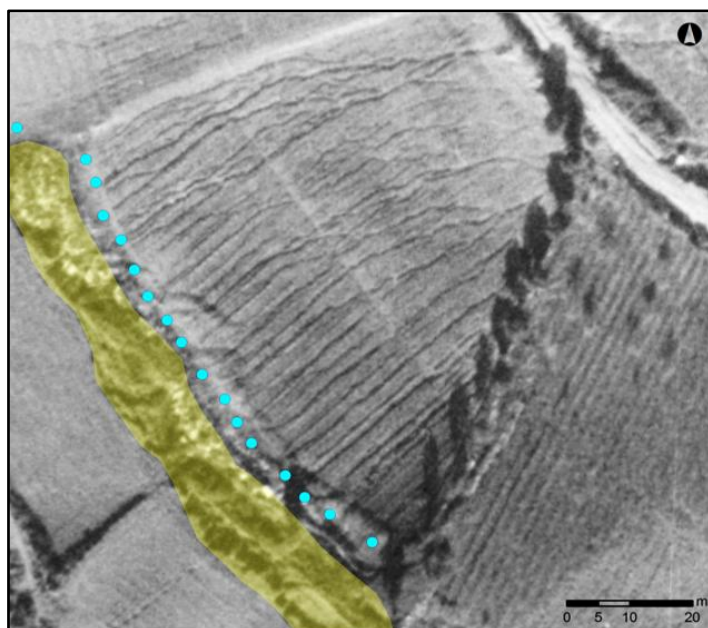


Figura 4.7. Identificação do ravinamento em fotografia aérea. A área amarela representa uma camada de alta permeabilidade e os pontos azuis representam o início de ravinas.

4.3. Avaliação da susceptibilidade

O Princípio do Uniformitarismo, proposto por James Hutton, baseia-se no pressuposto que “o presente é a chave do passado”, isto é, os mecanismos e factores que desencadearam movimentos de vertente no passado são os mesmos que desencadeiam os movimentos no

tempo corrente. Neste sentido, pode prever-se, com base no conhecimento prévio dos mecanismos e factores desencadeantes, onde se irão desencadear os próximos fenómenos de instabilidade.

Assumindo a vertente como um plano infinito e através das equações 9 e 10 propostas por Sharma (2002), é possível avaliar quantitativamente a instabilidade de uma vertente através do Factor de Segurança, assumindo que quanto mais baixo é o Factor de Segurança mais susceptível está a vertente à ocorrência de ruptura.

A avaliação da susceptibilidade baseia-se nestes estados de estabilidade e neste trabalho os valores obtidos de Factor de Segurança foram reclassificados em Classes de Susceptibilidade conforme o Quadro 4.2.

Quadro 4.2. Classes de Susceptibilidade, respectivas classes de Factor de Segurança e estados de estabilidade das vertentes.

Factor de Segurança (FS)	Estabilidade da Vertente	Classes de Susceptibilidade
$FS \leq 1$	Instável (ruptura certa)	Muito Elevada
$1 < FS \leq 1,25$	Instável (ruptura provável)	Elevada
$1,25 < FS \leq 1,5$	Marginalmente Instável	Moderada
$1,5 < FS \leq 2$	Marginalmente Estável	Baixa
$FS > 2$	Estável	Muito Baixa

Para a avaliação da susceptibilidade foram construídas várias hipóteses e/ou cenários para verificar a influencia da melhoria das variáveis. Após cada melhoria foram calculados os factores de segurança para a região em estudo e os mapas foram validados pela utilização de curvas ROC (curvas de predição), com a metodologia descrita no subcapítulo 4.4. Validação de resultados, tendo sido um trabalho cíclico, como demonstra o fluxograma de trabalhos da Figura 1.1 (vide subcapítulo 1.1. Objectivos e estrutura do trabalho), até à construção de um mapa de susceptibilidade com bons resultados de validação, ou seja, com elevada capacidade de predição dos movimentos de vertente registados no inventário.

As hipóteses intermédias construídas foram:

Hipótese A

- Mapa Geológico existente (INETI, 2005) sem discriminação do conteúdo litológico.
- As propriedades geotécnicas dos solos foram aferidas em laboratório a partir de ensaios de corte directo e testes das propriedades físicas dos solos amostrados em campo.
- Foi assumido: $h = 2.4\text{m}$ (ex. Jibson *et. al.*, 2000) e $m = 1$ (Nível piezométrico à cota da superfície topográfica).

Hipótese B

- Mapa litológico de detalhe com pormenorização de litologias, limites geológicos e falhas.
- As propriedades geotécnicas dos solos foram aferidas em laboratório a partir de ensaios de corte directo e testes das propriedades físicas dos solos amostrados em campo.
- Foi assumido: $h = 2.4\text{m}$ (ex. Jibson *et. al.*, 2000) e $m = 1$ (Nível piezométrico à cota da superfície topográfica).

Hipótese C

- Mapa Geológico existente (INETI, 2005) sem discriminação do conteúdo litológico.
- As propriedades geotécnicas dos solos de cada formação foram calibradas e corrigidas através de uma retroanálise que abrangeu a maioria dos movimentos de vertente registados no inventário.
- Através da retroanálise dos movimentos de vertente ocorridos foi estimada um valor de Espessura de solo potencialmente instável para cada formação.
- Foi assumido: $m = 1$ (Nível piezométrico à cota da superfície topográfica).

Hipótese D

- Mapa litológico de detalhe com pormenorização de litologias, limites geológicos e falhas.
- As propriedades geotécnicas dos solos de cada formação foram calibradas e corrigidas através de uma retroanálise que abrangeu a maioria dos movimentos de vertente registados no inventário.
- Através da retroanálise dos movimentos de vertente ocorridos foi estimada um valor de Espessura de solo potencialmente instável para cada formação.
- Foi assumido: $m = 1$ (Nível piezométrico à cota da superfície topográfica).

Hipótese E

- Mapa Geológico existente (INETI, 2005) sem discriminação do conteúdo litológico.
- As propriedades geotécnicas dos solos de cada formação foram calibradas e corrigidas através de uma retroanálise que abrangeu a maioria dos movimentos de vertente registados no inventário.
- Através da retroanálise dos movimentos de vertente ocorridos foi estimada um valor de Espessura de solo potencialmente instável para cada formação.
- A cota do nível piezométrico varia espacialmente por toda a área de estudo.
- O modelo hidrogeológico tem em conta a área contributiva a montante, a recarga por precipitação e as propriedades hidrogeológicas das formações.

Hipótese F

- Mapa litológico de detalhe com pormenorização de litologias, limites geológicos e falhas.
- As propriedades geotécnicas dos solos de cada formação foram calibradas e corrigidas através de uma retroanálise que abrangeu a maioria dos movimentos de vertente registados no inventário.
- Através da retroanálise dos movimentos de vertente ocorridos foi estimada um valor de Espessura de solo potencialmente instável para cada formação.
- A cota do nível piezométrico varia espacialmente por toda a área de estudo.
- O modelo hidrogeológico tem em conta a área contributiva a montante, a recarga por precipitação e as propriedades hidrogeológicas das formações.

4.4. Validação de resultados

O método mais utilizado para validar os mapas de susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente é o método estatístico de validação cruzada que permite avaliar quantitativamente a qualidade do modelo preditivo (Soares, 2006), neste caso, o mapa de susceptibilidade, face à distribuição dos movimentos de vertente, através de taxas de predição e sucesso (Chung e Fabbri, 2003; Guzzetti, 2005; Garcia *et. al.*, 2007; Piedade, 2009)

As *taxas de sucesso* obtêm-se a partir do cruzamento dos dados do mapa de susceptibilidade com os movimentos de vertente que são utilizados para construir o modelo preditivo. As *taxas de predição* são obtidas a partir do cruzamento do mapa de susceptibilidade com uma amostra de

movimentos de vertente independente, não considerada na construção do modelo preditivo (Zêzere *et al.*, 2004).

No caso dos modelos de base física apenas são calculadas as taxas preditivas uma vez que o inventário de movimentos de vertente não é utilizado para a construção do modelo preditivo.

Para o cálculo das taxas de predição são construídas curvas ROC (Receiver Operating Characteristic) sendo necessário o cálculo de duas razões, através das seguintes equações (Garcia *et al.*, 2007):

$$Razão1 = \frac{Us}{Ut} \cdot 100 \quad [17]$$

$$Razão2 = \frac{Ums}{Um} \cdot 100 \quad [18]$$

onde, Us são as unidades de terreno seleccionadas, Ut é o número de unidades de terreno da área em estudo, Ums é o número de unidades seleccionadas com movimentos e Um é o número total de unidades instabilizadas na área estudada.

A *Razão1* ao relacionar o número de unidades de terreno seleccionadas com o número total de unidades da área de estudo permite avaliar a percentagem da área de estudo por ordem decrescente de susceptibilidade, representado em abcissas, e a *Razão2* permite avaliar a percentagem de movimentos validados ao relacionar o número de unidades seleccionadas com movimentos e o número total de unidades instabilizadas na área estudada (Garcia *et al.*, 2007).

Após a construção das respectivas curvas de sucesso e predição é calculada a *Área Abaixo da Curva* (AAC), (Bi e Bennett, 2003) (equação 19), variável que quantifica a qualidade preditiva do modelo.

$$AAC = \sum_{i=1}^n \left[(Lsi - Li) \cdot \frac{ai + bi}{2} \right] \quad [19]$$

onde, $(L_{si} - L_i)$ é a amplitude da classe, a_i é o valor da ordenada correspondente a L_i e b_i é o valor da ordenada correspondente a L_{si} . Os valores de AAC variam entre 0 (mínima capacidade preditiva) e 1 (máxima capacidade preditiva).

Guzzetti (2005) sugere que o modelo deverá ter pelo menos 0,75 de AAC para ser considerado *bom* ou *aceitável*, 0,80 a 0,90 para ser considerado *muito bom*, e superior 0,90 para ser considerado *excelente*, sendo esta classe uma aproximação muito estreita à realidade.

A validação foi realizada com base num inventário de movimentos de vertente (Figura 4.8) e verificou-se para cada tipologia de movimentos qual o mapa que apresenta a melhor taxa de predição, ou, que representa o que se observa na realidade.

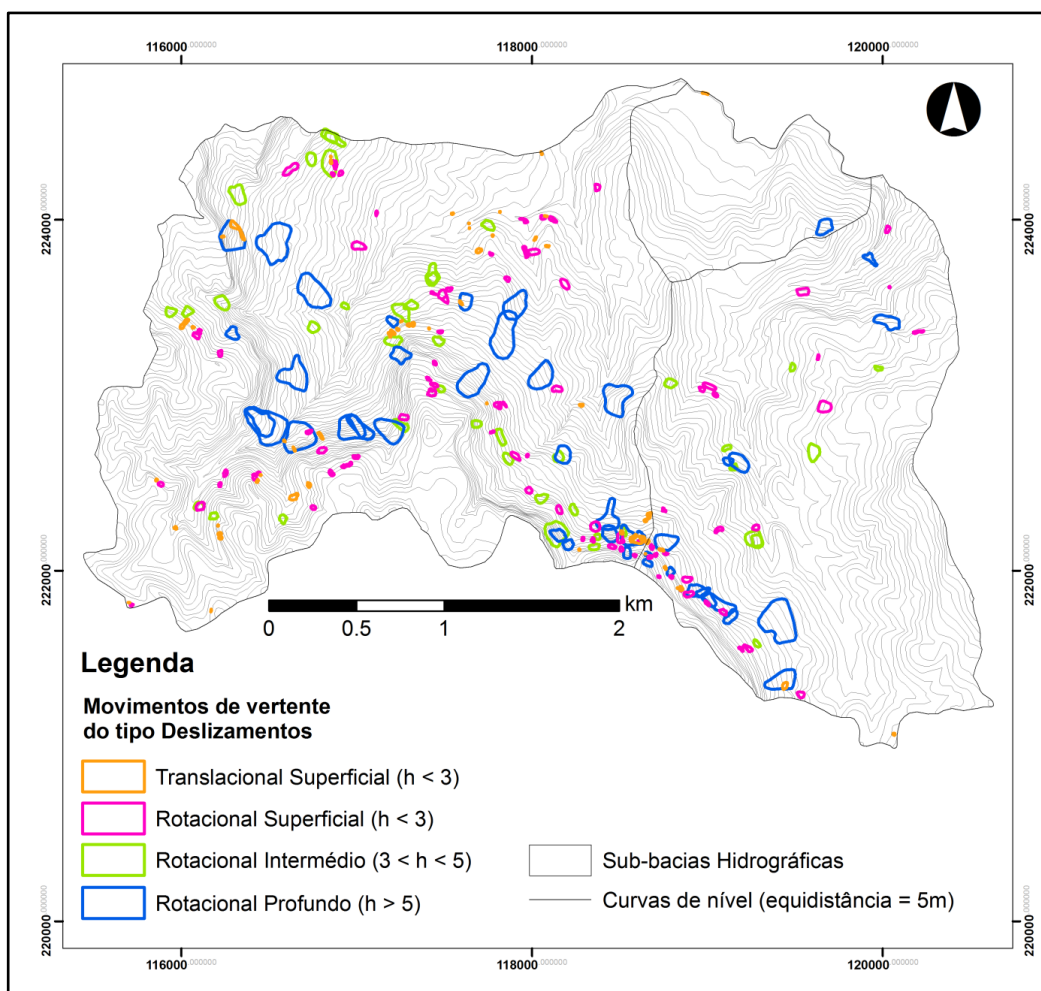


Figura 4.8. Inventário de movimentos independente (Oliveira, em curso).

As tipologias de movimentos avaliadas neste trabalho, tal como já tinha sido referido são do tipo deslizamentos translacionais e rotacionais. Oliveira (*em curso*) separou os deslizamentos por profundidade da superfície de ruptura, ou seja, por espessura de solo potencialmente instável, em Superficiais até 3m, Intermédios de 3 a 5m e Profundos com espessuras superiores a 5m.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS E

DISCUSSÃO DE RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentados, analisados e discutidos os resultados obtidos no decurso deste trabalho.

5.1. Dados de Base

5.1.1. Declive

O declive foi calculado a partir da função *slope* das ferramentas de análise espacial da aplicação ArcGIS 9.3 com base no MDT em formato *TIN* (*Triangular Irregular Network*), produzido a partir de cartografia topográfica digital na escala 1:10.000, apresentado na Figura 5.1, e o resultado final (Figura 5.2) foi um ficheiro do tipo *raster* com tamanho de célula (*pixel*) de 5m, em que cada célula apresenta o valor do declive da vertente em graus.

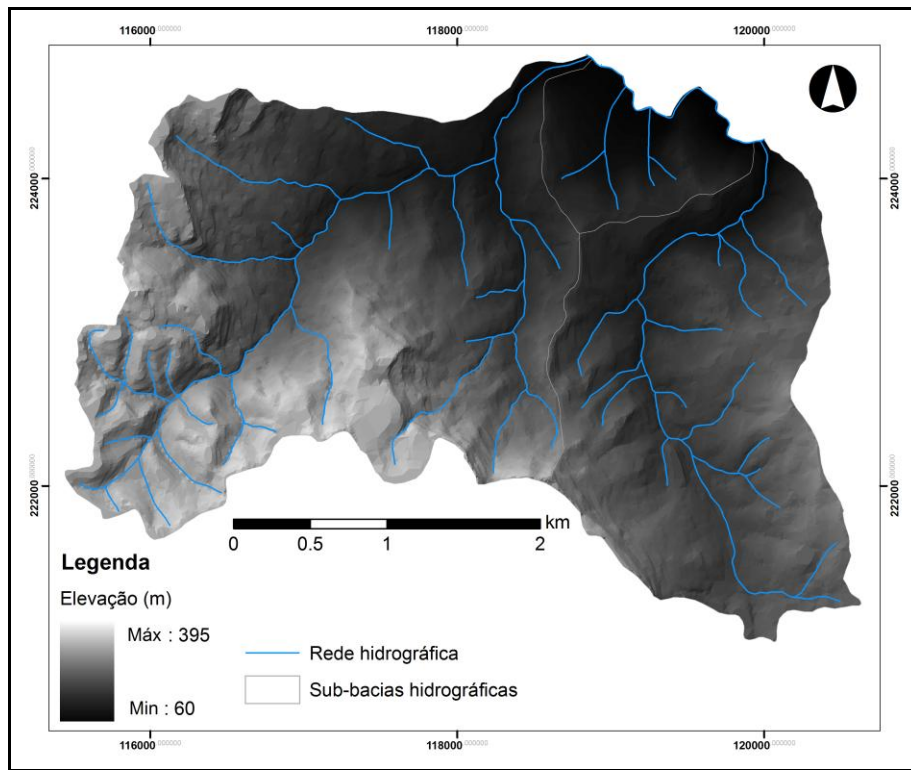


Figura 5.1. Mapa do Modelo Digital de Terreno e rede hidrográfica da área de estudo.

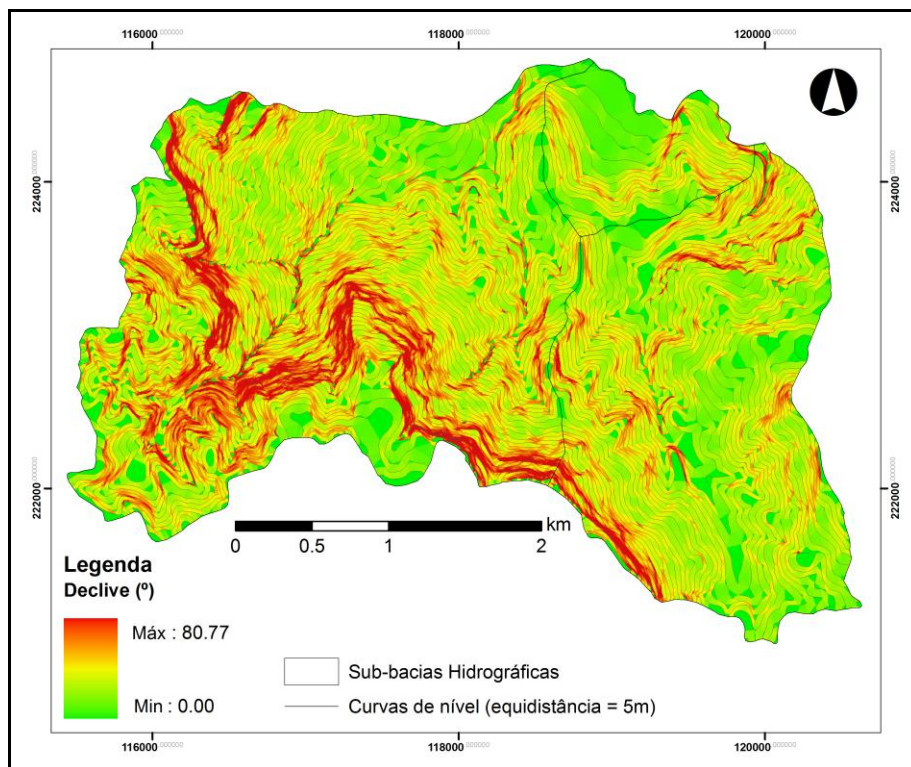


Figura 5.2. Mapa de declives da área de estudo.

Para evitar erros de cálculo do Factor de Segurança (Equação 9) para as zonas horizontais, todos os valores de declive igual a 0° foram substituídos pelo valor de 0,001°.

Da observação de campo e a partir do inventário de movimentos independente podemos constatar que a maioria dos movimentos ocorre no limite entre os Complexos do Corálico de Amaral e Camadas de Abadia, naturalmente promovidos pelo declive, contrastes litológicos (passagem para material com reduzida permeabilidade) e alterações significativas das condicionantes hidrogeológicas. No entanto, é de realçar a presença de deslizamentos de grandes dimensões e profundos e em zonas de declives mais suaves no Complexo de Camadas de Abadia o que leva a questionar as propriedades físicas das formações geológicas e as condicionantes hidrogeológicas locais.

5.1.2. Cartografia Lito-estratigráfica de pormenor

A partir da recolha e interpretação das referências bibliográficas existentes (Zbyszewski e Assunção, 1965; Leinfelder, 1986; Coelho 1979 a e b; Jeremias 2000; Baptista, 2004), cartografia pré-existente (Zbyszewski e Assunção, 1965; INETI, 2005), cartografia de campo e interpretação de fotografias aéreas foi possível a construção de um mapa lito-estratigráfico de pormenor à escala 1:25.000.

As unidades geológicas definidas nos mapas pré-existentes (Zbyszewski e Assunção, 1965; INETI, 2005) foram retomadas e cada unidade geológica foi subdividida, quando possível, em unidades litológicas.

No mapa lito-estratigráfico construído (Figura 5.3) foram corrigidos os limites geológicos entre as formações (Figura 5.4) e o traçado das falhas (Figura 5.5), resultando numa melhoria da distribuição espacial das propriedades geotécnicas das formações, tendo consequências directas nos resultados do modelo aplicado.

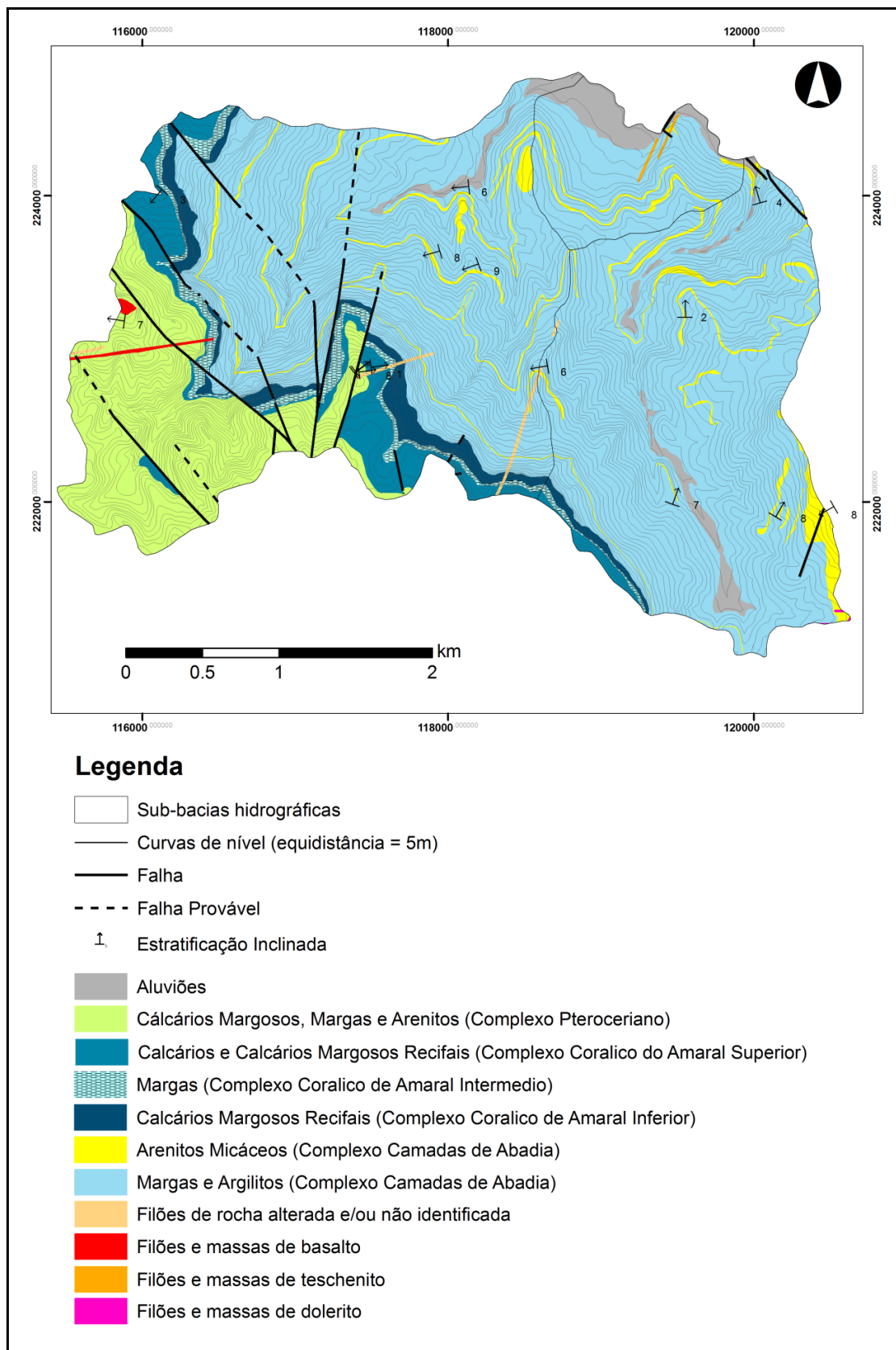


Figura 5.3. Mapa Lito-estratigráfico de pormenor da área de estudo construído por interpretação de fotografias aéreas e reconhecimentos de terreno.

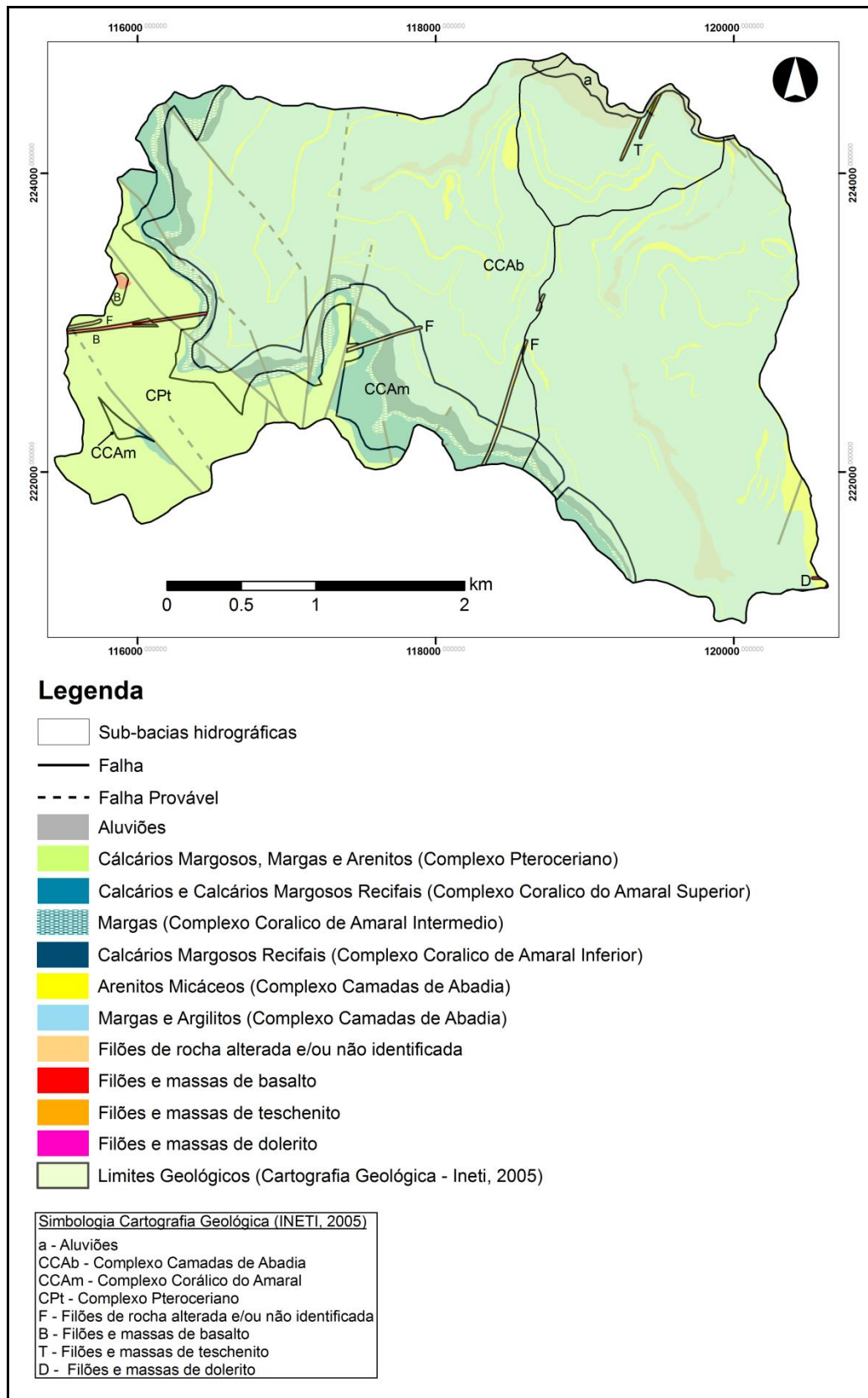


Figura 5.4. Sobreposição do mapa geológico pré-existente (em transparência) com o novo mapa lito-estratigráfico, onde se verificam claramente as diferenças entre os limites geológicos das diferentes unidades geológicas dos dois mapas.

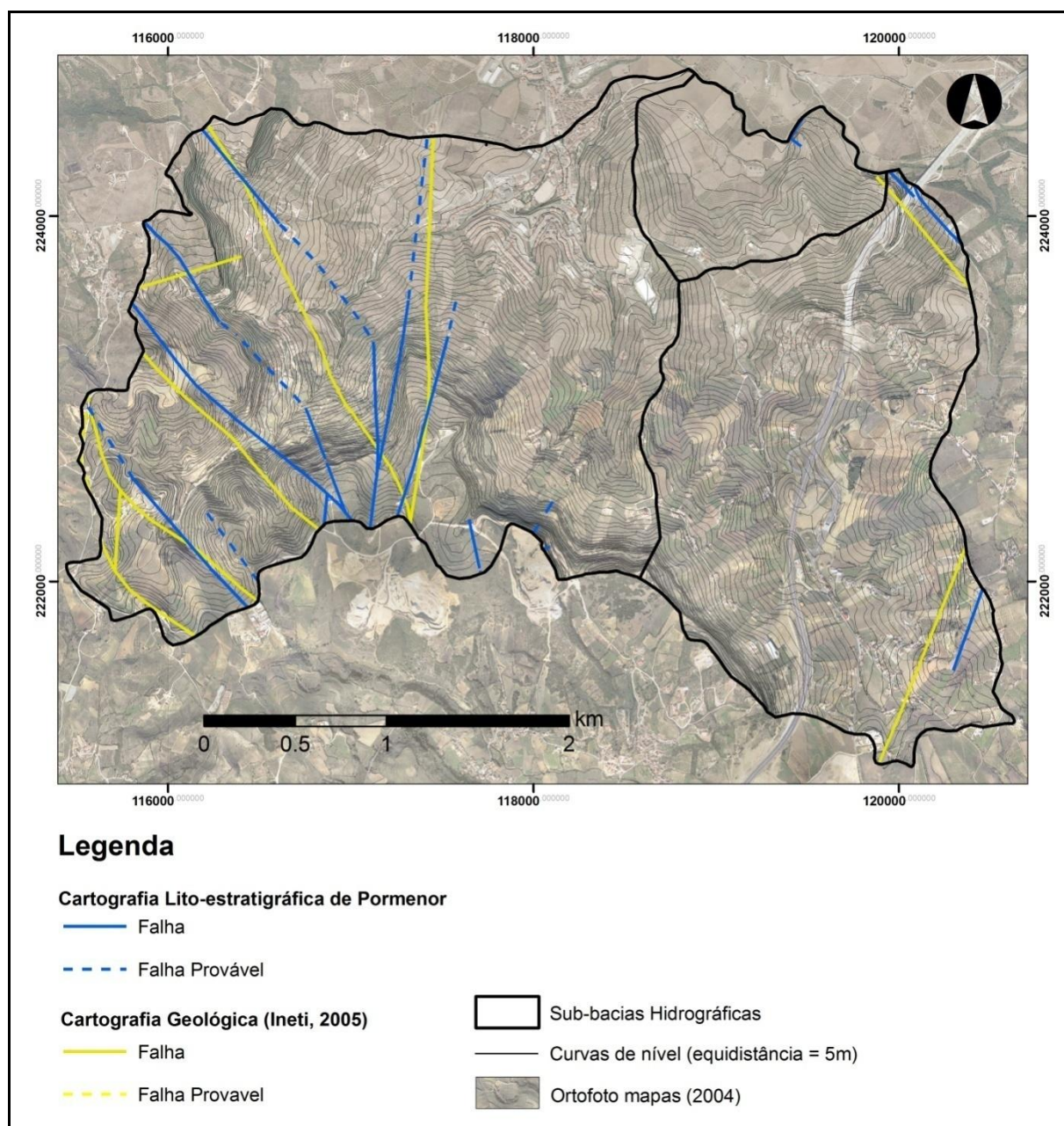


Figura 5.5. Sobreposição das falhas do mapa geológico pré-existente com as falhas propostas com o novo mapa lito-estratigráfico.

A partir da coluna lito-estratigráfica proposta por Coelho (1979a) construiu-se uma nova coluna adaptando a nova separação litológica (Figura 5.6). A nova coluna lito-estratigráfica apresenta seis unidades litológicas, ao passo que a proposta por Coelho (1979a) apresenta três unidades aflorantes na área de estudo, as quais estão cartografadas na cartografia geológica oficial.

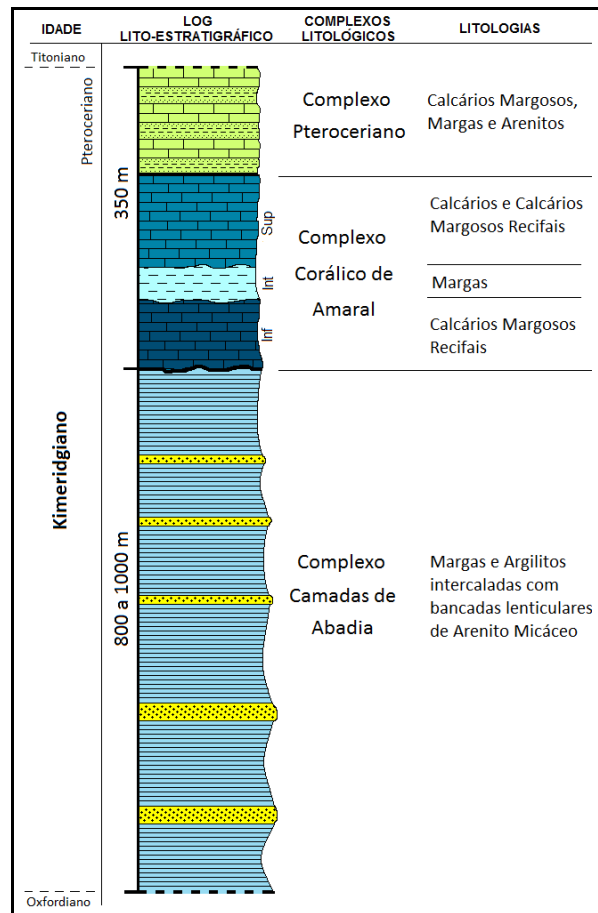


Figura 5.6. Coluna lito-estratigráfica da área em estudo para a nova cartografia (Modificado a partir de Coelho, 1979a).

A cartografia de campo foi uma parte essencial do trabalho pois permitiu a recolha de informação não disponível na bibliografia e não observável em fotografia aérea, permitindo também a validação final pós desenho vectorial.

A região de Arruda dos Vinhos é uma zona de agricultura intensiva, com solos superficiais geralmente muito espessos cobrindo o substrato rochoso. Os afloramentos do substrato são raros, e muitos dos afloramentos descritos por Choffat, citado por Zbyszewski e Assunção (1965), e Leinfelder (1986) já não existem.

Esta dificuldade agrava-se pelo facto de esta região estar ocupada e modificada pela actividade antrópica e as camadas mais resistentes serem removidas para aproveitamento dos solos de cobertura para cultivo. Esta situação ocorre com alguma frequência na área ocupada pelo Complexo Camadas de Abadia, que corresponde a

cerca de 70% da área de estudo, onde as margas e argilitos são intercaladas com bancadas de arenito que são muitas vezes removidas (Figura 5.7).



Figura 5.7. Camada de Arenito micáceo do Complexo Camadas de Abadia onde se podem verificar marcas de uma retroescavadora que removeu parte da bancada.

Na unidade das Aluviões foram apenas corrigidos os limites geológicos com base na observação de fotografia aérea.

As formações do Complexo Camadas de Abadia foram subdivididas em dois tipos litológicos, um composto essencialmente por margas e argilitos e outro composto essencialmente por arenitos micáceos.

O primeiro tipo litológico caracteriza-se por uma alternância entre margas e argilitos de cor geralmente acinzentada e com a presença de moscovite (vide Figura 3.4. E e F) onde é possível verificar, em alguns afloramentos, o alinhamento das palhetas de micas nas formações margosas concordante com a superfície estratigráfica favorecendo a diminuição do atrito, tal como já tinha sido referido. Aliado a esta situação, as superfícies de separação entre camadas apresentam baixa rugosidade e este tipo litológico

apresenta baixa permeabilidade. Todas estas características são susceptíveis de facilitar a ocorrência de movimentos de vertente.

As margas apresentam-se na sua maioria muito alteradas e/ou fracturadas (máximo observável até 4 famílias de fracturas), como se pode ver na Figura 5.8, sendo muito raro encontrar um afloramento cujas bancadas de margas se apresentem pouco alteradas e regulares, não sendo sempre possível medir as atitudes das camadas.

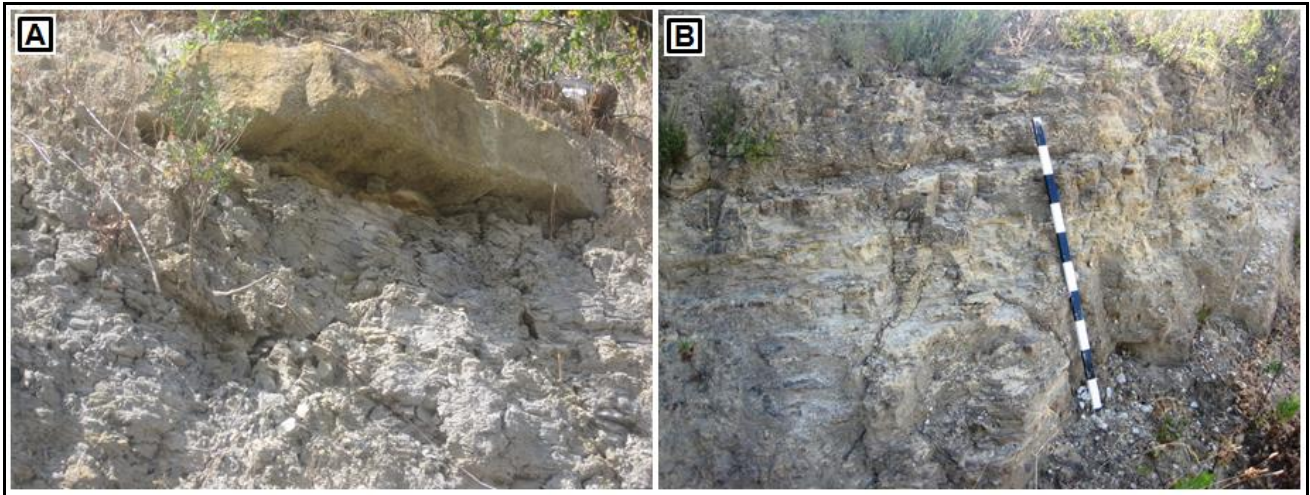


Figura 5.8. Aspecto geral das camadas de margas do Complexo Camadas de Abadia. A – Camadas de margas muito alteradas onde se verifica uma camada de arenito micáceo saliente; B – Camadas de Margas muito fracturadas.

As camadas de margas e argilitos encontram-se intercaladas com camadas de arenito fino micáceo de cor amarela, que corresponde ao segundo tipo litológico. Apresenta uma continuidade lateral muito variável, por vezes reduzida, formando bancadas lenticulares por toda a área.

De oeste para este, os arenitos passam progressivamente de um arenito médio, de cor amarela forte, a muito fino de cor amarela clara, sempre com a presença de moscovite e alguns níveis ferruginosos nas ocorrências localizadas mais a oeste.

As camadas areníticas variam de espessura ao longo da área, aumentando de espessura no sentido Oeste para Este. Na sub-bacia de Salema as camadas têm espessura mais reduzida, centimétricas até cerca de 1,5m, apresentando, no entanto, expressão morfológica originando perturbações do declive geral das encostas na área (Figura 5.9).

A espessura das camadas de margas varia entre os 3 a 4 metros na sub-bacia da Laje a as várias dezenas de metros nas zonas mais a Este.

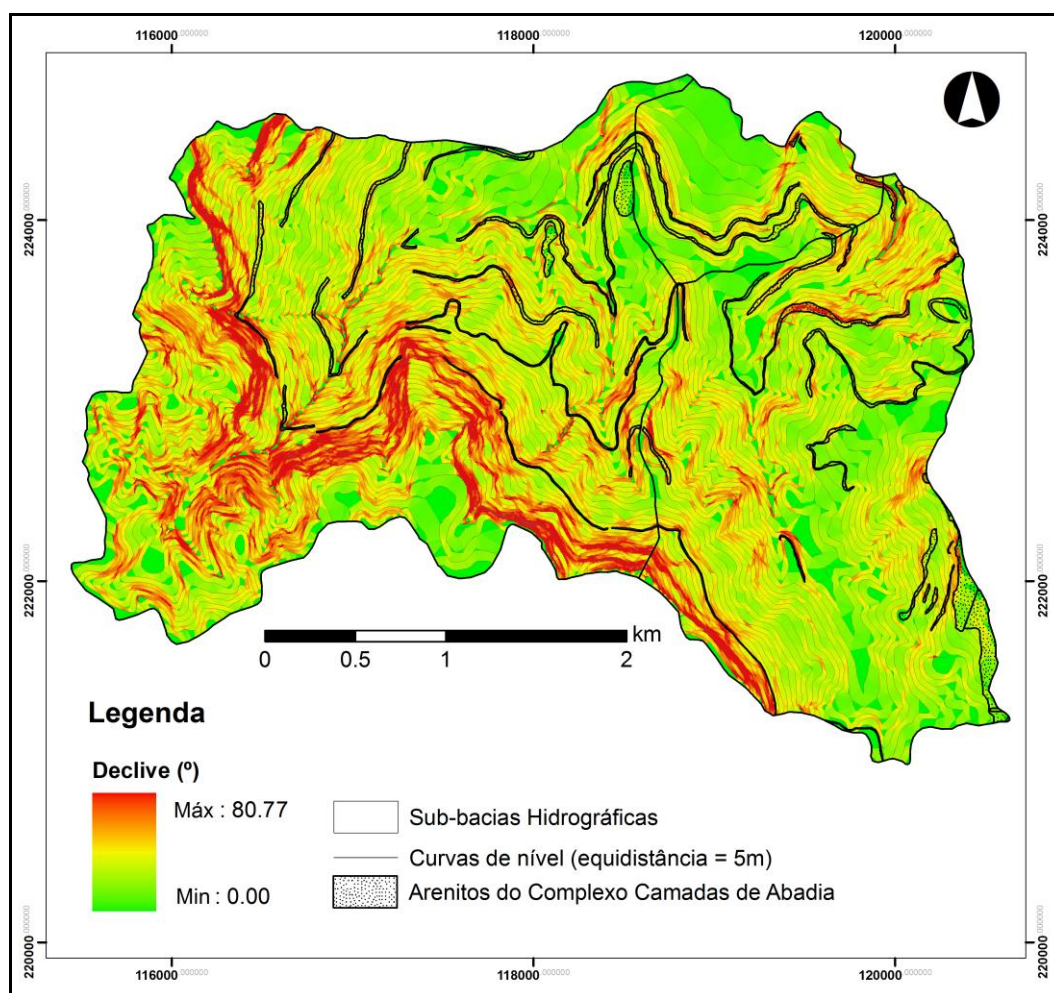


Figura 5.9. Sobreposição do declive das vertentes com as camadas areníticas do Complexo Camadas de Abadia onde é possível verificar que os arenitos formam bancadas resistentes influenciando a topografia das vertentes.

A área de afloramento do Complexo Corálico de Amaral está sobrestimado na cartografia geológica pré-existente, pelo que na cartografia litológica proposta para este trabalho foi realizada a correcção dos limites desta unidade (Figura 5.4 e 5.10). Este facto, tal como já mencionado, influencia a distribuição das propriedades geotécnicas dos materiais a inserir no modelo, dado que no contacto entre os Complexos Corálico de Amaral e Camadas de Abadia ocorrem muitos movimentos de vertente, condicionados

em grande parte pelo declive e hidrogeologia local, mas também pelas características geotécnicas das margas do Complexo Camadas de Abadia.

O Complexo Corálico de Amaral, que se compõe, no geral, por calcário margoso recifal maciço, com alguns níveis apinhoados, alternando com níveis margosos de cores entre o amarelo (cor de alteração) e o cinzento (*vide* Figura 3.5), foi sub-dividido em três unidades litológicas.

A unidade do complexo Corálico de Amaral Inferior tem espessura muito irregular e carácter lenticular, tal como descrito por Zbyszewski e Assunção (1965), apresentando variações de espessura ao longo dos afloramentos existentes na área em estudo, desde os 10m e os 40m aproximadamente (Figura 5.3). É composta por calcários margosos recifais, com alguns níveis margosos intercalados.

A unidade do complexo Corálico de Amaral Intermédio é essencialmente composta por margas, com alguns níveis argilosos intercalados, e apresenta espessuras mais inferiores às unidades Superior e Inferior variando entre os 5m e os 30m aproximadamente.

A unidade do complexo Corálico de Amaral Superior é a mais espessa das três unidades, cerca de 50 m ao longo da área, sendo composta por calcários e calcários margosos recifais, formando cornijas no topo das vertentes na parte SW da área. Os calcários desta unidade, tal como os da inferior, apresentam-se muito fracturados e/ou alterados, e em algumas zonas, as camadas dos calcários apresentam alguma deformação por dobramento (Figura 5.10).

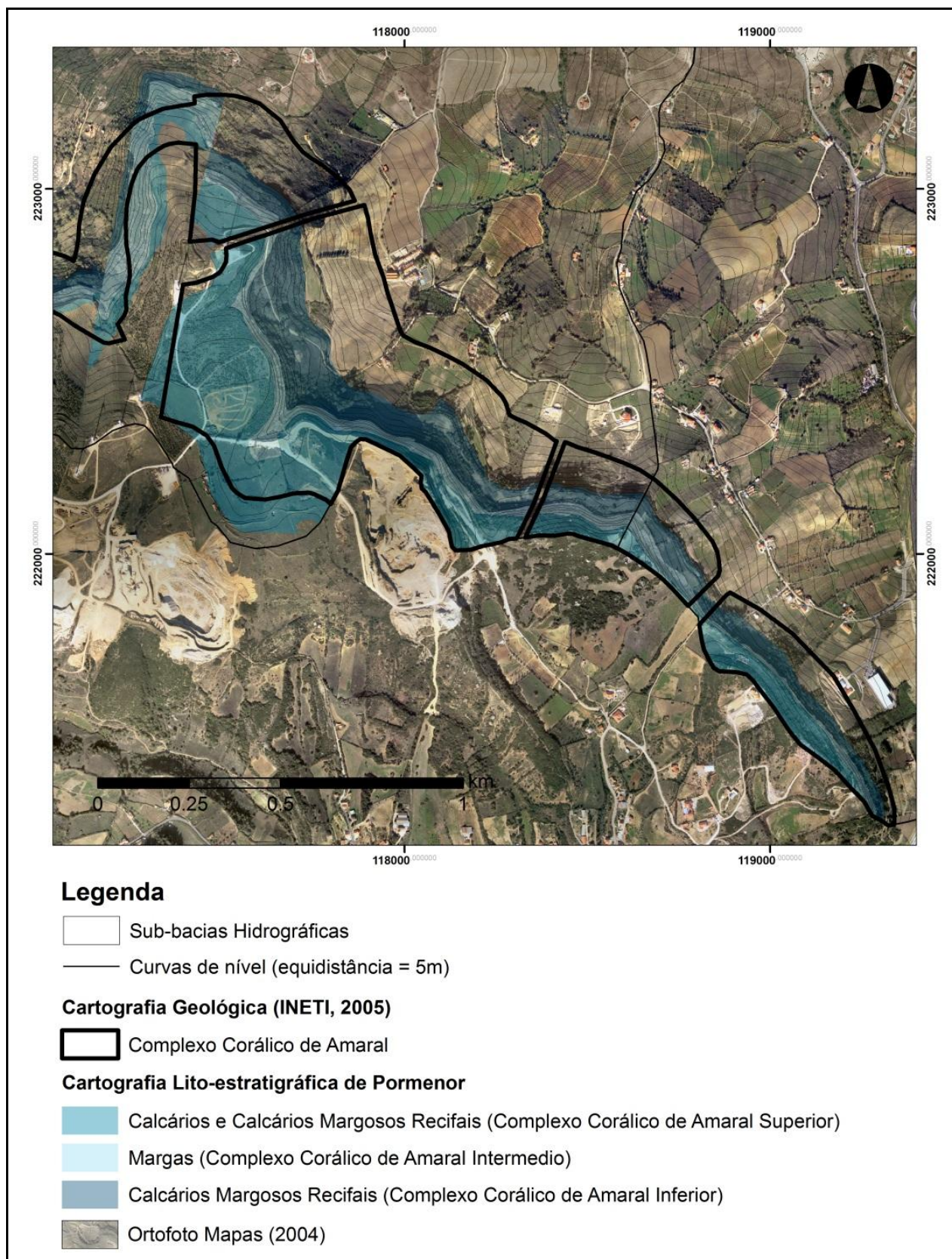


Figura 5.10. Exemplo da diferença do limite do Complexo Corálico de Amaral na cartografia geológica pré-existente para a nova cartografia lito-estratigráfica na zona Sul da área de estudo.

Na área em estudo, o Complexo Pteroceriano, que aflora apenas na sub-bacia hidrográfica de e Salema, é uma formação muito heterogénea em termos de composição litológica e apresenta uma estrutura complexa, caracterizando-se por alternâncias de calcários margosos, margas e arenitos.

Com excepção de algumas áreas localizadas, não foi possível separar o complexo em unidades litológicas por fotointerpretação e observações de terreno, pelo que foi encarada como unidade homogénea no contexto deste trabalho. No entanto, foram corrigidos os limites geológicos entre os complexos Pteroceriano e Corálico de Amaral.

5.1.3. Propriedades Geotécnicas dos Solos

Os resultados completos obtidos nos ensaios laboratoriais referidos anteriormente (Quadro 4.1) encontram-se no Anexo A.

Os resultados para entrada no modelo do Talude Infinito das Hipóteses A e B encontram-se nos Quadros 5.1 e 5.2.

Os valores relativos às aluviões e filões foram estimados a partir de valores padrão indicados em diversa bibliografia, relatórios técnicos de ensaios realizados na região (Fernandes, 1994; Cernica, 1995; Jeremias, 2000; Vallejo *et. al.*, 2002; Baptista, 2004) e *expert opinion*, dando-se sempre preferência, em caso de existência, aos valores obtidos em relatórios, estudos e ensaios realizados na área de estudo.

Quadro 5.1. Parâmetros geotécnicos, obtidos em laboratório e por estimação, para introdução no modelo do Talude Infinito, para a Etapa A, utilizando a cartografia geológica pré-existente.

Litologias	c' (kPa)	φ' (°)	γ_m (kN/m ³)	γ_{sat} (kN/m ³)	γ_{sub} (kN/m ³)
Aluviões	16,10	21,00	15,50	17,50	7,69
Margas, Argilitos e Arenitos Micáceos (Complexo Camadas de Abadia)	26,50	24,00	24,70	26,70	16,89
Calcários e Calcários Margosos Recifais e Margas (Complexo Corálico de Amaral)	21,80	34,00	24,67	26,67	16,86
Calcários Margosos, Margas e Arenitos (Complexo Pteroceriano)	10,60	32,00	24,46	26,46	16,65
Filões de Rocha Alterada ou Não Identificada	50,00	35,00	24,00	26,00	16,19
Filões de Basalto	2000,00	45,00	26,00	28,00	18,19
Filões de Dolerito	2000,00	45,00	26,00	28,00	18,19
Filões de Teschenito	2000,00	45,00	26,00	28,00	18,19

Quadro 5.2. Parâmetros geotécnicos, obtidos em laboratório e por estimação, para introdução no modelo do Talude Infinito, para a Etapa B, utilizando a cartografia lito-estratigráfica de pormenor.

Litologias	c' (kPa)	φ' (°)	γ_m (kN/m ³)	γ_{sat} (kN/m ³)	γ_{sub} (kN/m ³)
Aluviões	16,10	21,00	15,50	17,50	7,69
Arenitos Micáceos (Complexo Camadas de Abadia)	26,50	24,00	24,70	26,70	16,89
Margas e Argilitos (Complexo Camadas de Abadia)	26,50	24,00	24,70	26,70	16,89
Calcários e Calcários Margosos Recifais (Complexo Corálico de Amaral Inferior)	21,80	34,00	24,67	26,67	16,86
Margas (Complexo Corálico de Amaral Intermédio)	21,80	34,00	24,67	26,67	16,86
Calcários Margosos Recifais e Margas (Complexo Corálico de Amaral Superior)	21,80	34,00	24,67	26,67	16,86
Calcários Margosos, Margas e Arenitos (Complexo Pteroceriano)	10,60	32,00	24,46	26,46	16,65
Filões de Rocha Alterada ou Não Identificada	50,00	35,00	24,00	26,00	16,19
Filões de Basalto	2000,00	45,00	26,00	28,00	18,19
Filões de Dolerito	2000,00	45,00	26,00	28,00	18,19
Filões de Teschenito	2000,00	45,00	26,00	28,00	18,19

Da análise dos resultados obtidos em laboratório, verificou-se que os valores dos parâmetros de resistência ao corte, coesão e ângulo de atrito, correspondiam a estimativas excessivamente elevadas relativamente aos valores médios referidos em alguns trabalhos, da ordem de 10,5 kPa para a coesão e 28,6° de ângulo de atrito interno no caso das margas do Complexo das Camadas de Abadia (Fernandes, 1994; Cernica, 1995; Jeremias, 2000; Vallejo *et. al.*, 2002; Baptista, 2004). Foram também adoptados valores baseados em relatórios técnicos e bibliografia para as formações do Complexo Corálico do Amaral, visto que os resultados laboratoriais indicavam que estes seriam materiais não coesivos, o que não é compatível com as observações de campo (Fernandes, 1994; Cernica, 1995; Jeremias, 2000; Vallejo *et. al.*, 2002; Baptista, 2004).

Os resultados mais elevados dos parâmetros de resistência obtidos em laboratório, em especial da coesão, devem-se principalmente às dificuldades havidas na saturação das amostras, de muito baixa permeabilidade, o que motivou saturação incompleta dos provetes dos ensaios de corte directo, que não era possível detectar por observação das amostras e só ficava patente após a realização dos ensaios, por observação directa da superfície de corte resultante. A saturação incompleta incrementou consideravelmente os resultados dos ensaios.

Não tendo sido possível realizar a saturação das amostras de forma mais eficiente, foi necessário recorrer a uma retroanálise sistemática de movimentos para obter estimativas dos parâmetros de corte mais ajustadas ao comportamento dos terrenos superficiais, cujos resultados são apresentados no subcapítulo seguinte.

5.1.4. Retroanálise de movimentos de vertente

Para calibrar as características de resistência (c' e ϕ') dos terrenos da área de estudo foi realizada retroanálise sistemática de movimentos característicos ocorridos em cada unidade geológica, extraídos do inventário independente de instabilidade de vertente (Oliveira, em curso). A retroanálise foi realizada recorrendo ao modelo do talude infinito utilizando as equações 9 e 10, propostas por Sharma (2002), de forma conjunta para os conjuntos de movimentos característicos de cada unidade geológica, com a finalidade de obter pares de valores de c' e ϕ' compatíveis com factores de segurança muito

próximos de 1, ou seja, em condições de rotura e que, simultaneamente, impliquem posições do nível freático compatíveis com as condições de terreno. Na análise dos grupos de movimentos característicos de cada unidade geológica, verificou-se que as profundidades de rotura eram pouco variáveis em torno de um valor médio dentro de cada unidade geológica considerada, calibrando-se também desta forma as estimativas da espessura de solo potencialmente instável a utilizar na aplicação do modelo de susceptibilidade.

Os resultados calibrados das propriedades geotécnicas das unidades litológicas são indicados nos Quadros 5.3 e 5.4 e os gráficos da variação do Factor de Segurança e razão entre o solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável dos conjuntos de movimentos característicos de cada unidade litológica para cada movimento estão representados nas Figuras 5.11 a 5.16.

Quadro 5.3. Parâmetros geotécnicos e espessura de solo potencialmente instável, obtidos através da retroanálise de movimentos ocorridos, para introdução no modelo do Talude Infinito, para as Hipóteses C e E, utilizando a cartografia geológica pré-existente.

Litologias	c' (kPa)	φ' (°)	γ_m (kN/m ³)	γ_{sat} (kN/m ³)	γ_{sub} (kN/m ³)	h (m)
Aluviões	3,00	19,00	15,50	17,50	7,69	3,00
Margas, Argilitos e Arenitos Micáceos (Complexo Camadas de Abadia)	7,00	12,00	24,70	26,70	16,89	3,00
Calcários e Calcários Margosos Recifais e Margas (Complexo Corálico de Amard)	9,00	24,00	24,67	26,67	16,86	4,00
Calcários Margosos, Margas e Arenitos (Complexo Pteroceriano)	9,00	13,00	24,46	26,46	16,65	3,00
Filões de Rocha Alterada ou Não Identificada	50,00	35,00	24,00	26,00	16,19	4,00
Filões de Basalto	2000,00	45,00	26,00	28,00	18,19	3,00
Filões de Dolerito	2000,00	45,00	26,00	28,00	18,19	3,00
Filões de Teschenito	2000,00	45,00	26,00	28,00	18,19	6,00

Quadro 5.4. Parâmetros geotécnicos e espessura de solo potencialmente instável, obtidos através da retroanálise de movimentos ocorridos, para introdução no modelo do Talude Infinito, para as Hipóteses D e F, utilizando a cartografia lito-estratigráfica de pormenor.

Litologias	c' (kPa)	ϕ' (°)	γ_m (kN/m ³)	γ_{sat} (kN/m ³)	γ_{sub} (kN/m ³)	h (m)
Aluviões	3,00	19,00	15,50	17,50	7,69	3,00
Arenitos Micáceos (Complexo Camadas de Abadia)	11,0	20,0	25,00	27,00	17,19	6,00
Margas e Argilitos (Complexo Camadas de Abadia)	7,00	12,00	24,70	26,70	16,89	3,00
Calcários e Calcários Margosos Recifais (Complexo Corálico de Amaral Inferior)	9,0	24,0	25,00	27,00	17,19	4,00
Margas (Complexo Corálico de Amaral Intermédio)	16,0	20,0	24,67	26,67	16,86	5,00
Calcários Margosos Recifais e Margas (Complexo Corálico de Amaral Superior)	11,0	24,0	25,00	27,00	17,19	3,00
Calcários Margosos, Margas e Arenitos (Complexo Pteroceriano)	9,00	13,00	24,46	26,46	16,65	3,00
Filões de Rocha Alterada ou Não Identificada	50,00	35,00	24,00	26,00	16,19	4,00
Filões de Basalto	2000,00	45,00	26,00	28,00	18,19	3,00
Filões de Dolerito	2000,00	45,00	26,00	28,00	18,19	3,00
Filões de Teschenito	2000,00	45,00	26,00	28,00	18,19	6,00

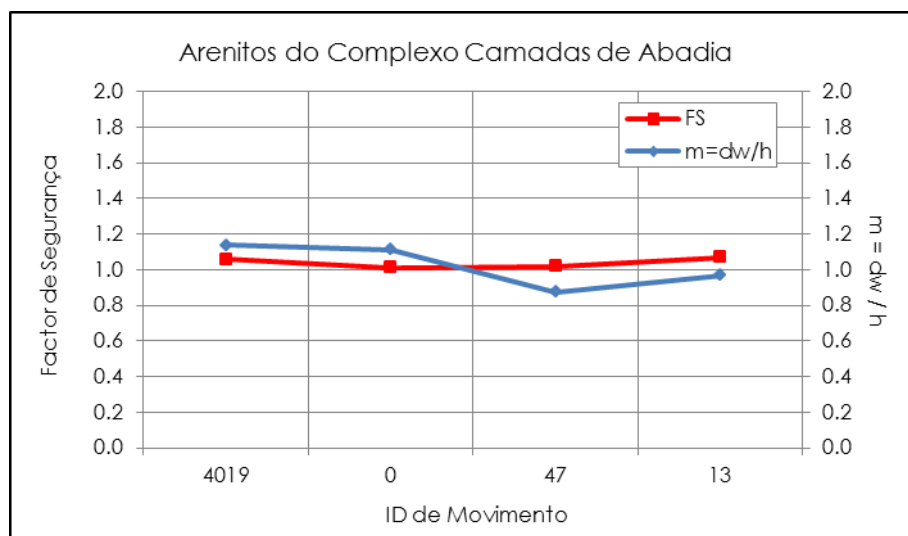


Figura 5.11. Retroanálise de movimentos de vertente ocorridos nos Arenitos do Complexo Camadas de Abadia: Relação entre o Factor de Segurança e a razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m).

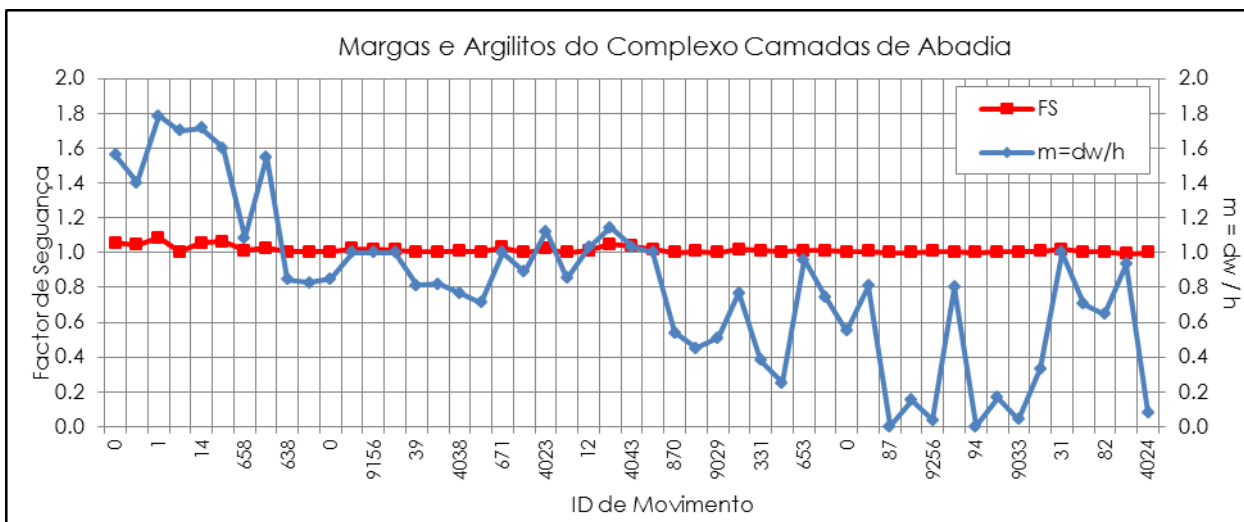


Figura 5.12. Retroanálise de movimentos de vertente ocorridos nas Margas e Argilitos do Complexo Camadas de Abadia: Relação entre o Factor de Segurança e a razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m).

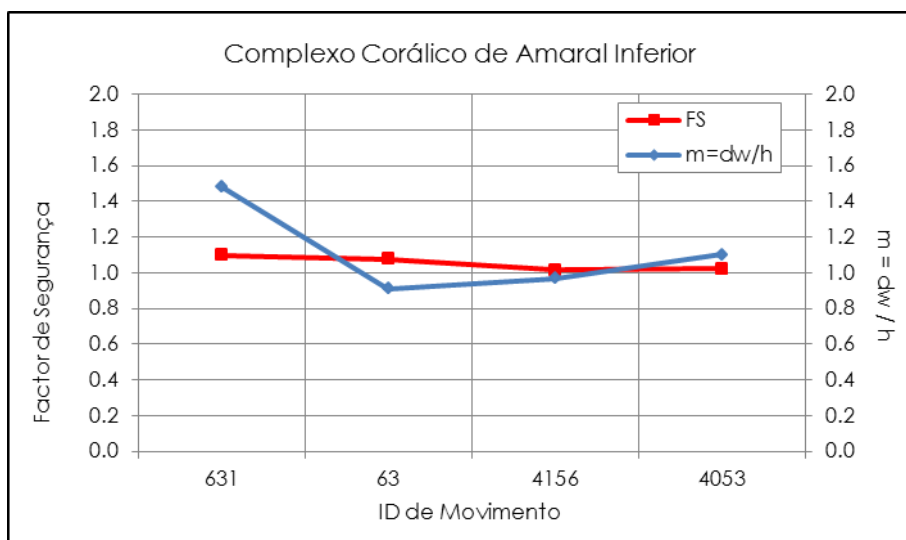


Figura 5.13. Retroanálise de movimentos de vertente ocorridos nos Calcários e Calcários Margosos Recifais do Complexo Corálico de Amaral Inferior: Relação entre o Factor de Segurança e a razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m).

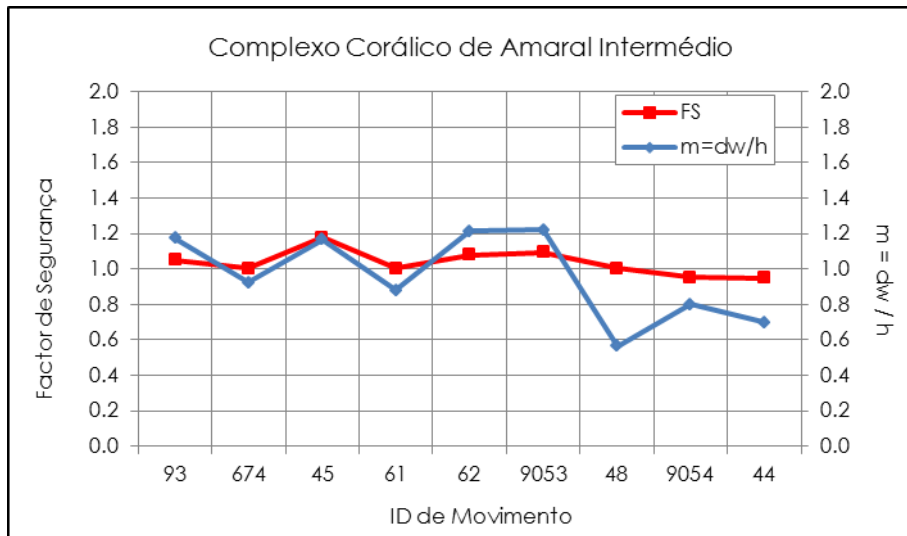


Figura 5.14. Retroanálise de movimentos de vertente ocorridos nas Margas do Complexo Corálico de Amaral Intermédio: Relação entre o Factor de Segurança e a razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m).

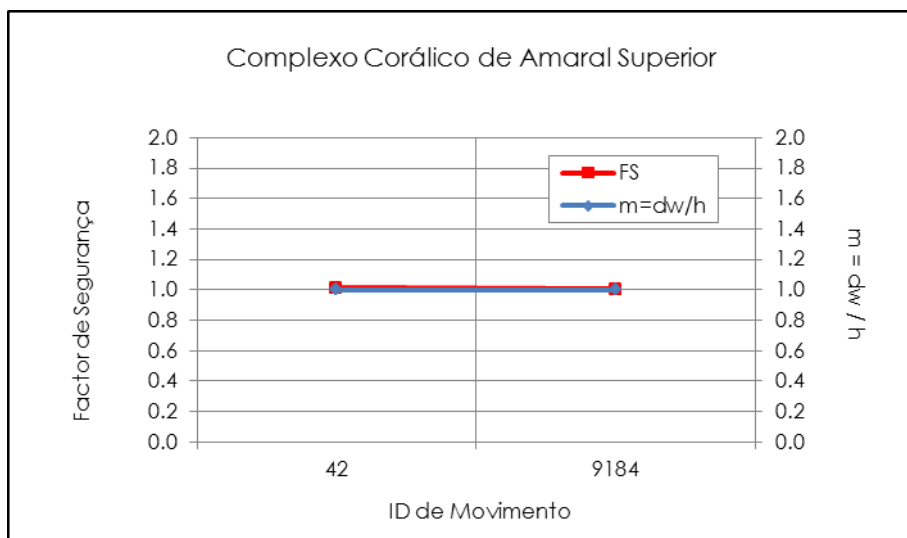


Figura 5.15. Retroanálise de movimentos de vertente ocorridos nos Calcários Margosos Recifais do Complexo Corálico de Amaral Superior: Relação entre o Factor de Segurança e a razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m).

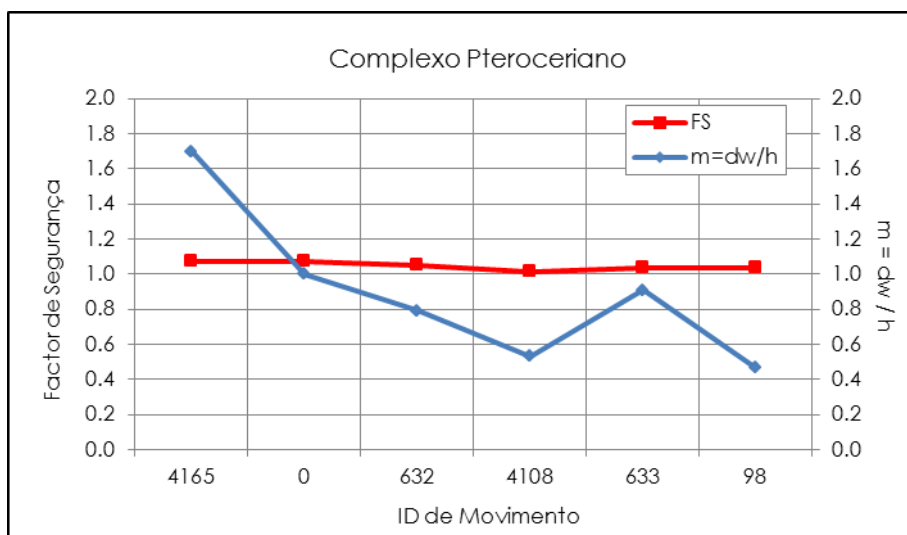


Figura 5.16 Retroanálise de movimentos de vertente ocorridos nos Calcários Margosos, Margas e Arenitos do Complexo Pteroceriano: Relação entre o Factor de Segurança e a razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m).

O Quadro 5.5 mostra um exemplo de retroanálise conjunta realizada para os grupos de movimentos característicos das unidades geológicas definidas na área em estudo.

Quadro 5.5. Exemplo de uma folha de cálculo utilizada na retroanálise para alguns dos movimentos de vertente ocorridos. (TS – Deslizamentos Translacionais Superficiais; RS – Deslizamentos Rotacionais Superficiais; RI – Deslizamentos Rotacionais Intermédios; RP – Deslizamentos Rotacionais Profundos; ACCAb – Arenitos do Complexo Camadas de Abadia; MACAb – Margas e Argilitos do Complexo Camadas de Abadia; CAInf – Calcários Margosos Recifais e Margas Complexo Corálico de Amaral Inferior; CAInt – Margas do Complexo Corálico de Amaral Intermédio; CASup - Calcários e Calcários Margosos Recifais do Complexo Corálico de Amaral Superior; P – Calcários Margosos, Margas e Arenitos do Complexo Pteroceriano).

ID	Tipo	Litologia da Ruptura	c'	ϕ'	h	d _w	γ_m	γ_{sat}	γ_{sub}	β	m	sen β	cos β	tg ϕ'	FS
4019	RP	ACCAb	11	20	8	9,1	25,00	27,00	17,19	11,62	1,1	0,2	1,0	0,4	1,06
47	RS	ACCAb	11	20	8	7,0	25,00	27,00	17,19	15,38	0,9	0,3	1,0	0,4	1,02
13	TS	ACCAb	11	20	3	2,9	25,00	27,00	17,19	20,64	1,0	0,4	0,9	0,4	1,07
27	TS	MACAb	7	12	3	5,1	24,70	26,70	16,89	7,0	1,7	0,1	1,0	0,2	1,00
9107	RS	MACAb	7	12	3	4,8	24,70	26,70	16,89	7,7	1,6	0,1	1,0	0,2	1,06
658	RP	MACAb	7	12	7	7,6	24,70	26,70	16,89	7,9	1,1	0,1	1,0	0,2	1,01
666	RS	MACAb	7	12	3,1	4,8	24,70	26,70	16,89	8,2	1,5	0,1	1,0	0,2	1,03
9019	RI	MACAb	7	12	5	5,0	24,70	26,70	16,89	9,8	1,0	0,2	1,0	0,2	1,02
4045	RI	MACAb	7	12	5	5,0	24,70	26,70	16,89	9,9	1,0	0,2	1,0	0,2	1,02
39	RP	MACAb	7	12	7,4	6,0	24,70	26,70	16,89	9,9	0,8	0,2	1,0	0,2	1,00
100	RP	MACAb	7	12	7,2	5,9	24,70	26,70	16,89	9,9	0,8	0,2	1,0	0,2	1,01
11	RP	MACAb	7	12	7,3	5,2	24,70	26,70	16,89	10,6	0,7	0,2	1,0	0,2	1,00
4135	RI	MACAb	7	12	4,5	4,0	24,70	26,70	16,89	11,3	0,9	0,2	1,0	0,2	1,00
4023	RS	MACAb	7	12	3,3	3,7	24,70	26,70	16,89	11,3	1,1	0,2	1,0	0,2	1,02
9235	RI	MACAb	7	12	4,1	3,5	24,70	26,70	16,89	12,0	0,9	0,2	1,0	0,2	1,00
12	RS	MACAb	7	12	3,3	3,4	24,70	26,70	16,89	12,1	1,0	0,2	1,0	0,2	1,01
4043	RS	MACAb	7	12	3	3,1	24,70	26,70	16,89	12,5	1,0	0,2	1,0	0,2	1,04
4031	TS	MACAb	7	12	3	3,0	24,70	26,70	16,89	12,9	1,0	0,2	1,0	0,2	1,02
870	RI	MACAb	7	12	5	2,7	24,70	26,70	16,89	12,9	0,5	0,2	1,0	0,2	1,00
649	RP	MACAb	7	12	5,1	2,3	24,70	26,70	16,89	13,2	0,5	0,2	1,0	0,2	1,01
9029	RI	MACAb	7	12	4,3	2,2	24,70	26,70	16,89	13,7	0,5	0,2	1,0	0,2	1,00
15	RS	MACAb	7	12	3	2,3	24,70	26,70	16,89	14,3	0,8	0,2	1,0	0,2	1,02
9101	RI	MACAb	7	12	4	1,0	24,70	26,70	16,89	15,2	0,3	0,3	1,0	0,2	1,00
489	TS	MACAb	7	12	2,7	2,0	24,70	26,70	16,89	15,3	0,7	0,3	1,0	0,2	1,01
87	RI	MACAb	7	12	2,9	0,0	24,70	26,70	16,89	17,8	0,0	0,3	1,0	0,2	1,00
73	RI	MACAb	7	12	2,4	0,4	24,70	26,70	16,89	18,5	0,2	0,3	0,9	0,2	1,01
4066	RS	MACAb	7	12	2,1	0,7	24,70	26,70	16,89	19,1	0,3	0,3	0,9	0,2	1,01
31	RS	MACAb	7	12	1,6	1,6	24,70	26,70	16,89	20,2	1,0	0,3	0,9	0,2	1,02
4053	RS	CAInf	9	24	2	2,2	25,00	27,00	17,19	24,89	1,1	0,4	0,9	0,4	1,02
674	RP	CAInt	16	20	8	7,4	24,67	26,67	16,86	16,57	0,9	0,3	1,0	0,4	1,00
61	RI	CAInt	16	20	5	4,4	24,67	26,67	16,86	21,52	0,9	0,4	0,9	0,4	1,00
62	RS	CAInt	16	20	3,3	4,0	24,67	26,67	16,86	22,97	1,2	0,4	0,9	0,4	1,08
48	RP	CAInt	16	20	5,5	3,1	24,67	26,67	16,86	23,51	0,6	0,4	0,9	0,4	1,00
42	RI	CASup	11	24	3	3,0	25,00	27,00	17,19	23,77	1,0	0,4	0,9	0,4	1,01
9184	TS	CASup	11	24	3	3,0	25,00	27,00	17,19	23,90	1,0	0,4	0,9	0,4	1,01
4165	RS	P	9	13	3	5,1	24,46	26,46	16,65	9,35	1,7	0,2	1,0	0,2	1,07
632	TS	P	9	13	2,9	2,3	24,46	26,46	16,65	16,97	0,8	0,3	1,0	0,2	1,05
4108	RI	P	9	13	3	1,6	24,46	26,46	16,65	18,80	0,5	0,3	0,9	0,2	1,02
633	RS	P	9	13	2,2	2,0	24,46	26,46	16,65	20,19	0,9	0,3	0,9	0,2	1,04

Os valores relativos às aluviões e filões bem como os pesos volúmicos dos solos foram estimados a partir de valores padrão indicados em diversa bibliografia e relatórios técnicos de ensaios realizados na região (Fernandes, 1994; Cernica, 1995; Jeremias, 2000; Vallejo *et. al.*, 2002; Baptista, 2004), dando-se sempre preferência, em caso de existência, aos valores obtidos em relatórios e ensaios realizados na área de estudo, tal como já tinha sido referido.

Com este procedimento obteve-se uma melhoria dos parâmetros geotécnicos das formações relativos às características de resistência (c e ϕ) coincidente com as condições de terreno encontradas na altura dos movimentos de vertente, e substancialmente diferentes das resultantes dos ensaios de laboratório realizados.

A convergência de valores de espessura de solo potencialmente instável permite obter uma distribuição espacial de valores por unidade litológica, o que representa uma melhoria face ao valor único aplicado em alguns estudos (Dietrich e Montgomery, 1994; Jibson *et. al.*, 2000).

5.1.5. Modelo Hidrogeológico

5.1.5.1. Propriedades hidrogeológicas dos solos

Os registos de ensaios de bombagem em furos de captação de água permitem estimar as características hidrogeológicas das formações existentes numa dada região. Porém, na área em estudo, não foram encontrados registos da existência de furos, o que se pode justificar pela ausência de sistemas aquíferos principais.

No entanto, foi possível identificar vários poços para consumo próprio, dos quais foram obtidas informações sobre o nível piezométrico local, ainda que sobrestimado e sofrendo dos problemas inerentes à grande inércia na resposta de captações de grande diâmetro às variações de níveis de água nos terrenos, que seria susceptível de, conjuntamente com a cartografia do ravinamento realizada, validar os resultados do nível piezométrico estimado na aplicação SHALSTAB.

A informação disponível dos poços acabou por não ser utilizada porque o nível piezométrico interpolado estava situado muito abaixo do que se observa em altura de precipitações intensas e/ou prolongadas. De facto, para além das naturais variações sazonais dos níveis piezométricos, em épocas de precipitações intensas e/ou prolongadas, existe a possibilidade de o nível piezométrico estar praticamente à cota da superfície topográfica ou mesmo acima desta, em situações em que afloram camadas de permeabilidade mais elevada do que os terrenos encaixantes, que dão lugar a aquíferos suspensos com carga hidráulica elevada resultante de recarga a montante. Estas situações não são susceptíveis de caracterização adequada utilizando a informação colhida nos poços, pelo que esta acabou por não ser utilizada no contexto deste trabalho.

Os valores de Condutividade Hidráulica das unidades litológicas foram estimados a partir de valores padrão indicados na bibliografia e em relatórios técnicos de ensaios realizados na região (Zbyszewski e Assunção, 1965; Custódio e Llamas, 1976; Freeze e Cherry, 1979; Goodman, 1989; Fernandes, 1994; Cernica, 1995; DL 382/99; Almeida, *et. al.*, 2000; Jeremias, 2000; Halford e Kuniatsky, 2002; Vallejo *et. al.*, 2002; Baptista, 2004; Lencastre e Franco, 2006; Walton, 2006), dando-se sempre preferência, em caso de existência, aos valores obtidos em relatórios e ensaios realizados na área de estudo. Os valores dos parâmetros hidrogeológicos estimados para as unidades litológicas aflorantes na região em estudo encontram-se nos Quadros 5.6 e 5.7.

Quadro.5.6. Parâmetros hidrogeológicos das unidades litológicas consideradas na cartografia geológica pré-existente, para introdução no módulo hidrológico do modelo SHALSTAB, na Hipótese E, utilizando a cartografia geológica oficial.

Litologias	k (m/s)	k (m/dia)	T (m²/dia)
Aluviões	2,40x10 ⁻⁰²	86,4	259,2
Margas, Argilitos e Arenitos Micáceos (Complexo Camadas de Abadia)	2,40x10 ⁻⁰⁴	0,864	2,592
Calcários e Calcários Margosos Recifais e Margas (Complexo Corálico de Amaral)	2,40x10 ⁻⁰⁴	0,864	3,456
Calcários Margosos, Margas e Arenitos (Complexo Pteroceriano)	2,40x10 ⁻⁰⁴	0,864	2,592
Filões de Rocha Alterada ou Não Identificada	2,40x10 ⁻⁰⁴	0,864	3,456
Filões de Basalto	2,40x10 ⁻⁰⁵	0,0864	0,2592
Filões de Dolerito	2,40x10 ⁻⁰⁵	0,0864	0,5184
Filões de Teschenito	2,40x10 ⁻⁰⁵	0,0864	0,2592

Quadro 5.7. Parâmetros hidrogeológicos das diferentes unidades litológicas consideradas na cartografia litológica de pormenor realizada no âmbito do presente trabalho, para introdução no módulo hidrológico do modelo SHALSTAB, Hipótese F, utilizando a cartografia lito-estratigráfica de pormenor produzido no âmbito deste trabalho.

Litologias	k (m/s)	k (m/dia)	T (m²/dia)
Aluviões	2,40x10 ⁻⁰²	86,4	259,2
Arenitos Micáceos (Complexo Camadas de Abadia)	2,40x10 ⁻⁰³	8,64	51,84
Margas e Argilitos (Complexo Camadas de Abadia)	2,40x10 ⁻⁰⁴	0,864	2,592
Calcários e Calcários Margosos Recifais (Complexo Corálico de Amaral Inferior)	2,40x10 ⁻⁰⁴	0,864	3,456
Margas (Complexo Corálico de Amaral Intermédio)	2,40x10 ⁻⁰⁴	0,864	4,32
Calcários Margosos Recifais e Margas (Complexo Corálico de Amaral Superior)	2,40x10 ⁻⁰³	8,64	25,92
Calcários Margosos, Margas e Arenitos (Complexo Pteroceriano)	2,40x10 ⁻⁰⁴	0,864	2,592
Filões de Rocha Alterada ou Não Identificada	2,40x10 ⁻⁰⁴	0,864	3,456
Filões de Basalto	2,40x10 ⁻⁰⁵	0,0864	0,2592
Filões de Dolerito	2,40x10 ⁻⁰⁵	0,0864	0,5184
Filões de Teschenito	2,40x10 ⁻⁰⁵	0,0864	0,2592

5.1.5.2. Limiares críticos de precipitação

Para uma correcta avaliação dos limiares críticos de precipitação foi realizada uma análise de correlação entre os valores das estações mais próximas da área de estudo e a estação de São Julião do Tojal, que apresenta a série de dados mais longa e completa na região.

Numa análise prévia foi possível verificar que os coeficientes de correlação entre estações crescem para menores distâncias a Arruda dos Vinhos, pelo que os dados de precipitação diários da estação de São Julião do Tojal (Quadro 5.8) são adequados para a construção dos modelos hidrogeológicos e cálculo de limiares de precipitação.

Os gráficos da correlação entre as diferentes estações são apresentados no Anexo B.

Quadro 5.8. Resumo dos coeficientes de correlação entre os dados de precipitação da estação de São Julião do Tojal e dados de estações próximas à área de estudo. * – Sem informação disponível.

Estações vs. Parâmetros			Arruda dos Vinhos	Santana de Carnota	Arranhó	Calhandriz	Sobral de Monte Agraço
Distância a Arruda dos Vinhos (km)		15	0	5.6	6	7	8
Coeficiente de Correlação (r^2)	Diária	São Julião do Tojal	*	*	0.7	0.48	0.48
	Média móvel a dois dias		*	*	0.81	0.65	0.64
	Mensal		0.94	0.94	0.91	0.87	0.86

Com os dados de precipitação da estação de São Julião do Tojal (SNIRH, 1995) foram analisadas as precipitações diárias e acumuladas desde 1 de Outubro de 1955 até 1 de Fevereiro de 2011 e calculando o limiar crítico de precipitação para a ocorrência de movimentos de vertente com recurso à equação 14 (Trigo *et. al.*, 2005), obtendo-se os resultados expressos no Quadro 5.9.

Quadro 5.9. Limiares críticos de precipitação para a região a norte de Lisboa (Trigo *et. al.*, 2005).

D (dias)	Cr (mm)
1	114,4
3	129,2
5	144,0
7	158,8
15	218,0
30	329,0
60	551,0

O limiar crítico mínimo de precipitação diária é de 114.4 mm.

A partir deste valor foram verificadas os valores de precipitação iguais ou superiores capazes de gerar movimentos (Quadro 5.10)

Quadro 5.10. Estatística descritiva da precipitação Cr dos eventos de duração D capazes de desencadear movimentos.

D (dias)	1	3	5	7	15	30	60
Média	147,20	157,70	174,15	192,22	259,16	368,31	585,90
Mediana	140,90	141,60	155,70	178,15	240,50	357,90	585,10
Desvio-padrão	14,42	29,51	35,45	37,76	46,15	36,73	23,78
Média + Desvio-padrão	161,62	187,21	209,60	229,98	305,31	405,04	609,68
Média - Desvio-padrão	132,78	128,19	138,70	154,46	213,01	331,58	562,12
Mínimo	137,00	132,30	144,80	159,20	218,50	330,00	552,40
Máximo	163,70	215,50	257,20	282,10	399,60	479,20	629,10

Selecionaram-se valores de precipitação para a entrada no modelo (limiar médio e valor máximo), no entanto verificou-se que as diferenças no cálculo do Factor de Segurança não eram significativas e nem influenciavam a validação do modelo, pelo que o valor escolhido para a modelação foi o do limiar mínimo diário, ou seja, 114,4 mm.

5.1.5.3. Modelo hidrogeológico em condições estáticas: SHALSTAB

A partir da aplicação SHALSTAB (Dietrich e Montgomery, 1998) foi possível estimar a área contributiva a montante para cada unidade de terreno (Figura 5.17), sendo esta uma das variáveis de entrada na equação 12.

Da análise da Figura 5.17 verifica-se que quanto maior o comprimento da vertente a montante de determinada unidade de terreno (pixel), maior vai ser a área a montante, ou seja maiores são as cargas hidráulicas aplicadas ao maciço na mesma unidade de terreno. Assim as maiores cargas hidráulicas são aplicadas ao longo das linhas de água e canais de escoamento de água, e as menores cargas irão ser aplicadas nas linhas de cumeada, como seria de esperar.

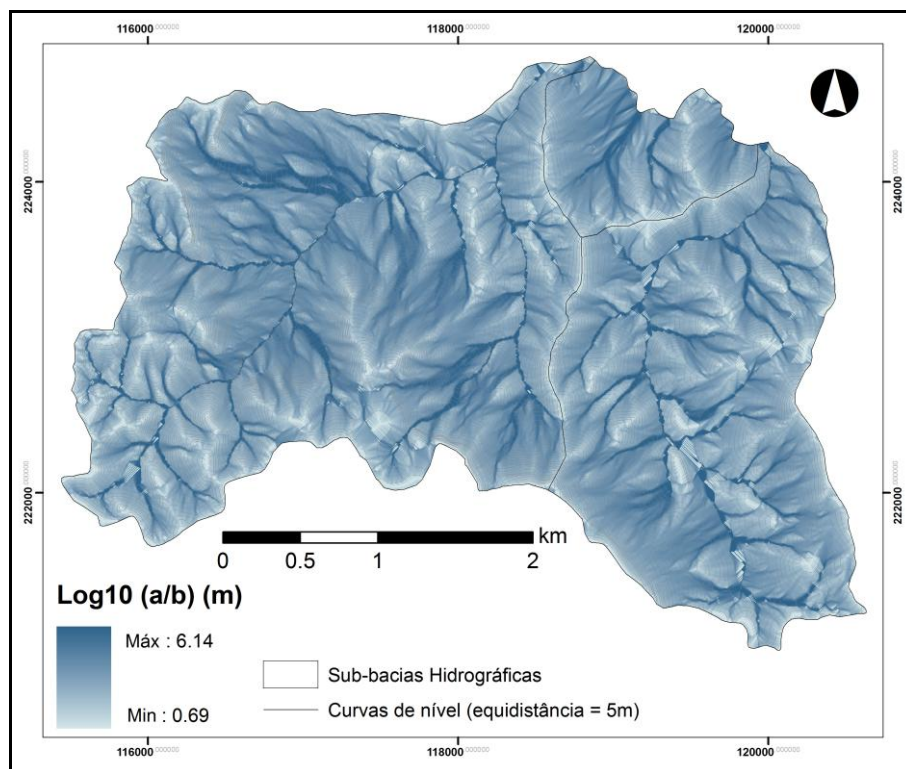


Figura 5.17. Área contributiva a montante calculada com a aplicação SHALSTAB.

Reunindo as variáveis necessárias (precipitação efectiva, transmissividade, área contributiva a montante e declive) foi aplicado o modelo hidrogeológico, variando apenas as transmissividades das formações da carta geológica pré-existente (Figura 5.18)

e do mapa com a nova separação litológica (Figura 5.19), tendo sido aplicados nas hipóteses E e F.

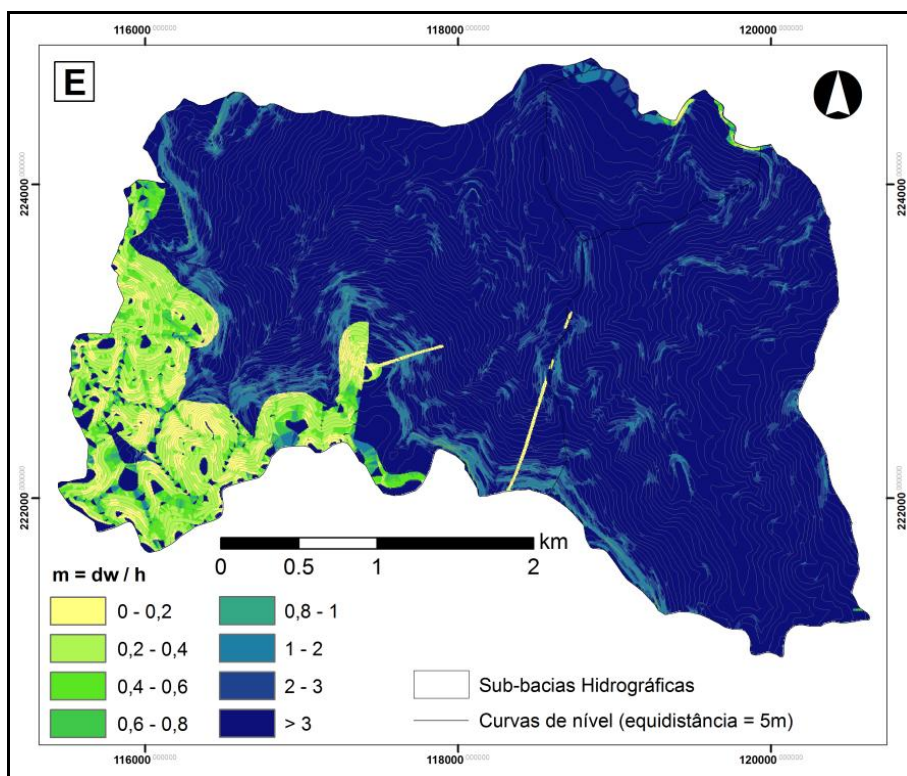


Figura 5.18. Razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m) utilizando a cartografia geológica pré-existente (INETI, 2005).

A Razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m) para a distribuição das propriedades da cartografia geológica pré-existente apresenta um valor muito acima do esperado para as formações do Complexo Camadas de Abadia devido à baixa permeabilidade dos materiais principais (margas e argilitos).

Não havendo infiltração em episódios pluviosos, ocorre escoamento superficial e, embora o nível piezométrico se encontre em algumas áreas acima da superfície topográfica, esse cenário torna-se irreal para uma totalidade de 70% da área de estudo que é ocupada por estas formações de margas e argilitos.

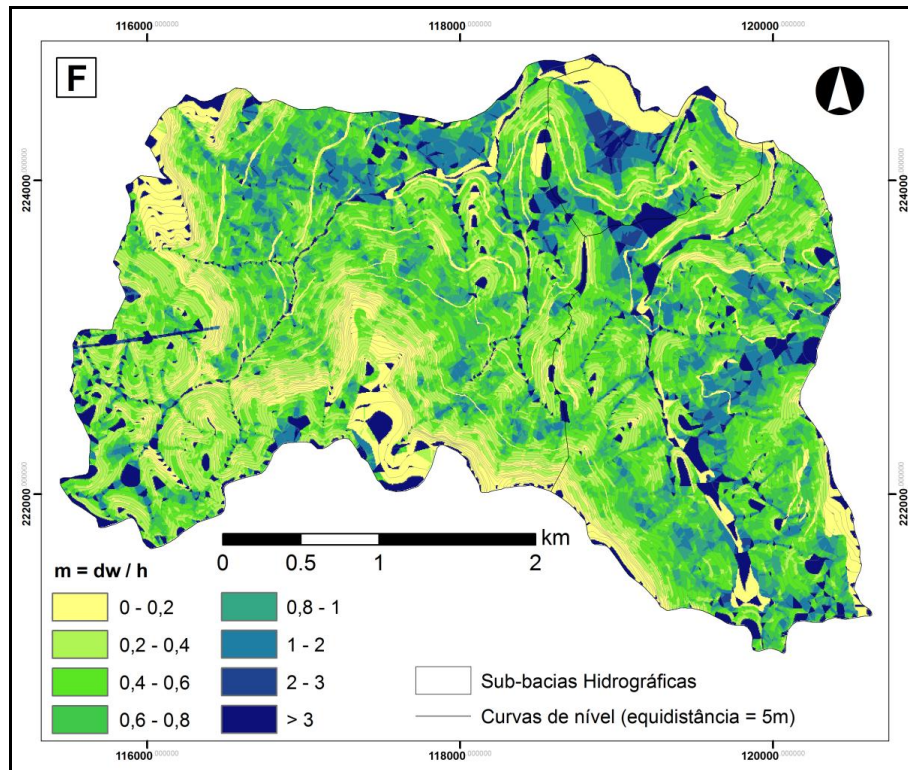


Figura 5.19. Razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m) utilizando a cartografia lito-estratigráfica de pormenor.

A razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável (m) para a distribuição das propriedades da cartografia lito-estratigráfica de pormenor apresenta uma distribuição mais consistente com o que seria expectável, ou seja, onde existem materiais com permeabilidades elevadas ou secundárias, como as formações areníticas dos complexos Camadas de Abadia e Pteroceriano, aluviões, calcários do complexo Corálico de Amaral e zonas mais declivosas o nível piezométrico encontra-se a uma cota mais baixa. Em zonas com baixa permeabilidade como as formações mais margosas e argilíficas dos complexos Camadas de Abadia e Pteroceriano e em zonas que a topografia permita acumulação, ou menor escorrência de água, assim como em zonas planas, o nível piezométrico posiciona-se a cotas mais elevadas ou mesmo acima da superfície topográfica.

É porém de salientar uma das limitações principais do modelo hidrológico utilizado, que para além de apenas considerar condições estáticas, não entra em conta com precipitações antecedentes infiltradas e que tendem a formar ressurgências após períodos de chuvas intensas ou prolongadas por circulação em profundidade em meios

de permeabilidade moderada a elevada, como neste caso as camadas de arenitos. Este aspecto não foi tido em conta visto que excedia claramente o âmbito desta dissertação, pela elevada complexidade do problema e ausência de informação de base necessária.

No entanto verifica-se alguma coerência no aumento da proporção de solo saturado a cotas inferiores dos arenitos do Complexo Camadas de Abadia que introduzem água no maciço, por exurgência, e pela diferença de permeabilidade das formações margosas e argilíficas, aumentando as cargas aplicadas ao maciço, podendo instabilizar o mesmo.

Supondo que a área de influência destas cargas aplicadas actua numa área de 100m em redor dos arenitos e por sua vez em torno das ravinas formadas, foi realizado um *buffer* em torno quer dos arenitos quer das ravinas cujo resultado se encontra na Figura 5.20.

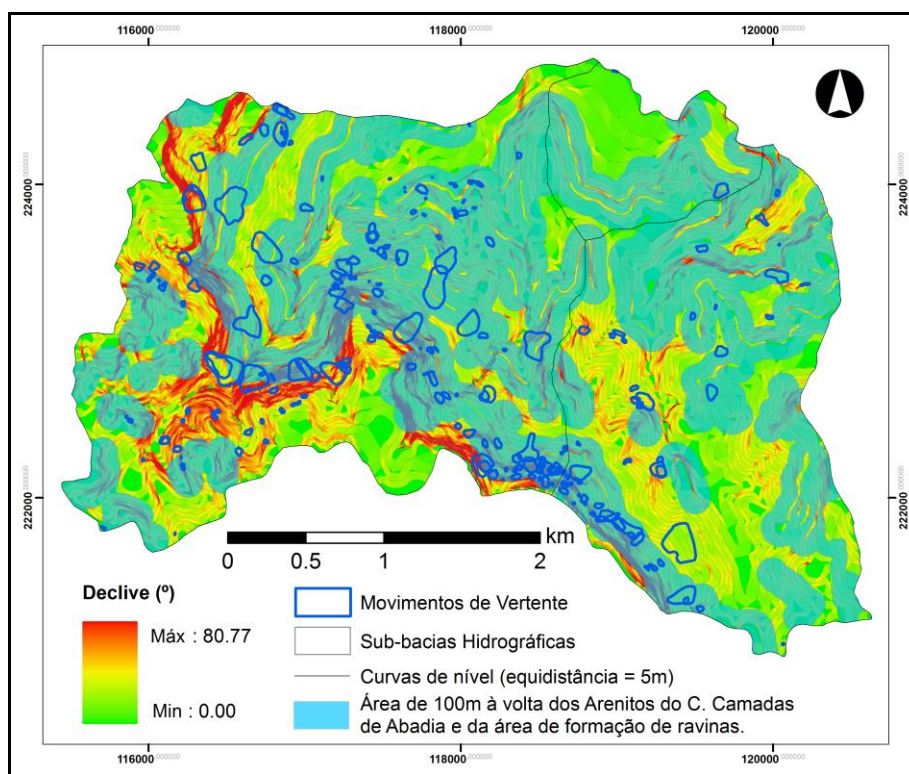


Figura 5.20. Área correspondente a uma faixa de terreno com largura de 100m, envolvente dos Arenitos do Complexo Camadas de Abadia e da área de formação de ravinas sobre o declive e inventário de movimentos de vertente utilizado para a validação de resultados, onde é possível verificar que a maioria dos movimentos de vertente se localiza dentro da área indicada, à excepção de alguns movimentos mais profundos e/ou em locais de elevado declive.

Observando a Figura 5.20 verifica-se que a maioria dos movimentos se enquadra nessa "área de influência" à excepção de alguns movimentos mais profundos, que estão em áreas cujo nível piezométrico esteja mais elevado e algumas instabilidades ocorridas em zonas de elevado declive.

5.1.5.4. Validação do modelo hidrogeológico – Cartografia de ravinamentos

A formação de ravinas corresponde na região a um bom indicador geomorfológico da distribuição espacial de zonas em que o nível piezométrico atinge ou ultrapassa a superfície topográfica em períodos pluviosos. A cartografia das cristas de montante de ravinas foi realizada através da observação das fotografias aéreas do voo de 1983 (FAP), que apresentam uma qualidade excepcional e foram tiradas após um evento de precipitação intenso ocorrido em Novembro do mesmo ano, que deram origem a uma das maiores cheias registadas no século passado na região de Lisboa contribuindo para mais de uma dezena de mortes e cerca de 2000 pessoas afectadas (Quaresma, 2008).

O resultado da cartografia de ravinamentos pode ser visualizado na Figura 5.21. Note-se que o sector oeste das sub-bacias não apresenta ravinamento pois a cobertura fotográfica dessa zona estava coberta por nuvens na altura em que foram tiradas as fotos.

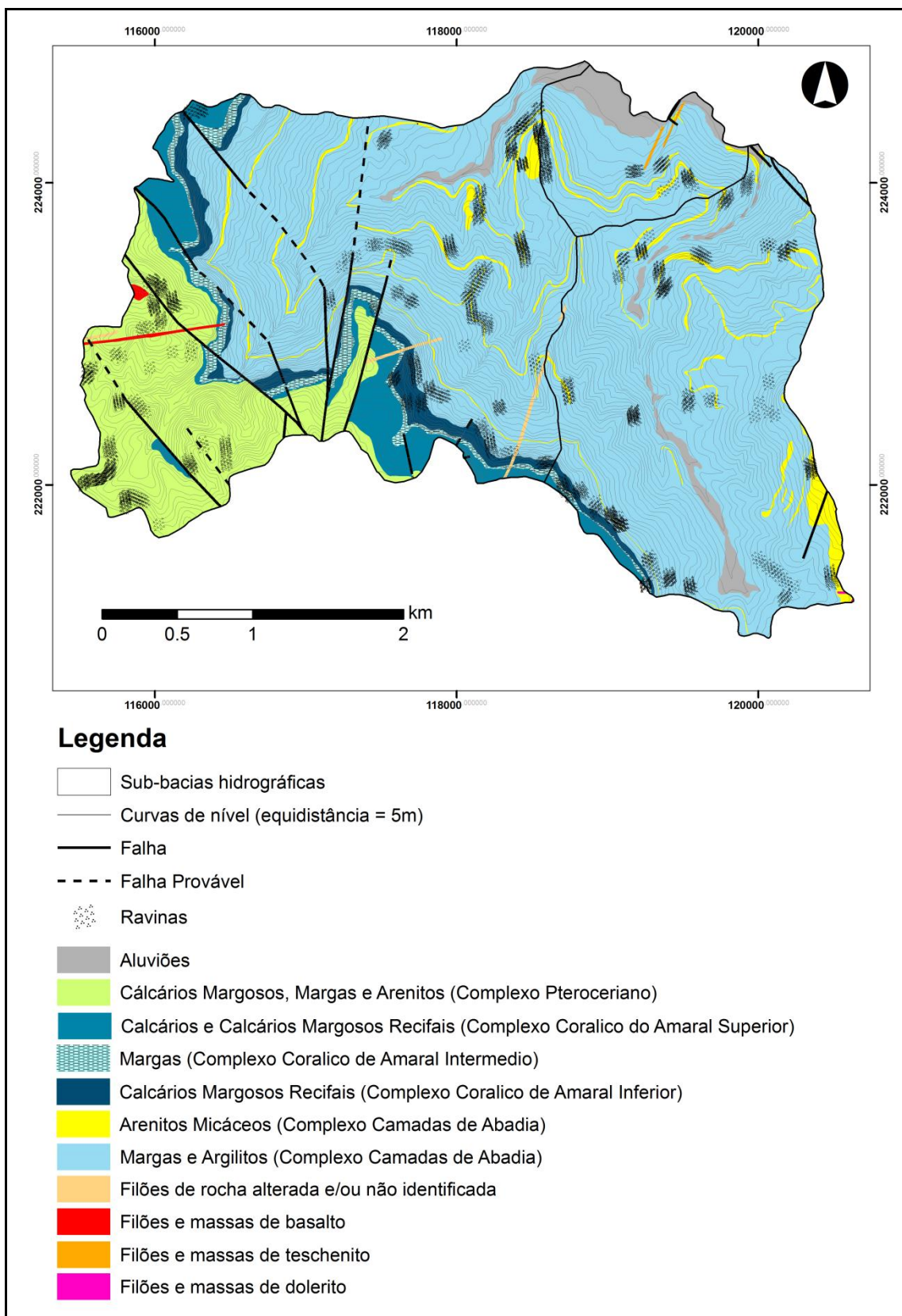


Figura 5.21. Distribuição do início de ravinas sobre a cartografia lito-estratigráfica de pormenor.

Pode verificar-se que a maioria dos ravinamentos ocorre associada aos afloramentos das formações areníticas intercaladas no Complexo Camadas de Abadia, na base do Complexo Corálico do Amaral Inferior e em algumas zonas do Complexo Pteroceriano afectadas por este tipo de erosão hídrica. Esta ocorrência permite validar os limites geológicos cartografados na cartografia lito-estratigráfica de pormenor.

Cruzando o mapa da variável m e a distribuição das ravinas (Figura 5.22) verificamos que este nem sempre se ajusta à ocorrência dos movimentos. Este facto deve-se ao modelo SHALSTAB ser influenciado pela topografia, os movimentos nem sempre serem desencadeados por factores hidrológicos superficiais, as ravinas cartografadas foram originadas após um episódio de elevadas precipitações e o modelo ter sido construído a partir de um limiar mínimo de precipitação (114,4 mm) e não uma situação extrema, como o caso das cheias de 1983, que em apenas um dia foi registado 163,7 mm de precipitação (SNIRH, 1995).

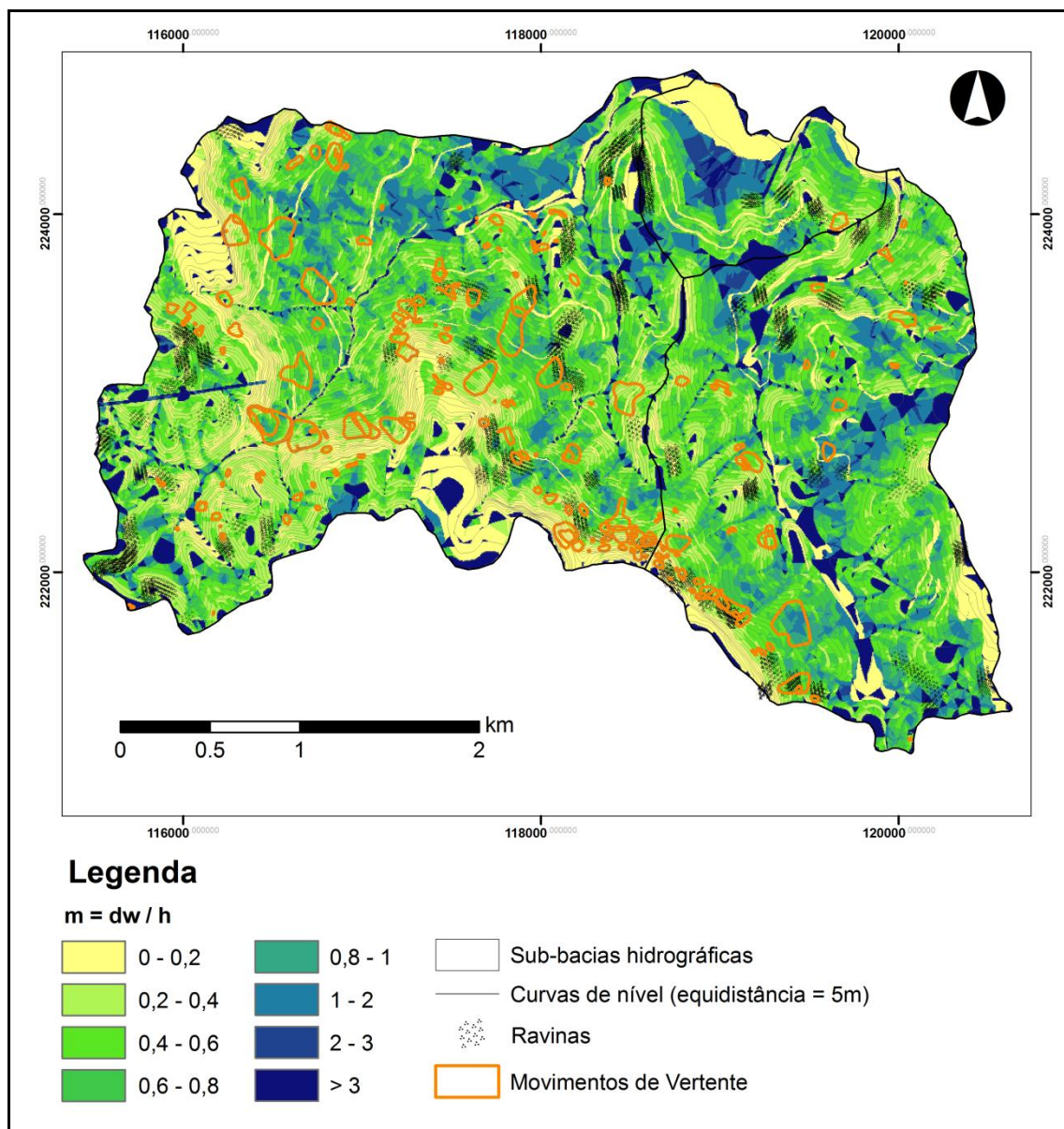


Figura 5.22. Distribuição das áreas de montante de ravinas sobre a variação da razão entre a espessura de solo saturado (dw) e a espessura de solo potencialmente instável (h).

5.2. Mapas de Susceptibilidade

Neste capítulo apresentam-se os resultados da aplicação do modelo do *Talude Infinito* para solos coesivos e assumindo o fluxo de água paralelo à superfície (Sharma, 2002) utilizados para a construção de uma cartografia de susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente.

Após a recolha e cálculo de todas as variáveis foram calculados os Factores de Segurança e reclassificados os valores em classes de susceptibilidade de toda a área aplicando o método do Talude Infinito pela programação das equações impostas (Equações 9 e 10) na ferramenta *raster calculator* da aplicação ArcGIS 9.3 fazendo variar os parâmetros necessários para cada hipótese.

Tendo em conta os limites de factor de segurança habitualmente considerados em análise de estabilidade (*vide* Quadro 4.2), os resultados foram classificados por ordem decrescente de susceptibilidade (Fig. 5.23).

Resumindo nas hipóteses A e B foram assumidas as propriedades geotécnicas dos solos aferidas em laboratório a partir de ensaios de corte directo e testes das propriedades físicas dos solos amostrados no campo, um valor constante de espessura de solo instável para toda a área e o nível piezométrico coincidente com a superfície topográfica ($m = 1$).

Nas hipóteses C e D foram assumidas as propriedades geotécnicas dos solos de cada formação calibradas e corrigidas através de uma extensiva retroanálise dos movimentos de vertente ocorridos, a variação da espessura de solo potencialmente instável por unidade litológica e a posição do nível piezométrico à posição da superfície topográfica ($m = 1$).

Nas hipóteses E e F foram assumidas as propriedades geotécnicas dos solos de cada formação calibradas e corrigidas através de uma extensiva retroanálise dos movimentos de vertente ocorridos, a variação da espessura de solo potencialmente instável por unidade litológica e a variação do nível piezométrico por toda a área, tendo em consideração a área contributiva a montante, a recarga por precipitação e as propriedades hidrogeológicas das formações.

Os mapas de susceptibilidade obtidos para as diferentes situações encontram-se na Figura 5.23.

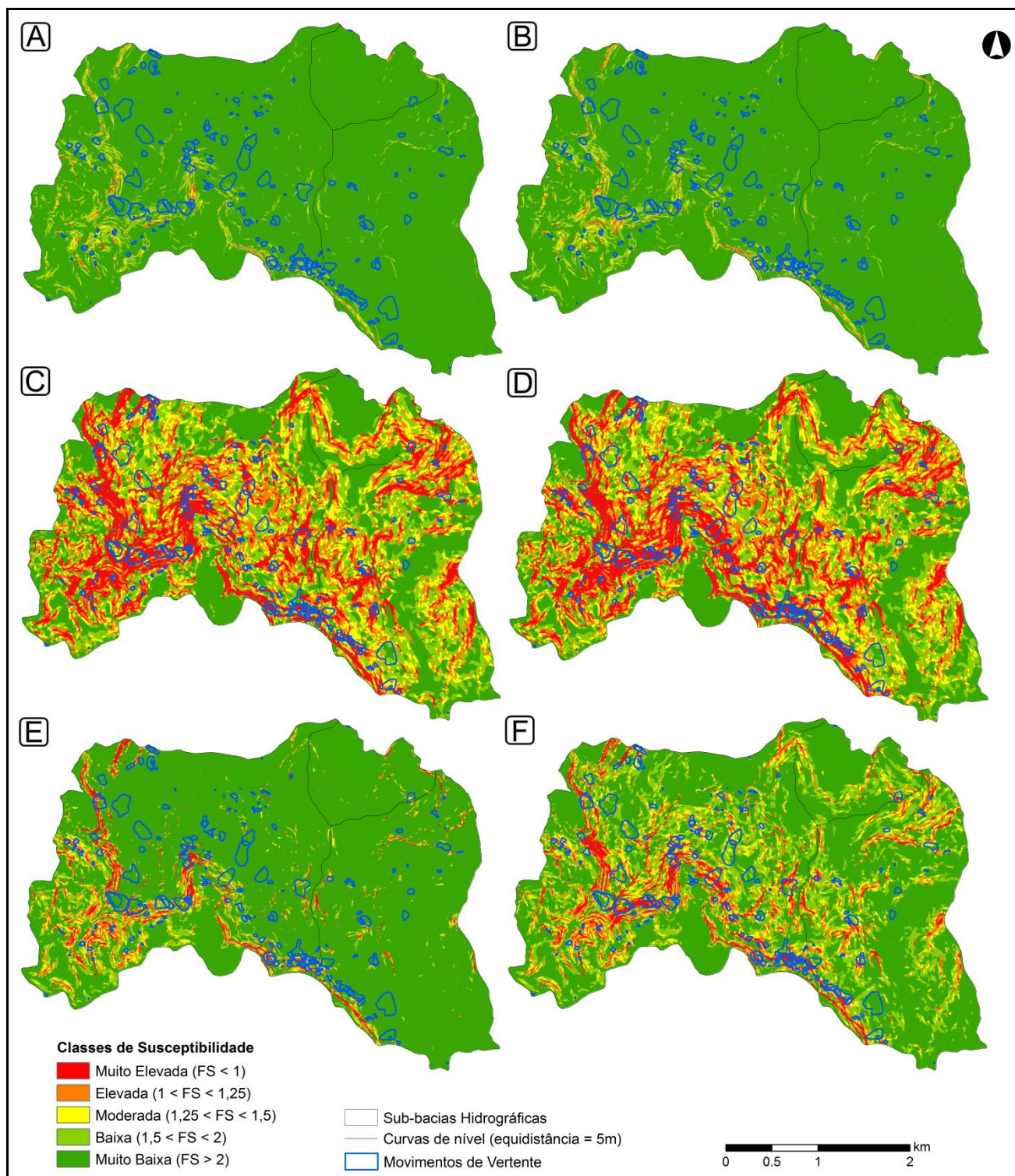


Figura 5.23. Mapas de susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente e respectivo inventário independente de movimentos de vertente (Oliveira, *em curso*). Os Mapas A, C e E utilizaram a cartografia geológica pré-existente e os mapas B, D e F utilizaram a cartografia litológica de pormenor.

Após a análise dos mapas de susceptibilidade obtidos podemos verificar que apenas com a correcção de todas as variáveis (Hipóteses E e F) conseguimos obter uma diferença acentuada entre os mapas de susceptibilidade com base nas duas bases cartográficas, podendo dizer que a cartografia é essencial mas não é apenas a separação litológica que vai influenciar a qualidade do mapa de susceptibilidade.

A correcção dos parâmetros geotécnicos e espessura de solo potencialmente instável muda radicalmente o aspecto dos mapas de susceptibilidade que passa de um cenário que uma quase totalidade da área com muito baixa susceptibilidade à ocorrência de movimentos (Hipóteses A e B), para um cenário cujas áreas pouco susceptíveis às instabilidades bastante mais reduzidas e com bom ajustamento à distribuição dos movimentos registados no inventário (Hipóteses C e D).

5.3. Validação de Resultados

Todos os mapas de susceptibilidade foram validados através do método da validação cruzada, tendo sido construídas as curvas de predição (Figuras 5.24 a 5.29) e calculadas as Áreas Abaixo da Curva (AAC) (Quadro 5.11), que representam as taxas preditivas de cada modelo.

Quadro 5.11. Taxas preditivas para cada hipótese e para cada tipologia de movimentos de vertente.

Tipo de Movimento de Vertente	Hipóteses					
	A	B	C	D	E	F
Deslizamentos Translacionais Superficiais	0,83	0,83	0,81	0,83	0,82	0,83
Deslizamentos Rotacionais Superficiais ($h < 3$)	0,72	0,72	0,70	0,73	0,70	0,73
Deslizamentos Rotacionais Intermédios ($3 < h < 5$)	0,74	0,73	0,74	0,75	0,69	0,74
Deslizamentos Rotacionais Profundos ($h > 5$)	0,64	0,64	0,66	0,67	0,60	0,67
Todos os movimentos de vertente	0,66	0,66	0,68	0,69	0,63	0,69

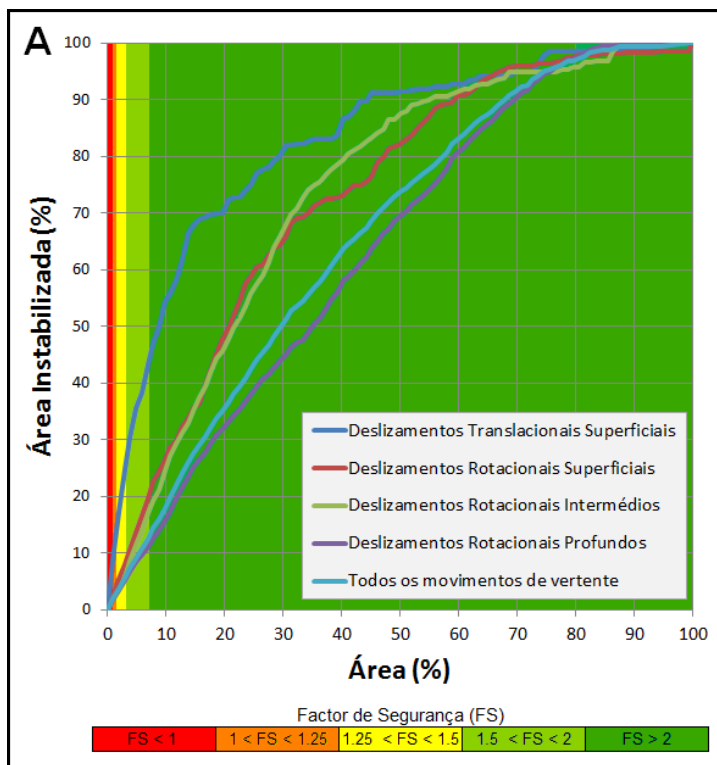


Figura 5.24. Curvas de Predição da Hipótese A.

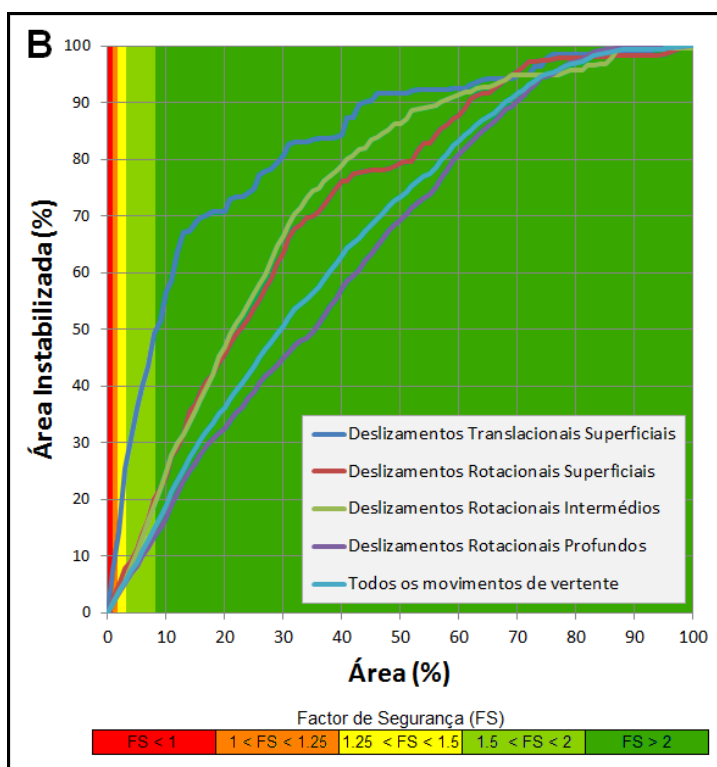


Figura 5.25. Curvas de Predição da Hipótese B.

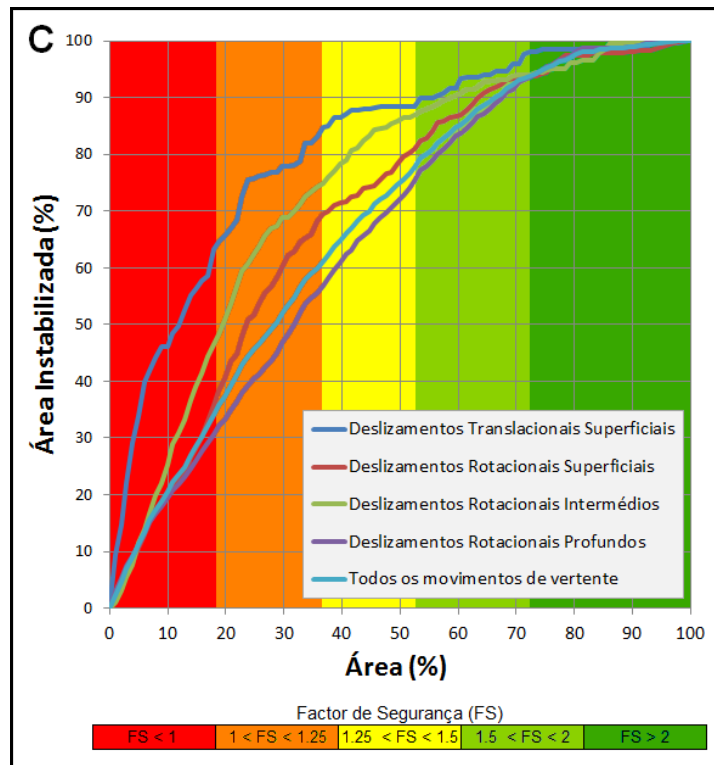


Figura 5.26. Curvas de Predição da Hipótese C.

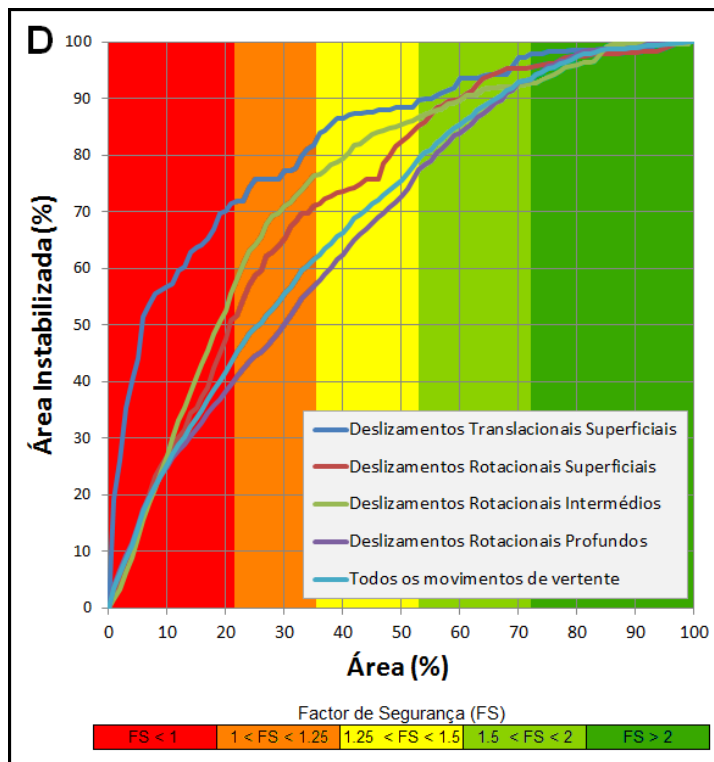


Figura 5.27. Curvas de Predição da Hipótese D.

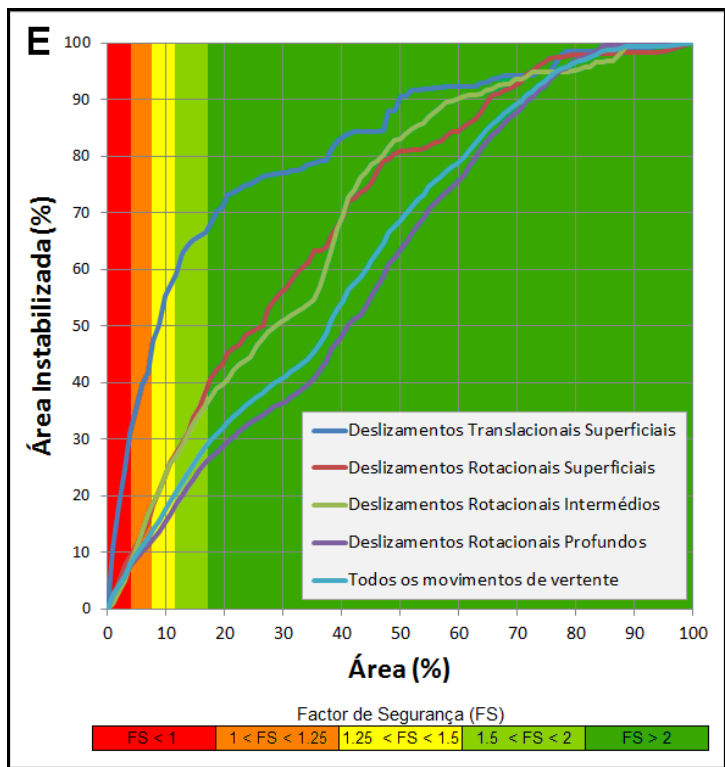


Figura 5.28. Curvas de Predição da Hipótese E.

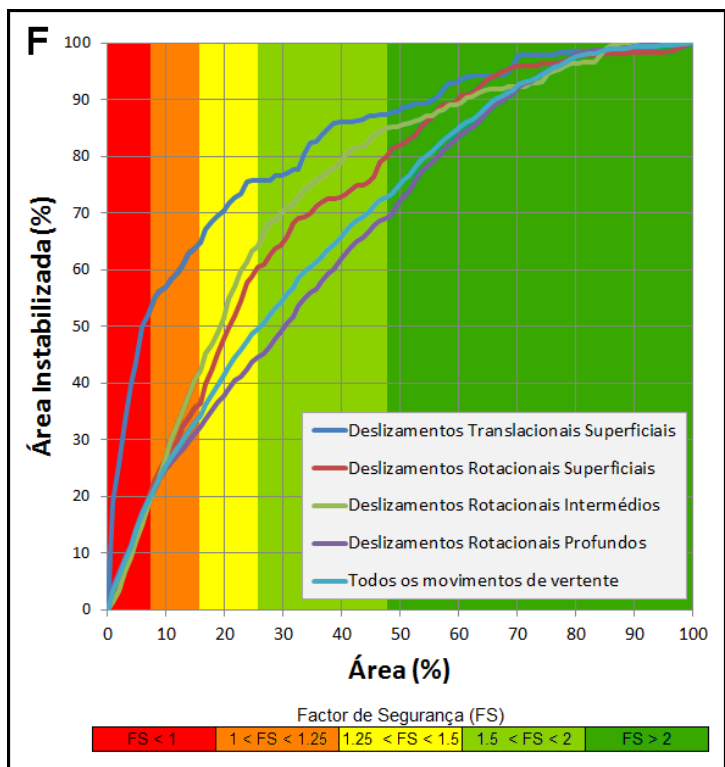


Figura 5.29. Curvas de Predição da Hipótese F.

Embora os valores obtidos para as áreas abaixo da curva (taxas de predição) não sejam significativamente diferentes para os diferentes cenários considerados, a capacidade preditiva do Factor de Segurança calculado aumentou da hipótese A para a F, como se pode verificar nos gráficos das curvas de predição e nos mapas de susceptibilidade, verificando, por exemplo, que os movimentos no mapa A se localizam, na sua maioria, em classes de susceptibilidade baixa a muito baixa.

Na hipótese A prevê-se apenas cerca de 25% dos movimentos nas classes de susceptibilidade moderada a muito elevada, e cerca de 9% dos movimentos nas classes de susceptibilidade elevada e muito elevada, classificando apenas como instável cerca de 9% da área.

Verifica-se que nas hipóteses C e D a área classificada como susceptível à ocorrência de movimentos de vertente abrange e identifica quase a totalidade dos movimentos do inventário, no entanto, sobrestima as áreas potencialmente instáveis.

A hipótese F resulta a mais equilibrada, prevendo cerca de 75% dos movimentos nas classes de susceptibilidade moderada a muito elevada, e cerca de 65% dos movimentos nas classes de susceptibilidade elevada e muito elevada.

No Quadro 5.12 estão representadas as percentagens dos movimentos abrangidos por classe de susceptibilidade e das áreas classificadas como instáveis por classe de susceptibilidade, considerando a definição das classes de susceptibilidade tendo por base o Factor de Segurança (vide Quadro 4.2).

Quadro 5.12. Relação das áreas classificadas como instáveis e dos movimentos de vertente abrangidos nas mesmas.

Hipóteses	Área instável (% acumulada)				Movimentos de vertente abrangidos (% de área acumulada)			
	Muito Elevada ($FS \leq 1$)	Elevada ($1 < FS \leq 1,25$)	Moderada ($1,25 < FS \leq 1,5$)	Baixa ($1,5 < FS \leq 2$)	Muito Elevada ($FS \leq 1$)	Elevada ($1 < FS \leq 1,25$)	Moderada ($1,25 < FS \leq 1,5$)	Baixa ($1,5 < FS \leq 2$)
A	0,50	0,98	2,94	8,83	5,00	8,92	24,84	50,00
B	0,50	1,00	3,00	9,00	4,75	7,64	25,48	51,43
C	19,81	36,68	52,53	72,35	65,61	84,71	88,38	98,09
D	21,01	36,03	52,04	72,05	71,50	83,92	88,38	97,93
E	3,92	6,86	10,79	16,67	30,89	41,72	57,01	66,40
F	6,93	14,85	24,75	46,53	52,07	63,69	75,64	87,26

Será expectável que a capacidade preditiva do modelo utilizado aumente com a aplicação de um modelo hidrogeológico/hidrológico mais completo e apropriado, bem como com a aplicação de um modelo automático de cálculo da distribuição espacial da espessura de solo potencialmente instável.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

Neste trabalho procurou-se contribuir para a avaliação da susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente à escala regional com a utilização de métodos de base física, pela aplicação de metodologias acessíveis para a obtenção de resultados e cartografias fiáveis, que constituem elemento fundamental para efeitos de prevenção e mitigação de perigos como o da instabilidade de vertentes, com implicações em instrumentos de ordenamento do território e planeamento de emergência. Neste contexto, foi prestada particular atenção à melhoria de qualidade dos dados de base a utilizar para aplicação dos modelos.

Da análise dos resultados conclui-se que as melhorias aplicadas ao nível do mapa litológico de detalhe, correcção dos parâmetros geotécnicos, calibração de um valor de espessura de solo potencialmente instável por unidade litológica, sustentado na retroanálise de movimentos ocorridos, estimação das características hidrogeológicas das formações e aplicação de um modelo hidrogeológico permitiram uma melhoria na capacidade preditiva do modelo utilizado.

No mapa lito-estratigráfico construído no decurso deste trabalho, foram corrigidos os limites geológicos entre as formações e posicionadas correctamente as falhas, do que resultou a melhoria da distribuição espacial das propriedades geotécnicas das formações, tendo consequências directas na qualidade dos resultados do modelo aplicado.

Os resultados dos ensaios de laboratório forneceram parâmetros de resistência das formações muito superiores aos que deram origem à maioria dos movimentos de vertente inventariados. Esta diferença deveu-se principalmente às dificuldades encontradas na saturação das amostras, devido ao alto teor em argilas e baixa permeabilidade, o que influenciou consideravelmente os resultados dos ensaios.

Não havendo possibilidade de executar a saturação total das amostras recorreu-se a uma calibração dos parâmetros de resistência, coesão e ângulo de atrito interno, por retroanálise sistemática de movimentos característicos registados no inventário de movimentos (Oliveira, em curso).

Com esta aproximação obteve-se uma melhoria dos parâmetros geotécnicos das formações relativos às características de resistência (c e ϕ) coincidente com as condições de terreno encontradas na altura dos movimentos de vertente, e substancialmente diferentes das resultantes dos ensaios de laboratório realizados.

A convergência de valores de espessura de solo potencialmente instável permitiu obter uma distribuição espacial de valores por unidade litológica, o que representa uma melhoria face à solução de um valor único aplicado em alguns estudos (Dietrich e Montgomery, 1994; Jibson *et al.*, 2000).

A partir da análise dos mapas de susceptibilidade obtidos é possível verificar que apenas com a correcção de todas as variáveis (Hipóteses E e F) conseguimos obter uma diferença acentuada entre os mapas de susceptibilidade com base nas duas bases cartográficas, podendo dizer que a cartografia é essencial mas não é apenas a separação litológica que vai influenciar a qualidade do mapa de susceptibilidade.

A correcção dos parâmetros geotécnicos e espessura de solo potencialmente instável muda radical o aspecto dos mapas de susceptibilidade, que passa de um cenário onde uma quase totalidade da área apresenta susceptibilidade muito baixa à ocorrência de movimentos (Hipóteses A e B), para um cenário cujas áreas pouco susceptíveis às instabilidades são muito reduzidas (Hipóteses C e D).

Embora os valores de taxa de predição não sejam significativamente diferentes para os diferentes cenários considerados, a capacidade preditiva do modelo utilizado aumentou da hipótese A para a F, que corresponderam a fases sucessivas de introdução de

melhoramento das variáveis de base, como se pode verificar nos gráficos das curvas de predição e nos mapas de susceptibilidade obtidos.

Para os deslizamentos traslacionais verifica-se que as taxas de predição são iguais para a hipótese A (sem correcção de dados de base) e para a hipótese F (com correcção de dados de base), embora os mapas de susceptibilidade sejam completamente diferentes.

Este facto leva a questionar a aplicabilidade do método de validação cruzada para este tipo de métodos. De facto, as curvas de predição isoladamente não expressam de forma adequada a qualidade do modelo, devendo ser também analisado o grau de ajustamento preditivo das classes de susceptibilidade face ao inventário de movimentos utilizado para validação.

Verifica-se que nas hipóteses C e D a área classificada como mais susceptível à ocorrência de movimentos de vertente abrange e identifica quase na totalidade os movimentos do inventário, no entanto, sobrestima largamente as áreas potencialmente instáveis situando-se excessivamente do lado da segurança.

Na hipótese A prevê-se apenas cerca de 25% dos movimentos nas classes de susceptibilidade moderada a muito elevada, e cerca de 9% dos movimentos nas classes de susceptibilidade elevada e muito elevada, classificando apenas como instável cerca de 9% da área.

A hipótese F resulta a mais equilibrada, prevendo cerca de 75% dos movimentos nas classes de susceptibilidade moderada a muito elevada, e cerca de 65% dos movimentos nas classes de susceptibilidade elevada e muito elevada.

Conclui-se que, apesar de as taxas de predição não o indicarem, existe uma melhoria significativa do modelo preditivo com a aplicação das melhorias ao nível da cartografia lito-estratigráfica de pormenor, dos parâmetros geotécnicos dos solos, da variação de espessura de solo potencialmente instável por unidade litológica e pela aplicação de um modelo hidrogeológico em condições estáticas.

As limitações de dados de base de qualidade disponíveis para a aplicação em modelos de base física, nomeadamente um mapa litológico detalhado e dados geotécnicos e hidrogeológicos de confiança, tiveram um impacto importante na capacidade preditiva dos modelos utilizados e resultados obtidos, sendo que esta melhoria e/ou calibração dos

dados de base ocupou a maior parte do tempo no desenvolvimento do trabalho realizado.

Os inventários completos e rigorosos dos movimentos de vertente ocorridos nas áreas em estudo, que se revestem de importância fundamental na aplicação de modelos de susceptibilidade de base estatística, assumem relevância não menor na aplicação de modelos de base física, visto que permitem calibrar as propriedades geotécnicas das unidades litológicas, fornecer indicações da espessura de solo potencialmente instável e informação imprescindível para a validação dos modelos e resultados.

Será expectável que a capacidade preditiva do modelo utilizado aumente com a aplicação de um modelo hidrogeológico/hidrológico mais completo e apropriado, bem como com a aplicação de um modelo mais rigoroso para a distribuição espacial da espessura de solo potencialmente instável.

Assim, é indispensável, como trabalho futuro, a aplicação de modelos hidrogeológicos/hidrológicos rigorosos e apropriados, quer estáticos, quer dinâmicos com introdução dos parâmetros de precipitação, infiltração e escoamento, e aplicação e ensaios de modelos automáticos de cálculo da distribuição espacial da espessura de solo potencialmente instável.

Neste sentido, em estudos que venham a utilizar este tipo de métodos, será necessário investir na obtenção de dados de base e variáveis de entrada no modelo de base física da melhor qualidade possível como forma de construir modelos preditivos de confiança.

6.1. Trabalho futuro

Esta dissertação veio demonstrar a necessidade de obter dados de base de qualidade para aplicação de modelos de base física.

Neste sentido é de todo o interesse a continuação deste trabalho para aplicação em estudos visando a prevenção de movimentos de vertente.

Seguem em seguida alguns dos exemplos de como se poderiam vir a melhorar os mapas de susceptibilidade e perigosidade com métodos de base física além do executado no decurso deste trabalho:

- Corrigir erros de MDT ao longo da rede hidrográfica e elevações de modo a obter a variável declive corrigida.
- Concluir a cartografia da subdivisão litológica do Complexo Pteroceriano.
- Melhorar as estimativas das propriedades geotécnicas e hidrogeológicas dos materiais utilizando ensaios laboratoriais e de campo, apoiados por retroanálise de movimentos.
- Continuar a construção e actualização do inventário de movimentos de vertente.
- Aplicação de um modelo matemático de cálculo da espessura de solo potencialmente instável tendo em conta o balanço sedimentar do solo e dinâmica hidrológica.
- Implementação de um modelo hidrogeológico à escala regional que permita avaliar a variação temporal e espacial do nível piezométrico resultante das recargas e sua articulação com modelos hidrológicos superficiais de escoamento/infiltração, que possibilitem tratar de forma mais rigorosa os efeitos da água na instabilização das vertentes.

CAPÍTULO 7

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, C., Mendonça, J.J.L., Jesus, M.R. e Gomes, A.J. (2000) – *Sistemas Aquíferos de Portugal Continental*. Centro de Geologia da Universidade de Lisboa e Instituto da Água, 661 pp.

Amaral, P., Marques, R., Zêzere, J. L., Queiroz, G., Marques, F. (2009) – Aplicação de um modelo hidrológico e geotécnico à instabilidade de vertentes desencadeada por precipitação intensa no concelho da Povoação (S. Miguel, Açores). *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, **VI**: 133-138.

Amaral, P. (2010) – Caracterização geotécnica e hidrológica de depósitos vulcânicos: modelação da estabilidade de taludes no concelho de Povoação (ilha de S. Miguel – Açores). Tese de Doutoramento em Geologia na especialidade de Vulcanologia. Universidade dos Açores, Ponta Delgada, 277 pp.

Baptista, V. (2004) – *Estudo das condições geológico-geotécnicas ocorrentes ao longo do sub-lanço Arruda dos Vinhos / Carregado da auto-estrada A10*. Relatório de Estágio, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, 81 pp.

Baum, R. L., Godt, J. W. e Savage, W. Z. (2010) – Estimating the timing and location of shallow rainfall-induced landslides using a model for transient, unsaturated infiltration, *Journal of Geophysical Research*, **115**: F03013

Bi, J. e Bennett, K. P. (2003) – *Regression Error Characteristic Curves*. Em: Fawcett, T. e Mishra, N. (Eds.) – *Proceedings of the Twentieth International Conference on Machine Learning (ICML-2003)*, Washington D.C., pp. 43-50.

Cabral, J., Moniz, C., Ribeiro, P., Terrinha, P. e Matias, L. (2003) – Analysis of seismic reflection data as a tool for seismotectonic assessment of a low activity interplate basin – the Lower Tagus Valley (Portugal). *Journal of Seismology*, **7**: 431-447.

Casadei, M. e Dietrich, W. E. (2003) – *Controls on shallow landslide size*. Em: Rickermann, D. e Chen C. – *Debris-Flow hazards mitigation: mechanics, prediction, and assessment, Proceedings of the Third International Conference on Debris Flows Hazards Mitigation*, Millpress, Rotterdam, pp. 91-102.

Catani, F., Segoni, S. e Falorni, G. (2010) – An empirical geomorphology-based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale. *Water Resources Research*, **46**: W05508.

Cernica, J.N. (1995) – *Geotechnical Engineering: Soil Mechanics*. John Wiley & Sons, New York, 453 pp.

Chung, C. e Fabbri, A. (2003) – Validation of Spatial Prediction Models for Landslide Hazard Mapping. *Natural Hazards*, **30**: 451-472.

Coelho, A. G. (1979a) – Análise cartográfica de estabilidade de taludes para o planeamento urbano. *Geotecnia*, **26**: 75-89.

Coelho, A. G. (1979b) – Engineering geological evaluation of slope stability for urban planning and construction. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **19**: 75-78.

Cruden, D. M. (1991) – A simple definition of a landslide. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **43**: 27-29.

Cruden, D. M. e Varnes, D. J. (1996) – *Landslide Types and Processes*. Em: Turner, A. e Schuster, R. (Eds.) – *Landslides - Investigation and Mitigation*. Special Report 247, Transportation Research Board, National Academy Press, Washington D.C., pp. 36-75.

Custódio, E. e Llamas, M. R. (1976) – *Hidrologia Subterranea*. Tomo I e II. Ediciones Omega S.A., Barcelona, 2359 pp.

D6528 (2000) – *Standard Test Method for Consolidated Undrained Direct Simple Shear Testing of Cohesive Soils*. Annual Book of ASTM Standards, Vol. 04.08, ASTM International. West Conshohocken.

Decreto-Lei nº382/99, *Diário da Republica Série A*, 222 (22-9-1999), pp. 6623 – 6627.

Dietrich, W. E., Reiss, R., Hsu, M. L. e Montgomery, D. R. (1995) – A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. *Hydrological Processes*, **9**: 383-400.

Dietrich, W.E. 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, 29 pp.

Dietrich, W. E., McKean, J., Bellugi, D. e Perron, T. (2007) – *The prediction of shallow landslide location and size using a multidimensional landslide analysis in a digital terrain model*. Em: Chen, C. L.; Major, J. J. (Eds.) – *Proceedings of the Fourth International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment (DFHM-4)*. IOS Press, Amsterdam, 12 pp.

ESRI (2009) – *Georeferencing a raster dataset*. ArcGIS Desktop Help 9.3. Disponível on-line em: wehelp.esri.com. Acedido a 3 de Agosto de 2011.

FAP (1983) – Cobertura fotográfica na escala 1:15.000 da região de Arruda dos Vinhos. Força Aérea Portuguesa.

Fernandes, M. M. (1994) - *Mecânica dos solos*. Volume I. FEUP, Porto. 450 pp.

Freeze, R.A. e Cherry, J. (1979) – *Groundwater*. Prentice-Hall, New York, 604 pp.

Garcia, R. A.C. (2002) – *Avaliação do risco de movimentos de vertente na Depressão da Abadia (Torres Vedras)*. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Ambiente, Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, Lisboa, 140 pp.

Garcia, R. A. C., Zêzere, J. L. e Oliveira, S. C. (2007) – A importância do processo de classificação de dados na cartografia: um exemplo na cartografia de susceptibilidade a

movimentos de vertente. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, **V**: 265-279.

Guzzetti, F. (2005) – *Landslide Hazard and Risk Assessment*. Tese de Doutoramento, Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät, Rheinischen Friedrich Wilhelms. Universität Bonn, 389 pp. Disponível *on-line* em: <http://hss.ulb.uni-bonn.de/2006/0817/0817.htm>. Acedido a 30 de Outubro de 2009.

IGeoE (1944) – Cobertura fotográfica do Voo SPLAL na escala 1:25.000 da região de Arruda dos Vinhos. Instituto Geográfico do Exército.

IGME (1987) – *Manual de Taludes*. Serie Geotecnia, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 456 pp.

IGP (2004) – Ortofotomapa digital de resolução de 0,5m. Instituto Geográfico Português.

INETI (2005) – *Carta Geológica da Área Metropolitana de Lisboa na escala 1: 25.000*. Instituto Nacional de Energia, Tecnologia e Inovação, Lisboa.

Iverson, R. (2000) – Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, **36**: 1897-1910.

Halford, K. J. e Kuniandy, E. L. (2002) – *Documentation of spreadsheets for the analysis of aquifer pumping and slug test data*. U.S. Geological Survey, Open-File Report 02-197, 54 pp.

Harp, E. L., Michael, J. A. e Laprade, W. T. (2006) – *Shallow-Landslide Hazard Map of Seattle*. U.S. Geological Survey, Open-File Report 2006-1139, Washington D.C., 18 pp.

Highland, L. M. e Bobrowsky, P. (2008) – *The landslide handbook - A guide to understanding landslides*. U.S. Geological Survey, Circular 1325, Reston, Virginia, 129 pp.

Jeremias, F. T. (2000) – *Geological Controls on the Engineering Properties of Mudrocks of the North Lisbon Area*. Tese de Doutoramento, Department of Civil and Structural Engineering, University of Sheffield. 463 pp.

Jibson R. W., Harp E. L., and Michael J. A. (2000) – A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps. *Engineering Geology*, **58** (3-4): 271-289.

Kullberg, J. C., Rocha, R., Soares, A., Rey, J., Terrinha, P., Callapez, P., e Martins, L. (2006) – *A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica*. Em: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J. C. (Eds.) – *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Universidade de Évora, Évora, pp. 317-368.

Leinfelder, R. R. (1986) – *Facies, Stratigraphy and Paleogeographic Analysis of Upper? Kimmeridgian to Upper Portlandian Sediments in the Environs of Arruda dos Vinhos, Estremadura, Portugal*. Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen. Verlag Friedrich Pfeil, Munique, 181 pp.

Lencastre, A. e Franco, F. (2006) – *Lições de Hidrologia*. Fundação FCT, Lisboa, 451 pp.

LNEC (1965) – *Norma Portuguesa Definitiva NP – 83: Determinação da densidade das partículas*. Laboratório Nacional de Engenharia Civil. Lisboa.

LNEC (1965) – *Norma Portuguesa Definitiva NP – 84: Determinação do teor em água*. Laboratório Nacional de Engenharia Civil. Lisboa.

LNEC (1967) – *Especificação LNEC E – 196: Análise Granulométrica*. Laboratório Nacional de Engenharia Civil. Lisboa.

LNEC (1967) – *Especificação LNEC E – 200: Ensaio de Expansibilidade*. Laboratório Nacional de Engenharia Civil. Lisboa.

LNEC (1969) – *Norma Portuguesa Definitiva NP – 143: Determinação dos limites de consistência*. Laboratório Nacional de Engenharia Civil. Lisboa.

MAOT e INAG (2001) – *Plano de Bacia Hidrográfica do Rio Tejo*. Relatório Final, Instituto da água, Lisboa, 469 pp. Disponível on-line em: www.inag.pt. Acedido a 22 de Abril de 2011.

Montgomery, D. R. e Dietrich, W. E. (1994) – A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, **30**: 1153-1171.

O'Loughlin, E. M. (1986) – Prediction of Surface Saturation Zones in Natural Catchments by Topographic Analysis, *Water Resources Research*, **22**: 794–804.

Oliveira, S. C. (em curso) – *Instabilidade geomorfológica na bacia do Rio Grande da Pipa (Arruda dos Vinhos)*. Dissertação de Doutoramento em Geografia na especialidade de

Geografia Física a apresentar ao Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, Lisboa.

Piedade, A. (2009) – *Modelação espacial em Sistemas de Informação Geográfica da susceptibilidade a deslizamentos na área de Lousa-Loures*. Dissertação de Mestrado em Gestão do Território, área de especialização em Detecção Remota e Sistemas de Informação Geográfica, Faculdade de Ciências Sociais e Humanas, Universidade Nova de Lisboa, Lisboa, 114 pp.

Popescu, M. E. (1994) – A suggested method for reporting landslide causes. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **50**: 71-74.

Quaresma, I. (2008) – *Inventariação e análise de eventos hidro-geomorfológicos com carácter danoso em Portugal continental*. Dissertação de mestrado em Geografia Física. Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, Lisboa, 100 pp.

Redweik, P., Roque, D., Marques, A., Matildes, R. e Marques, F. (2010) – Triangulating the Past: Recovering Portugal's Aerial Images Repository. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, **76**: 1007-1018.

Reichenbach, P., Cardinali, M., De Vita, P., e Guzzetti, F. (1998) – Regional Hydrological thresholds for landslides and floods in the Tiber River Basin (central Italy). *Environmental Geology*, **35** (2–3): 146-159.

Reis, E. (2009) – *Estatística descritiva*. Edições Silabo, Lisboa, 248 pp.

Segoni, S., Leoni, L., Benedetti, A. I., Catani, F., Righini, G., Falorni, G., Gabellani, S., Rudari, R., Silvestro, F. e Reborá, N. (2009) – Towards a definition of a real-time forecasting network for rainfall induced shallow landslides. *Natural Hazard and Earth System Sciences*, **9**: 2119-2133.

Sharma, S. (2002) – *Slope Stability Concepts*. Em: Abramson, L. W., Lee, T. S., Sharma, S. E Boyce, G. M. (Eds.) – *Slope Stability and Stabilization Methods*. John Wiley & Sons, Inc., New York, pp. 329-461.

SNIRH (1995) – *Dados de Precipitação de Estações Meteorológicas*. Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos. Disponível on-line em: <http://snirh.pt/>. Acedido a 29 de Julho de 2010.

Soares, A. (2006) – *Geoestatística para as ciências da terra e do ambiente*. IST Press, Lisboa, 232 pp.

Trigo R., Zêzere J. L., Rodrigues M., e Trigo I. (2005) – The Influence of the North Atlantic Oscillation on Rainfall Triggering of Landslides near Lisbon. *Natural Hazards*, **36** (3): 331-354.

Vallejo L., Ferrer M., Ortuño L. e Oteo C. (2002) – *Ingeniería Geológica*. Pearson Educación, Madrid, 744 pp.

Varnes, D. J. (1978) – *Slope Movement Types and Processes*. Em: Schuster, R. e Krizek, R. (Eds) – *Landslides – Analysis and Control*. Special Report 176, Transportation Research Board, National Academy of Science, Washington D.C., pp. 11-33.

Varnes, D. J. (1984) – *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. Volume 3, Natural Hazards. UNESCO, Paris, 63 pp.

Walton, W.C. (2006) – *Aquifer Test Modelling*. CRC press, Taylor & Francis Group, Boca Raton, 240 pp.

Wieczorek, G. F. (1996) – *Landslide triggering mechanisms*, Em: Turner, A. e Schuster, R. (Eds.) – *Landslides - Investigation and Mitigation*. Special Report 247, Transportation Research Board, National Academy Press, Washington D.C., pp. 76 - 90.

WP/WLI (1993) – A suggested method for describing the activity of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, **47**: 53-57.

Zbyszewski, G. e Assunção, C. T. (1965) – *Notícia Explicativa da folha 30-D Alenquer da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 104 pp.

Zêzere, J. L., Ferreira, A. B. e Rodrigues, M. L. (1999a) – The role of conditioning and triggering factors in the occurrence of landslides: a case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Geomorphology*, **30** (1-2): 133-146.

Zêzere, J. L., Ferreira, A. B. e Rodrigues, M. L. (1999b) – Landslides in the North of Lisbon Region (Portugal): Conditioning and Triggering factors. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, **24** (10): 925-934.

Zêzere, J. L. (2001) – *Distribuição e ritmo dos movimentos de vertente na região a Norte de Lisboa*. Relatório nº 38, Centro de Estudos Geográficos, Área de Geografia Física e Ambiente, Lisboa, 167 pp.

Zêzere, J. L. e Rodrigues M. L. (2002) – *Rainfall thresholds for landsliding in Lisbon Area (Portugal)*. Em: Rybar J., Stemberk J., Wagner P. (Eds.). – *Landslides*. A.A. Balkema, Lisse, pp. 333-338.

Zêzere, J. L. (2003) – *Causas dos movimentos de vertente: Factores condicionantes e desencadeantes*. Em: Anon (Eds.) – *Estabilidade de vertentes e taludes*. Curso de especialização, Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, pp. 18-35.

Zêzere, J. L., Reis, E., Garcia, R., Oliveira, S. C., Rodrigues, M. L., Vieira, G. e Ferreira, A. B. (2004) – Integration of spatial and temporal data for the definition of different landslide hazard scenarios in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Hazard and Earth System Sciences*, **4**: 133-146.

Zêzere, J. L., Oliveira, S. C., Garcia, R. A. C. e Reis, E. (2007) – Landslide risk analysis in the area north of Lisbon (Portugal): evaluation of direct and indirect costs resulting from a motorway disruption by slope movements, *Landslides*, **4**: 123-136.

Zêzere, J. L., Garcia, R. A. C., Oliveira, S. C. e Reis, E. (2008) – Probabilistic landslide risk analysis considering direct costs in the area north of Lisbon (Portugal), *Geomorphology*, **94**: 467-495.

CAPÍTULO 8

ANEXOS

ANEXO A

ENSAIOS LABORATORIAIS

Avaliação da susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente através de métodos de base física

Quadro A.1. Quadro resumo com os resultados dos parâmetros geotécnicos dos solos ensaiados.

CCAb – Complexo Camadas de Abadia; CCAm – Complexo Corálico de Amaral; CP - FA – Complexo Pteroceriano Formação de Arranhó; CP - FA – Complexo Pteroceriano Formação de Sobral; * - Argila Magra; ** - Solos argilosos.

Formações Geológicas	Parâmetros Físicos										Limites de Consistência de Atterberg							Parâmetros Texturais								
	C' (kPa)	ϕ' (°)	C _{res} (kPa)	ϕ_{res} (°)	γ_m (kN/m ³)	γ_d (kN/m ³)	G _s (kN/m ³)	e	n (%)	E (%)	W _L (%)	W _P (%)	W _R (%)	I _P (%)	I _C (%)	I _L (%)	A _t (%)	Argilas (%)	Siltos (%)	D ₁₀ (mm)	D ₃₀ (mm)	D ₆₀ (mm)	C _c	C _u	Cl. USCS	Cl. AASHTO
CCAb	26,5	24	11,5	27	24,70	17,02	26,85	0,14	12,65	12	39	24	19	15	1,6	-0,6	1,26	11,81	86,58	0,002	0,005	0,014	1	8	CA *	A-7-6 **
CCAm	0	31	0	30	24,67	15,72	27,02	0,16	13,69	16	44	21	19	23	1,2	-0,2	4,51	5,09	54,17	0,003	0,017	0,067	2	25		
CP - FA	17,3	29	12,3	31	24,14	15,34	26,41	0,16	13,71	11	46	25	19	21	1,4	-0,4	1,24	16,64	67,50	0,001	0,003	0,012	1	20		
CP - FS	10,6	32	11,3	32	24,46	16,58	26,62	0,15	12,85	9	29	19	19	10	1,6	-0,6	1,34	7,42	63,03	0,002	0,007	0,035	1	24		

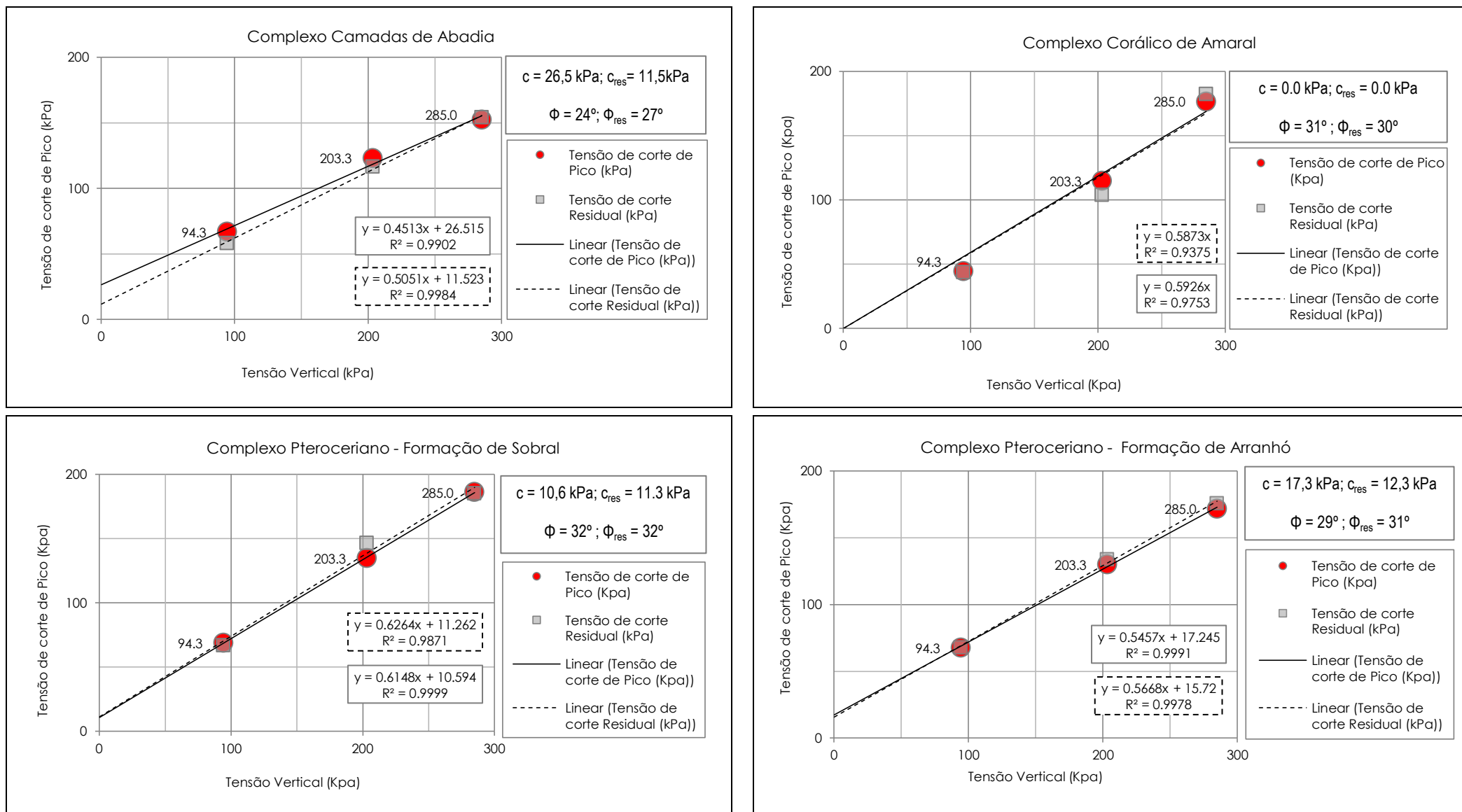


Figura A.1. Tensão de corte de pico em função da tensão vertical aplicada nos ensaios de corte directo consolidado não drenado das amostras dos solos ensaiados.

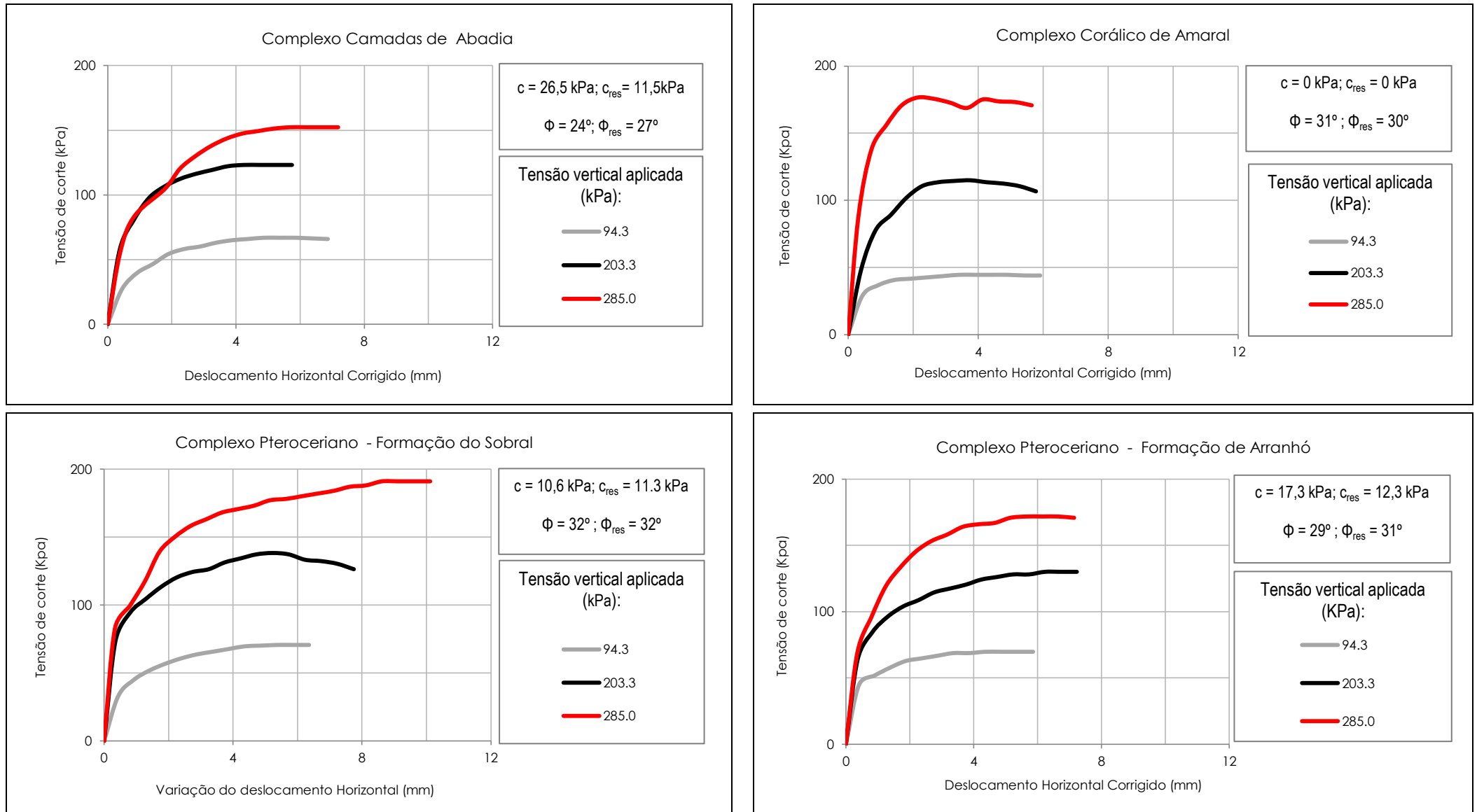


Figura A.2. Evolução da resistência ao corte em função do deslocamento horizontal nos ensaios de corte directo consolidado não drenado das amostras dos solos ensaiados.

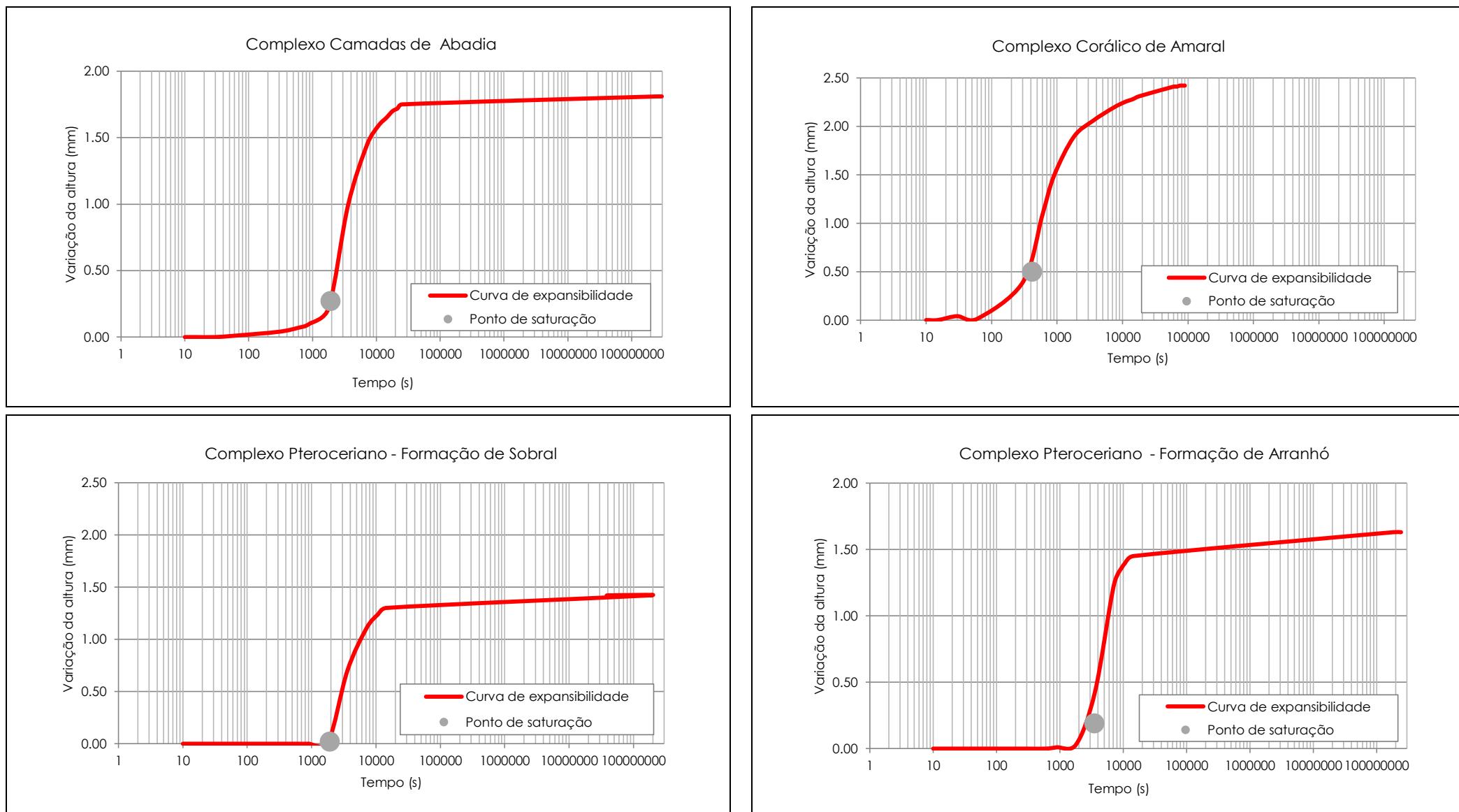


Figura A.3. Evolução da variação da altura do provete em função do tempo no ensaio de expansibilidade do LNEC das amostras dos solos ensaiados.

Avaliação da susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente através de métodos de base física

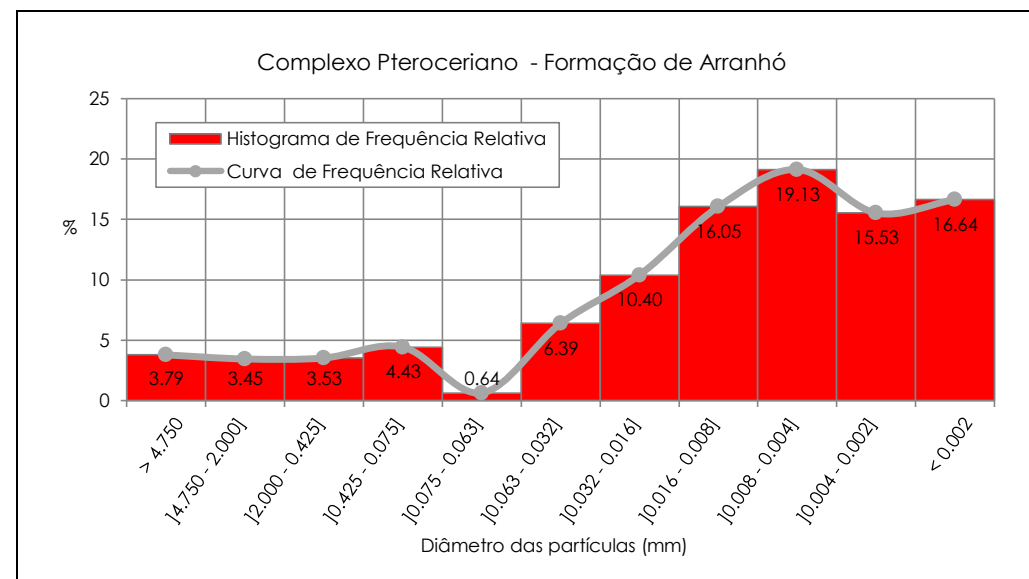
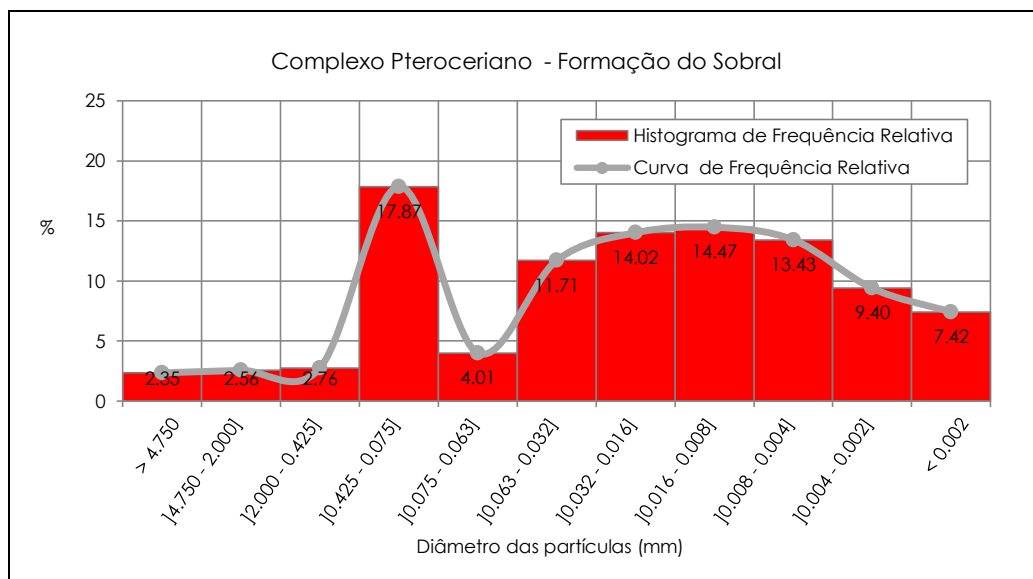
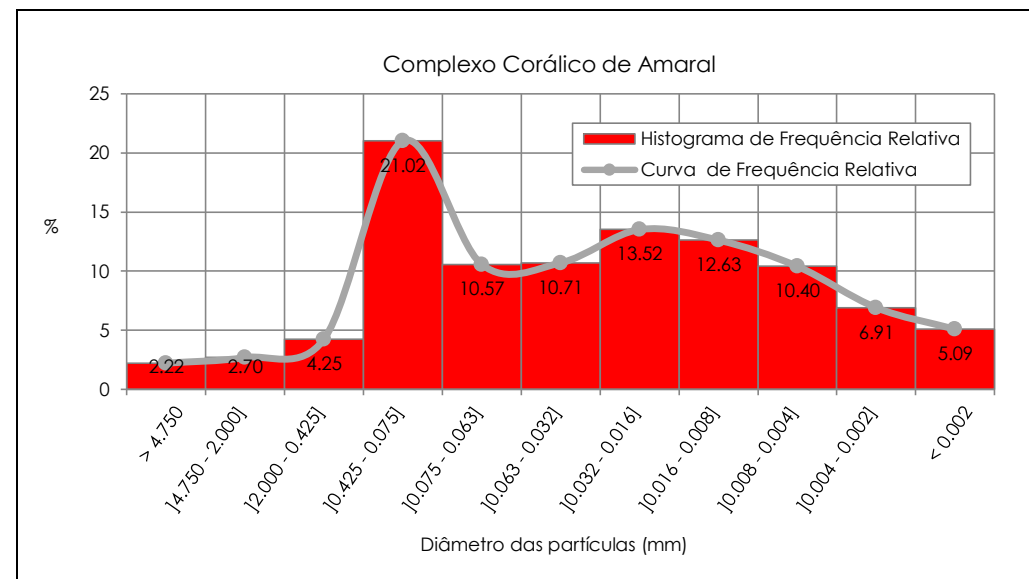
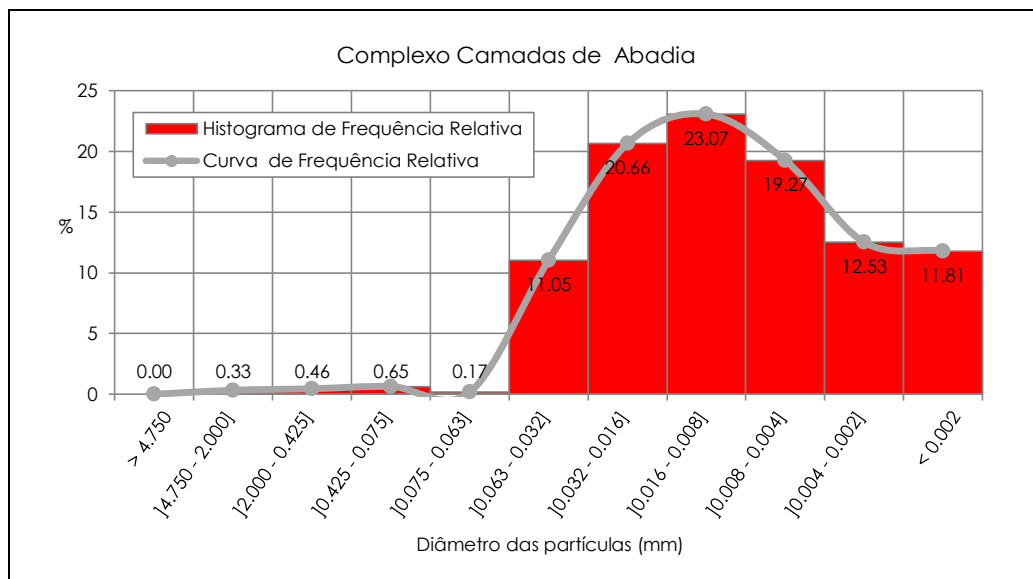


Figura A.4. Caracterização dimensional das amostras dos solos ensaiados.

Avaliação da susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente através de métodos de base física

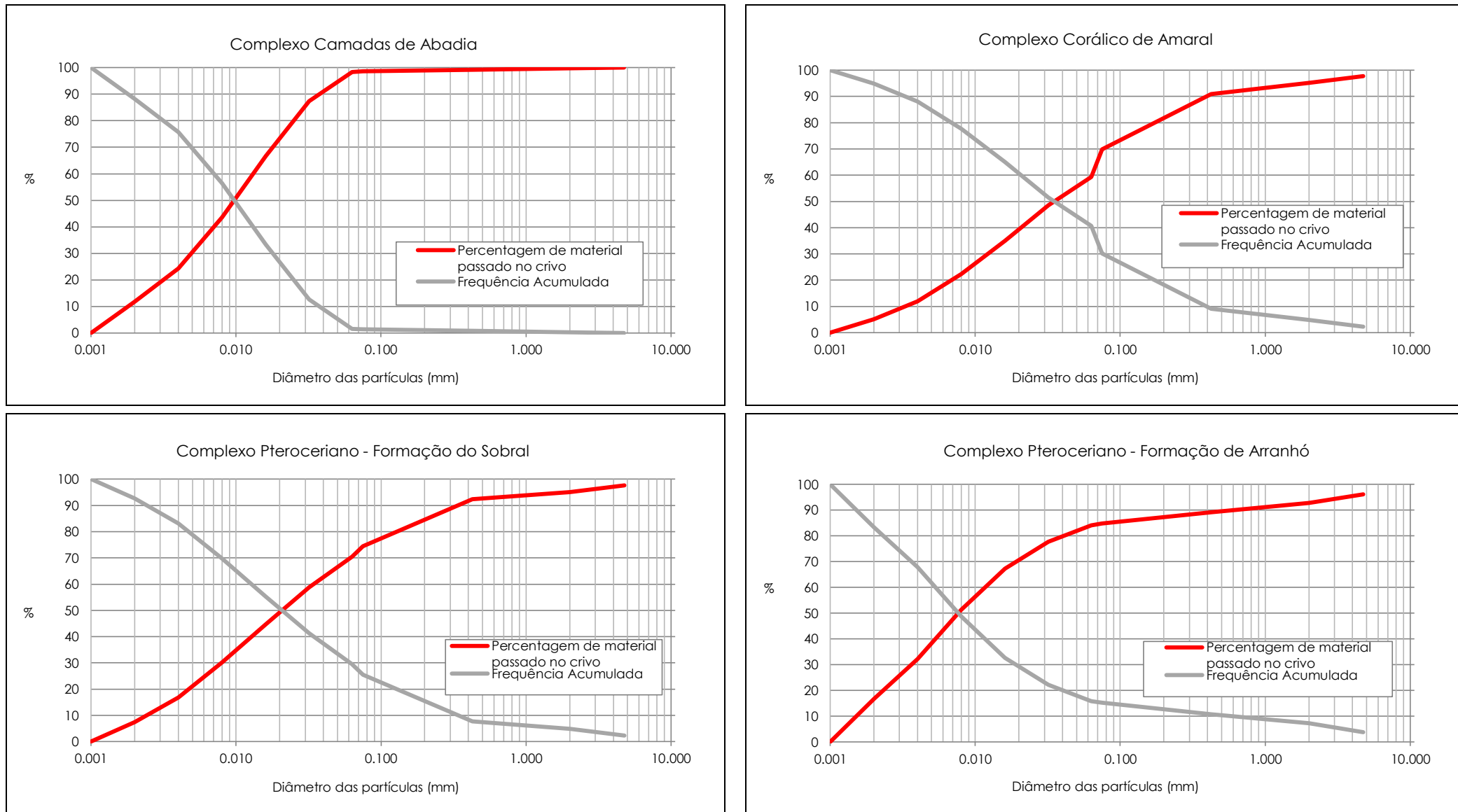


Figura A.5. Curvas granulométricas de amostras da Formação das Margas da Abadia.

ANEXO B
CORRELAÇÕES DOS
DADOS DE PRECIPITAÇÃO

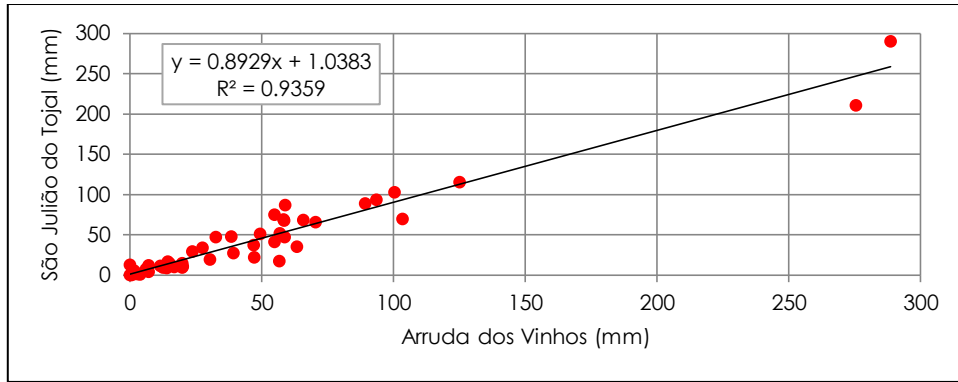


Figura B.1. Correlação dos dados de precipitação mensal entre as estações de São Julião do Tojal e Arruda dos Vinhos para o período de 01-10-1979 a 01-09-1983.

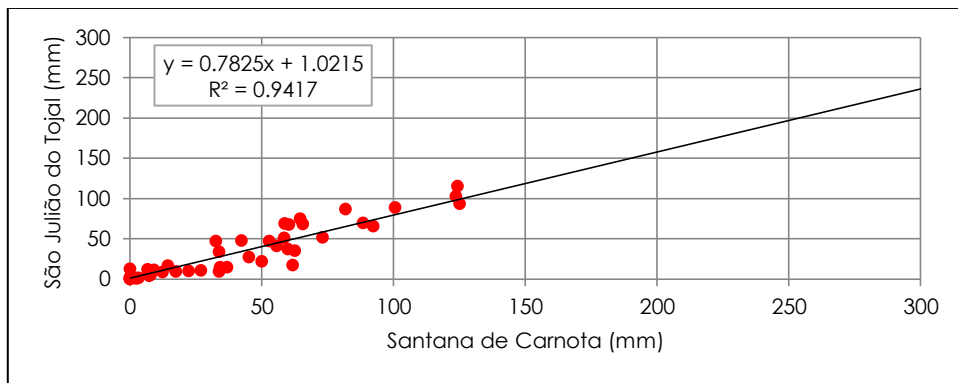


Figura B.2. Correlação dos dados de precipitação mensal entre as estações de São Julião do Tojal e Santana de Carnota para o período de 01-10-1979 a 01-09-1983.

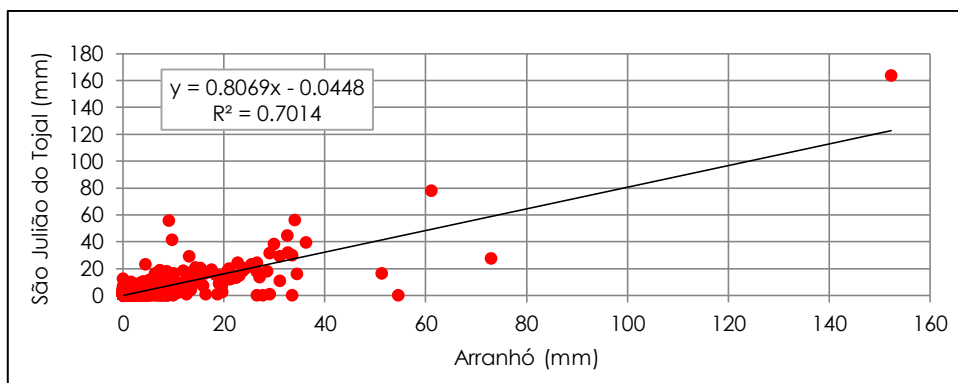


Figura B.3. Correlação dos dados de precipitação diária entre as estações de São Julião do Tojal e Arranhó para o período de 01-10-1980 a 30-04-1984.

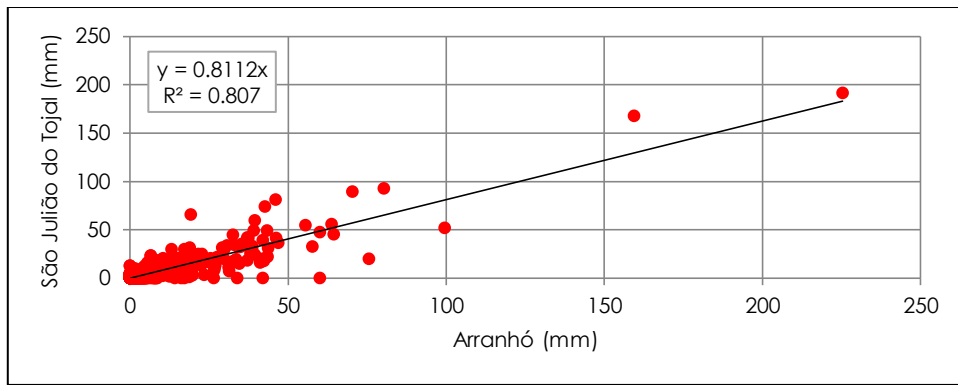


Figura B.4. Correlação dos dados de precipitação aplicando a função estatística da média móvel a 2 dias entre as estações de São Julião do Tojal e Arranhó para o período de 01-10-1980 a 30-04-1984.

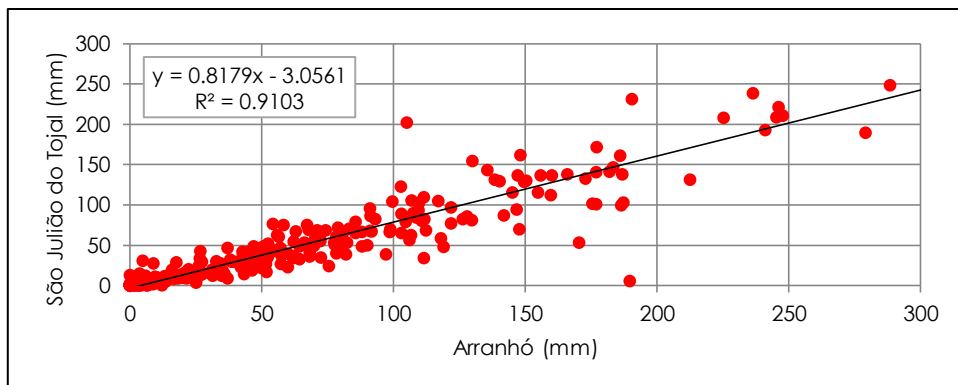


Figura B.5. Correlação dos dados de precipitação mensal entre as estações de São Julião do Tojal e Arranhó para o período de 01-10-1980 a 30-04-1984.

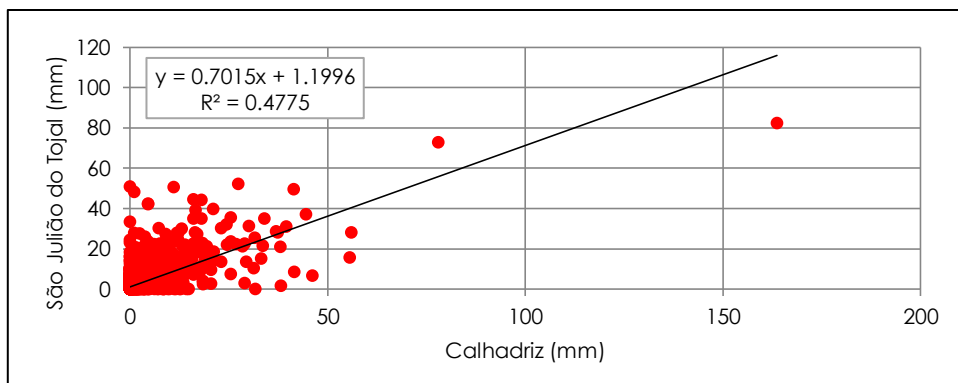


Figura B.6. Correlação dos dados de precipitação diária entre as estações de São Julião do Tojal e Calhadriz para o período de 01-10-1980 a 01-03-2009.

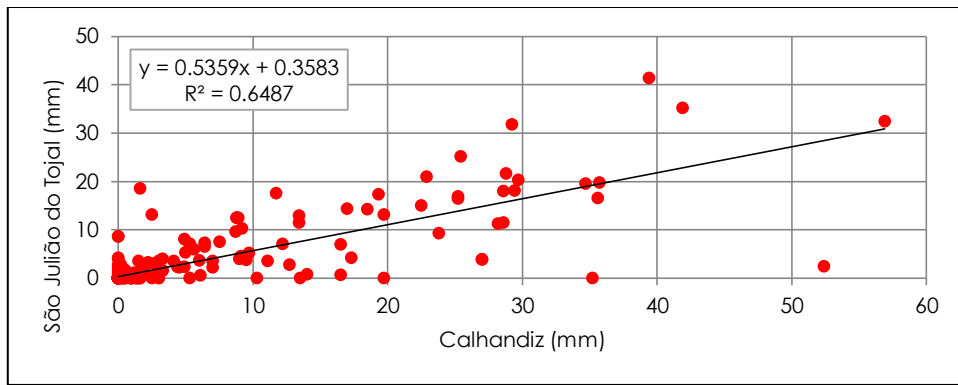


Figura B.7. Correlação dos dados de precipitação aplicando a função estatística da média móvel a 2 dias entre as estações de São Julião do Tojal e Calhandriz para o período de 01-10-1980 a 01-03-2009.

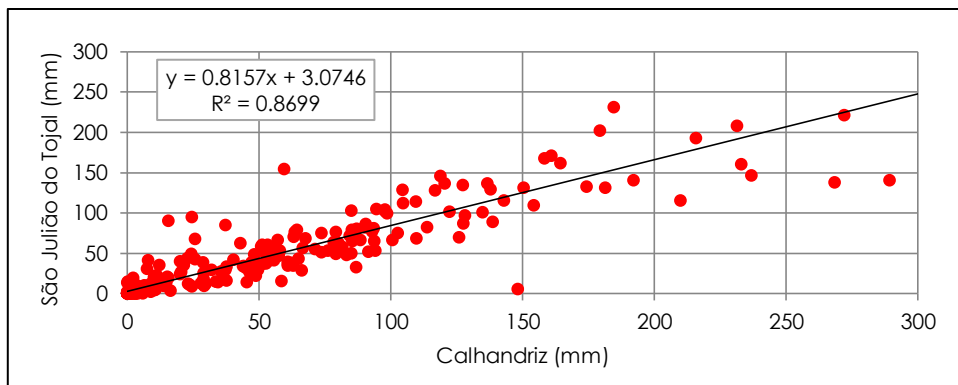


Figura B.8. Correlação dos dados de precipitação mensal entre as estações de São Julião do Tojal e Calhandriz para o período de 01-10-1980 a 01-03-1985.

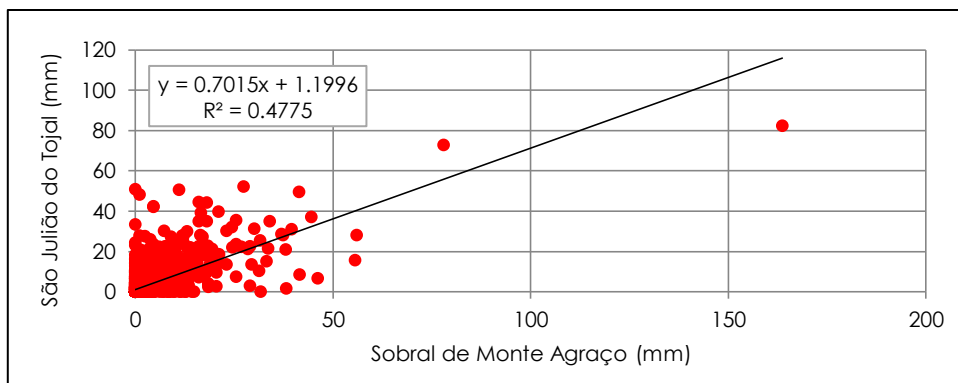


Figura B.9. Correlação dos dados de precipitação diária entre as estações de São Julião do Tojal e Sobral de Monte Agraço para o período de 01-01-1938 a 01-09-1986.

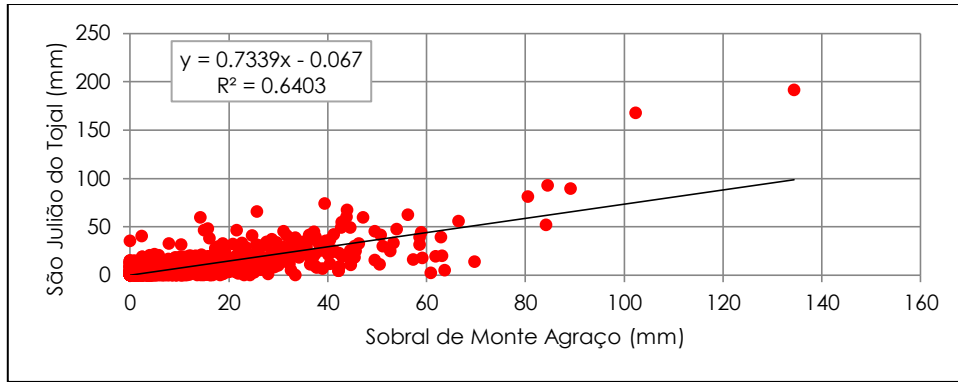


Figura B.10. Correlação dos dados de precipitação aplicando a função estatística da média móvel a 2 dias entre as estações de São Julião do Tojal e Sobral de Monte Agraço para o período de 01-01-1938 a 01-09-1986.

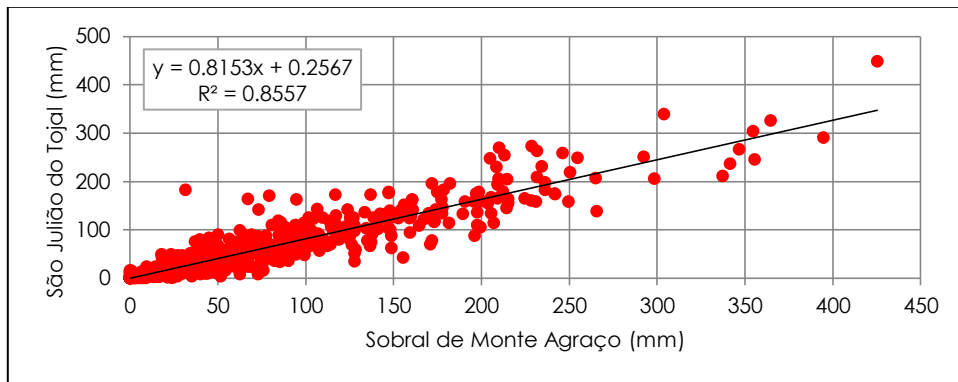


Figura B.11. Correlação dos dados de precipitação mensal entre as estações de São Julião do Tojal e Sobral de Monte Agraço para o período de 01-01-1938 a 01-09-1986.