



LABORATÓRIO NACIONAL  
DE ENGENHARIA CIVIL

DEPARTAMENTO DE HIDRÁULICA E AMBIENTE  
Núcleo de Águas Subterrâneas

Proc. 0607/14/15798

## **POCI/AGR/59180/2004 – AVALIAÇÃO DO IMPACTE DE FOGOS FLORESTAIS NOS RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÂNEOS**

**Estudo do impacte dos fogos florestais na parte quantitativa  
do ciclo hidrológico**

Relatório baseado na componente técnica do Estágio do aluno Nuno Martinho, da Licenciatura em Engenharia do Ambiente, da Escola Superior de Tecnologia e Gestão, do Instituto Politécnico de Leiria. O Estágio decorreu no Núcleo de Águas Subterrâneas do LNEC entre Março e Julho de 2007

Lisboa • Novembro de 2008

**I&D** HIDRÁULICA E AMBIENTE

**RELATÓRIO 429/2008 – NAS**



## Resumo

Os fogos florestais podem ter impactes adversos nos diferentes ecossistemas e seus processos, designadamente nos processos hidrológicos. Algumas das alterações mais comuns, induzidas pelo fogo sobre o ciclo hidrológico, decorrem da menor capacidade de intercepção e evapotranspiração, em resultado da destruição do coberto vegetal e na alteração da capacidade de infiltração, devido à alteração das propriedades do solo e por vezes da formação de camadas constituídas por compostos químicos hidrofóbicos. Os efeitos hidrológicos após o fogo traduzem-se normalmente no incremento do escoamento superficial e no aumento da magnitude do caudal de ponta.

Dada a tendência no aumento da área ardida e no número de ocorrências de fogos florestais em Portugal, urge a necessidade de se conhecer e caracterizar os impactes consequentes de tal realidade, tornando possível a definição e aplicação de medidas de mitigação adequadas e eficientes. Neste sentido, foram definidos como objetivos do presente estudo contribuir com informação científica relevante à compreensão das causas capazes de induzir alterações em diferentes processos que constituem o ciclo hidrológico e estudar o impacto dos fogos nas quantidades envolvidas nesses processos. As áreas de estudo consideradas foram a bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica de Ponte Panasco e a bacia hidrográfica a montante da estação de Manteigas.

De acordo com os resultados obtidos a partir do cruzamento dos dados da monitorização de escoamento superficial e precipitação verificou-se para a bacia de Ponte Panasco, a existência de perturbações causadas pelo fogo sobre o escoamento superficial e suas componentes e consequentemente nos processos de recarga/descarga. Todavia alterações no regime pluviométrico, um curto período de monitorização e o desconhecimento de outros parâmetros além do escoamento e precipitação, tornaram os resultados inconclusivos quanto à magnitude da alteração causada. No caso de estudo da bacia de Manteigas verificou-se uma subida dos níveis hidrométricos no período pós-fogo, todavia a inexistência de curva de vazão para a estação hidrométrica impossibilitou análises posteriores.

**Palavras-Chave:** Fogos florestais; Impactes; Ciclo hidrológico.



## Abstract

Wildfires can result in adverse impacts over the different ecosystems and its processes, in particular on hydrologic processes. Some of the most common changes, induced by wildfires over the hydrologic cycle elapse from the minor capacity of interception and evapotranspiration, in result of the destruction of vegetation and induced changes in the infiltration capacity, motivated by the soil property changes and sometimes by the formation of layers constituted by hydrophobic organic compounds. The post-fire hydrologic effects commonly reported, are the increment in streamflow and the increase in the magnitude of peak flow.

Considering the increasing trend of burned area and the number of wildfire occurrences in Portugal over the last decades, urges the necessity to know and characterize the impacts of such reality, making possible the definition and application of adequate and efficient mitigations measures. In this sense, it was defined as main objectives of the present study to contribute with relevant scientific information regarding to the comprehension of the causes capable of inducing changes in the different processes that constitute the hydrologic cycle and to study the impacts of wildfires in the quantities involved in those processes. The case studies considered were the watershed located upstream the Ponte Panasco gauging station and the watershed upstream the Manteigas gauging station.

In accordance to the results obtained from streamflow and precipitation monitoring data, it was verified for the Ponte Panasco watershed the existence of perturbations caused by the wildfire over the streamflow and its components and consequently in the recharge/discharge process. However, changes in the precipitation regime, the short period of analyses and the unknowledge of other parameters than streamflow and precipitation data, made the results inconclusive in concern to the magnitude of the induced change. In the case study of Manteigas watershed, a rise in the water level was verified in post-fire period, nevertheless the inexistence of the rating curve for the gauging station, made impossible further analysis.

**Keywords:** Wildfires; Impacts; Hydrologic Cycle.



# ÍNDICE DO TEXTO

<b>1</b>	<b>Introdução .....</b>	<b>1</b>
1.1	Enquadramento e motivações .....	1
1.2	Objectivos .....	2
1.3	Organização do texto .....	2
<b>2</b>	<b>Revisão Bibliográfica.....</b>	<b>5</b>
2.1	O fenómeno do fogo .....	5
2.1.1	O fogo e seus impactes .....	5
2.1.2	Causas do fogo .....	7
2.1.3	Frequência, Severidade e Intensidade do fogo .....	8
2.2	Os fogos em Portugal .....	11
2.2.1	Evolução cronológica do número de ocorrências e da área ardida.....	11
2.2.2	Factores explicativos da distribuição espacial do número de ocorrências e da área ardida em Portugal .....	15
2.3	Impacto dos fogos na parte quantitativa do ciclo hidrológico.....	20
2.3.1	O ciclo hidrológico e o coberto vegetal.....	20
2.3.2	A resposta do ciclo hidrológico ao fogo: o escoamento superficial, escoamento directo e o caudal de ponta .....	24
2.3.3	O efeito do fogo sobre o solo e o coberto vegetal e sua implicação no comportamento hídrico.....	33
2.4	Decomposição do escoamento superficial em escoamento directo e escoamento base .....	55
2.4.1	Introdução .....	55
2.4.2	As componentes do escoamento superficial.....	56
2.4.3	Hidrogramas de Escoamento .....	57
2.4.4	Separação das componentes do escoamento superficial.....	59
2.4.5	O programa de computador Dechidr_VB.VBP .....	66
2.4.6	O degelo e sua consideração na decomposição das componentes do escoamento superficial .....	70
<b>3</b>	<b>Avaliação do impacte dos fogos florestais sobre o ciclo hidrológico: Casos de estudo de Ponte Panasco e de Manteigas.....</b>	<b>79</b>
3.1	Introdução .....	79
3.2	Caracterização da bacia hidrográfica da ribeira de Nisa a montante da estação hidrométrica de Ponte Panasco.....	80
3.3	Caracterização da bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica de Couto de Andreiros.....	83
3.4	Caracterização da bacia hidrográfica do rio Zêzere a montante da estação hidrométrica de Manteigas .....	85
3.5	Área ardida da bacia hidrográfica da ribeira de Nisa a montante da estação hidrométrica de Ponte Panasco.....	89
3.5.1	Introdução .....	89
3.5.2	Dados de base considerados .....	90
3.5.3	Detecção de alteração no escoamento superficial .....	94
3.5.4	Detecção de alteração do caudal de ponta .....	101

3.5.5	Decomposição do escoamento superficial em escoamento directo e em escoamento de base .....	103
3.5.6	Detecção de alterações no escoamento directo.....	103
3.5.7	Detecção de alterações no escoamento de base.....	106
3.6	Área ardida da bacia hidrográfica do rio Zêzere a montante da estação hidrométrica de Manteigas .....	109
3.6.1	Introdução .....	109
3.6.2	Dados de base .....	109
3.6.3	Detecção de alterações do comportamento hídrico em resultado do fogo 111	
<b>4</b>	<b>Considerações finais .....</b>	<b>115</b>
	<b>ANEXOS .....</b>	<b>129</b>
	Anexo I - Classificação da severidade proposta por Parsons (2003) no âmbito do programa Norte-Americano BAER, em função das características do solo e do consumo de combustível. 131	
	Anexo II – Valores de área ardida e número de ocorrências, segundo o Distrito, para o período de 1980-2005 (Fonte: DGRF, 2007a).....	132
	Anexo III – Respostas físicas de diferentes bacias hidrográficas ao fogo, citadas na literatura (Fonte: Gresswell, 1999).....	133
	Anexo IV – Espécies de vegetação associadas à existência de condições hidrofóbicas do solo (Fonte: Doerr <i>et al.</i> , 2000). .....	136
	Anexo V – Resultados inerentes às taxas de erosão hídrica em áreas ardidas, obtidos em diversos estudos publicados, com base em medições realizadas a diferentes escalas (Shakesby e Doerr, 2006). .....	137

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Variação da área ardida (povoamento florestal e matos) no período compreendido entre 1980 e 2005, sua média móvel considerando um período de 3 anos, e variação do número de ocorrências para o referido período.....	13
Figura 2 – Localização das áreas ardidas no período compreendido entre 1990 e 2005.	15
Figura 3 – Representação esquemática do ciclo hidrológico. ....	20
Figura 4 – Resposta do escoamento superficial para uma área de pinhal ardida (Lourizela) e outra não ardida (Bouça), localizados no Centro de Portugal, durante o período de um ano após o fogo, verificando-se um maior escoamento para a área ardida. ....	27
Figura 5 – Variação da repelência para um solo constituído predominantemente por limo em três ocasiões distintas, em que se verifica um maior volume de solo com carácter repelente após o período seco, diminuindo esse volume entre Outubro e Janeiro, devido provavelmente ao contacto prolongado com a água.....	43
Figura 6 – Capacidades de infiltração medidas em áreas ardidas e em áreas de controlo não ardidas de acordo com vários autores: 1) Campbel <i>et al.</i> , 1977; 2) Martin e Moody, 2001a; 3) Shakesby <i>et al.</i> , 1993 4) Kutiel <i>et al.</i> , 1995; e 5) Imeson <i>et al.</i> , 1992. ....	45
Figura 7 – Erosão por sulcos numa encosta ardida. ....	47
Figura 8 – Comportamento teórico do transporte de sedimentos decorrente da acção dos agentes erosivos após a ocorrência de um incêndio (a) e o declínio da perda de solo no período ulterior ao fogo verificado em plantações de <i>Pinus pinaster</i> e <i>Eucalyptus globulus</i> . ....	51
Figura 9 – Representação das diferentes fases que constituem o hidrograma-tipo. ....	58
Figura 10 – Ilustração de alguns processos simples de separação das componentes do escoamento superficial resultante de um evento de precipitação (escoamento directo e escoamento de base). ....	60
Figura 11 – Método de separação do escoamento superficial considerando a alimentação do meio subterrâneo com água proveniente do curso de água. ....	61
Figura 12 – Representação gráfica da aplicação do método da translação da curva de esgotamento. ....	64
Figura 13 – Representação esquemática do método da decomposição do escoamento total. ....	65
Figura 14 – Ilustração dos dois critérios considerados no programa Dechidr_VB.VBP na definição do período durante o qual se considera a existência de escoamento directo ( $N=2$ ): I) o dia do pico do hidrograma; II) o último dia de chuva. ....	66
Figura 15 – Correção do escoamento de base para os casos em que no período de crescimento o escoamento de base calculado é superior ao escoamento, através da consideração de que o escoamento directo é metade do escoamento nos dias indicados e é recalculado pelo procedimento normal para os restantes dias. ....	67
Figura 16 – Interfaces do programa de decomposição do escoamento Dechidr_VB.VBP onde é possível visualizar: I) introdução dos nomes dos ficheiros contendo os dados de entrada e de saída; II) parâmetros a considerar na corrida do modelo; III) corrida do modelo; e IV) visualização dos resultados. ....	69
Figura 17 – Representação esquemática dos principais processos relacionados com o degelo. ....	73
Figura 18 – Modelo para a determinação da evolução do manto de neve ( $SP$ ), numa base diária, a partir da neve formada ( $SN$ ) e da quantificação do escoamento decorrente do degelo ( $M$ ). ....	76
Figura 19 – Localização das bacias de estudo em Portugal Continental. ....	79

Figura 20 – Limite da bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica de Ponte Panasco, rede hidrográfica e identificação das cartas à escala 1:25 000 utilizadas na sua delimitação.....	80
Figura 21 – Localização das áreas ardidadas na bacia a montante da estação hidrométrica de Ponte Panasco, segundo o ano de ocorrência. ....	82
Figura 22 – Limite da bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica de Couto de Andreiros, rede hidrográfica e identificação das cartas à escala 1:25 000 utilizadas na sua delimitação. ....	83
Figura 23 – Limite da bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica de Manteigas (11L/01H-EDP e 11L/02H-INAG) e respectiva rede hidrográfica.....	86
Figura 24 – Distribuição espacial da área ardidada na bacia a montante da estação hidrométrica de Manteigas, resultante do incêndio ocorrido a 07 de Agosto de 2005... ..	88
Figura 25 – Relação entre o escoamento diário (mm) de Ponte Panasco e Couto de Andreiros. ....	89
Figura 26 – Postos udométricos utilizados na determinação da precipitação média em ambas as bacias.....	93
Figura 27 – Curva de dupla acumulação para o escoamento superficial (mm) para a bacia de Ponte Panasco em comparação com a bacia de Couto de Andreiros, para o período de 12/07/2001 a 28/12/2006.....	95
Figura 28 – Curva de dupla acumulação para precipitação (mm) para a bacia de Ponte Panasco em comparação com a bacia de Couto de Andreiros, para o período de 12/07/2001 a 28/12/2006.....	97
Figura 29 – Valores de escoamento superficial e precipitação verificados para cada um dos anos hidrológicos indicados e seus valores médios, para a bacia de Ponte Panasco e Couto de Andreiros.....	98
Figura 30 – Valores de escoamento superficial e precipitação verificados para os diferentes meses indicados, para a bacia de Ponte Panasco e de Couto de Andreiros. ....	100
Figura 31 – Escoamento instantâneo máximo diário verificado antes e após o fogo na bacia de Ponte Panasco e precipitação diária correspondente. ....	102
Figura 32 – Curva de dupla acumulação para o escoamento directo (mm) para a bacia de Ponte Panasco em comparação com a bacia de Couto de Andreiros, para o período de 12/07/2001 a 28/12/2006.....	104
Figura 33 – Valores de escoamento directo e precipitação verificados para os diferentes meses indicados, para a bacia de Ponte Panasco e de Couto de Andreiros.....	105
Figura 34 – Curva de dupla acumulação para o escoamento de base (mm) para a bacia de Ponte Panasco em comparação com a bacia de Couto de Andreiros, para o período de 12/07/2001 a 28/12/2006, através da qual é possível constatar a existência de diversas variações na relação entre ambas as bacias antes e após o fogo.....	106
Figura 35 – Valores de escoamento base e precipitação mensais na bacia de Ponte Panasco e de Couto de Andreiros.....	108
Figura 36 – Precipitação e nível hidrométrico instantâneo (NIHIDI) antes e após o fogo, para a bacia de Manteigas, denotando-se a lacuna dos dados de NIHIDI.....	112

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Intensidade do fogo e sua relação com a severidade para uma floresta tendo como espécie dominante o eucalipto. ....	11
Tabela 2 – Área florestal ocupada por região NUTS II, para as espécies de pinheiro bravo, eucalipto, sobreiro e azinheira, segundo o Inventário Florestal Nacional 2005/2006. ....	18
Tabela 3 – Valores de escoamento directo e escoamento superficial para áreas ardidas, sobre diferentes características de fogo e para áreas não ardidas compostas por pinhal e matos, segundo a escala de análise. ....	29
Tabela 4 – Limites de tempo WDPT (em segundos) usados por diversos autores para classificar os solos em diferentes classes de severidade de repelência. ....	38
Tabela 5 – Substâncias hidrofóbicas naturais e respectivas origens ....	39
Tabela 6 – Coeficiente de ponderação utilizado para a definição da classe de densidade vegetal, para algumas situações de coberto vegetal. ....	74
Tabela 7 – Equações generalizadas do modelo de degelo, com base nos balanços de energia, e que permitem quantificar o escoamento produzido em função de diferentes densidades de copado. ....	75
Tabela 8 – Ocupação do solo na bacia hidrográfica a montante de Ponte Panasco com base na cartografia CORINE Land Cover 2000 (o valor entre parênteses refere-se ao código CLC referente a cada classe). ....	82
Tabela 9 – Ocupação do solo na bacia hidrográfica a montante de Couto de Andreiros com base na cartografia CORINE Land Cover 2000 (o valor entre parênteses refere-se ao código CLC referente a cada classe). ....	84
Tabela 10 – Ocupação do solo na bacia hidrográfica a montante de Manteigas com base na cartografia CORINE Land Cover 2000 (o valor entre parênteses refere-se ao código CLC referente a cada classe). ....	87
Tabela 11 – Curvas de vazão utilizadas na determinação do escoamento instantâneo ( $m^3/s$ ) a partir do NIHIDI (m). ....	90
Tabela 12 – Rectas de correlação utilizadas no preenchimento das lacunas de escoamento verificadas para cada uma das estações hidrométricas. ....	91
Tabela 13 – Valores anuais de escoamento superficial para as bacias de Ponte Panasco e Couto de Andreiros para o período de 1981 a 1990. ....	91
Tabela 14 – Postos udométricos considerados na determinação da precipitação diária média na bacia de Ponte Panasco e de Couto de Andreiros. ....	92
Tabela 15 – Valores anuais de precipitação para os diferentes anos hidrológicos entre 1981 e 1990 para a bacia de Ponte Panasco e de Couto de Andreiros. ....	94
Tabela 16 – Postos udométricos inicialmente considerados para caracterizar a precipitação média na bacia de Manteigas através do método do inverso da distância ao quadrado e altitude da sua localização. ....	111



## Abreviaturas e Simbologia

$\alpha$  – Coeficiente de esgotamento

$\Delta EG_i$  – Variação da energia interna armazenada por unidade de área do manto de neve

$\lambda_{lg}$  – Balanço das radiações de longo comprimento de onda

$\lambda_{sh}$  – Balanço das radiações de curto comprimento de onda

$\upsilon$  – Coeficiente de exposição ao vento

$a$  – albedo do manto de neve

$A$  – Área da bacia hidrográfica (km<sup>2</sup>)

DGRF – Direcção-Geral dos Recursos Florestais

EG – Energia total disponível para o degelo

$EG_{ar}$  – Energia convectiva do ar

$EG_{vap}$  – Energia resultante da condensação do vapor

$EG_s$  – Energia que se propaga pelo solo por processo de condução térmica

$EG_p$  – Energia proveniente da chuva

$F$  – Copado florestal efectivo (fracção decimal)

FAO – *Food and Agriculture Organization*

$I_i$  – Insolação (MJ/m<sup>2</sup>)

$M$  – Degelo (mm/dia)

MAI – Ministério da Administração Interna

MED – *Molarity of an Ethanol Droplet*

$N$  – Duração do escoamento directo após a ponta de cheia (n.º de dias)

$N_b$  – Nebulosidade (fracção decimal)

NIHIDI – Nível hidrométrico instantâneo

$P_r$  – Precipitação diária (mm/dia)

$Q_0$  – Caudal no início do período considerado

$Q_t$  – Caudal na secção de controlo no instante de tempo  $t$

QMD – Caudal médio diário

$R$  – Volume total de água que recarrega o sistema

SNIRH – Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos

$SP$  – Evolução do volume de neve formado, contabilizado em termos de água equivalente (mm)

$SN$  – Volume de neve formada, contabilizado em termos de água equivalente (mm)

$T'_a$  – Diferença entre a temperatura média do ar e à superfície do manto de neve (°C)

$T_a$  – Temperatura média do ar (°C), medida a uma altura de 3 m

$T'_c$  – Diferença da temperatura na base das nuvens e à superfície do manto de neve (°C)

$T_c$  – Tempo crítico

USACE – *United States Army Corps of Engineers*

V – Velocidade do vento (km/h), medida a uma altitude de 15 m

V – Descarga de água subterrânea potencial

WDPT – *Water Drop Penetration Time*

# 1 Introdução

## 1.1 Enquadramento e motivações

Nas últimas décadas tem-se assistido em Portugal ao incremento do número de fogos e ao aumento da extensão da área ardida anualmente, seguindo a tendência manifestada em diversos países pertencentes à bacia mediterrânea. Mais recentemente, nos anos de 2003 e 2005 a extensão da área ardida tomou uma proporção tal, que constituíram o pior cenário de que há memória no que concerne aos fogos florestais no território nacional. Tal tendência decorre não só da influência que detém o clima mediterrânico no País, com a estação mais quente a coincidir com a estação mais seca, propiciando condições favoráveis à ignição e propagação do fogo, mas também devido a questões relacionadas com o planeamento e ordenamento do território, designadamente com questões relacionadas à gestão da floresta.

O cenário que tem vindo a ocorrer em Portugal contribui para que os fogos florestais sejam fonte de impactes negativos não só para a economia, através da perda de bens materiais e necessidade de verbas para o combate e supressão do fogo, entre outros, mas também para o meio ambiente, onde o fogo descontrolado tem desempenhado um negativo papel sob o ponto de vista ecológico, designadamente sobre o meio hídrico. Efectivamente é associado à ocorrência do fogo florestal a capacidade de este interagir directa e indirectamente com os processos que regem o ciclo hidrológico, e que consequentemente o influenciam tanto de um ponto de vista qualitativo como quantitativo.

Tais interações traduzem-se, para além da destruição do coberto vegetal, que tem como resultado a diminuição dos processos de evapotranspiração e intercepção, na criação de condições agravadas de impermeabilização, conducentes de um modo geral, ao aumento do escoamento superficial directo e da magnitude dos caudais de cheia, influenciando consequentemente os processos de recarga. Não obstante a importância que detém a destruição da vegetação nos referidos efeitos, os mesmos podem resultar de outras perturbações, designadamente da alteração das propriedades físico-químicas do solo, assim como da criação e/ou alteração de um carácter hidrofóbico. Estes e outros processos serão abordados de um modo mais pormenorizado no presente trabalho, destacando-se alguns aspectos pertinentes citados na literatura relativa à problemática dos fogos florestais e a sua relação com os processos hídricos.

## **1.2 Objectivos**

O presente estudo tem como principais objectivos contribuir com informação científica relativa ao impacto dos fogos na parte quantitativa do ciclo hidrológico, reportada na literatura e sobre metodologias para o detectar, assim como a aplicação das metodologias identificadas a dois casos de estudo, a saber: a bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica de Ponte Panasco e a bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica de Manteigas.

Neste estudo pretende-se não só abordar a existência de possíveis impactes sobre os recursos hídricos superficiais, mas também sobre os recursos hídricos subterrâneos, nomeadamente a sua influência sobre o processo de recarga/descarga. Em ambos os casos, pretende-se também aferir qual a perturbação causada pelos fogos florestais em áreas sujeitas a precipitação sob a forma de neve e aquando da existência do processo de degelo, estando este estudo confinado à bacia hidrográfica a montante da estação de Manteigas, devido às suas características climáticas.

## **1.3 Organização do texto**

O presente estudo encontra-se estruturado em 4 capítulos, sendo esta introdução o seu primeiro capítulo. No capítulo 2 é efectuada uma revisão bibliográfica abordando-se diversos aspectos relacionados com o fogo referindo-se algumas das variáveis utilizadas na sua caracterização. É efectuada uma caracterização no que concerne à realidade nacional face à ocorrência de fogos florestais e à evolução da área ardida, apontando-se alguns factores explicativos de tal realidade. Aborda-se também nesta revisão bibliográfica o ciclo hidrológico e a resposta deste ao fogo, evidenciando-se os impactes expectáveis sobre o escoamento superficial e suas componentes (o escoamento directo e de base) e sobre o caudal de ponta, decorrentes da destruição da vegetação e da indução de alterações nas propriedades do solo, enunciando-se alguns resultados apontados na literatura referentes à presente temática. Na medida em que os objectivos passam também pela identificação de possíveis impactes sobre o processo de recarga, decorrentes da acção do fogo, são ainda abordados no capítulo 2 métodos de decomposição do escoamento superficial a partir de hidrogramas de escoamento, referindo-se uma metodologia de modo a contemplar possíveis fenómenos de degelo em tal decomposição.

No capítulo 3 é efectuada uma caracterização de cada uma das áreas de estudo, assim como é efectuada uma referência aos dados de precipitação e escoamento considerados. Com base nestes é efectuada para cada um dos casos de estudo a identificação de possíveis alterações do comportamento hídrico, por ocorrência de fogos florestais.

No capítulo 4 são tecidas algumas conclusões com base nos resultados obtidos, assim como são efectuadas algumas recomendações para trabalhos futuros.



## 2 Revisão Bibliográfica

### 2.1 O fenómeno do fogo

#### 2.1.1 O fogo e seus impactes

A ocorrência de fogos tem sido vista, tanto a uma escala temporal curta como num período mais longínquo, como uma das principais causas de alteração dos processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem nos ecossistemas. Estes afectam as propriedades do solo e do coberto vegetal, conduzindo conseqüentemente à aceleração dos fenómenos erosivos e à alteração dos processos hidrológicos.

O fogo é a manifestação visual do processo físico-químico designado como combustão, sendo necessário para a sua ocorrência uma fonte de energia química (biomassa), energia térmica (calor proveniente da fonte de ignição) e oxigénio. Os fogos ocorrem tipicamente em cinco fases (DeBano *et al.* 1998, citado por Neary *et al.*, 1999): pré-ignição; combustão com chama; combustão isenta de chama; combustão incandescente; e extinção. A pré-ignição consiste no aquecimento do combustível e na sua decomposição química, termicamente induzida. Por sua vez, as fases de combustão envolvem a libertação de calor resultante da energia armazenada na biomassa, libertando-se também diversos compostos como o monóxido e o dióxido de carbono (CO e CO<sub>2</sub>, respectivamente), vapor de água, compostos orgânicos diversos (e.g. hidrocarbonetos aromáticos policíclicos - HAPs) e material particulado. Tanto o processo de combustão como os produtos de reacção que dela resultam, têm um impacte profundo nos ecossistemas.

Nas paisagens com grande propensão ao fogo, decorrente das suas características (e.g. tipo de coberto vegetal, topografia, clima, entre outros), o fogo é uma das causas mais importantes nas alterações hidrológicas e geomorfológicas. Este acelera o processo de meteorização das rochas, provoca danos ou perdas de vegetação e da camada de folhas presente na superfície do solo, representando assim uma alteração da paisagem e que pode afectar os processos de interceptação, evapotranspiração e o armazenamento da água precipitada, assim como a acumulação de neve e degelo nas áreas associadas a climas mais frios.

Por sua vez, aquando da ocorrência de um fogo em determinada área, o aquecimento do solo tende a alterar as suas propriedades físico-químicas resultando num carácter hidrofóbico (repelência da água), assim como conduzindo à desestabilização dos seus

agregados. Estas e as anteriores alterações mencionadas resultam geralmente no incremento da actividade hidrológica e geomorfológica, com um maior escoamento superficial, nomeadamente o escoamento directo<sup>1</sup> (mais acentuado em zonas de maior desnível) e aumento dos picos e volumes de cheia, assim como na alteração morfológica do terreno decorrente dos fenómenos erosivos, sendo esta acompanhada pelo carreamento de material sedimentar para as linhas de água (Shakesby e Doerr, 2006).

Outro factor importante e que não deve ser desprezado, é o impacte que os incêndios detêm sob o ponto de vista da qualidade dos recursos hídricos. A rápida mineralização da matéria orgânica e a interrupção ou diminuição dos processos de assimilação por parte das plantas, decorrente da destruição parcial ou total da vegetação, pode influenciar negativamente a qualidade da água, podendo conduzir a um acréscimo da temperatura assim como ao aumento da concentração de nutrientes (e.g. fósforo) e/ou elementos poluentes orgânicos e inorgânicos (e.g. metais pesados), influenciando deste modo o sistema aquático e conseqüentemente o biota que dele depende, assim como diversos aspectos de índole social e económica (Ice *et al.*, 2004).

Para além dos impactes que os fogos têm sobre o sistema aquático e ainda segundo um ponto de vista ecológico, estes são também responsáveis muitas vezes pelo surgimento de diversas espécies de insectos infestantes, em resultado da abundância em vegetação morta ou fragilizada, dando origem a numerosas populações de tais indivíduos. As áreas ardidadas servem assim de foco de infestação, que se propaga às áreas contíguas não ardidadas, potenciando os efeitos nefastos dos incêndios e alterando as comunidades locais de diferentes espécies (USDA, 2000).

Todavia, os incêndios não devem ser entendidos apenas de um ponto de vista negativo, na medida em que estes agem como um importante factor de perturbação em diversos ecossistemas localizados em pontos distintos do globo, representando uma força natural, essencial e significativa na manutenção do equilíbrio ecológico (Gresswell, 1999). Um exemplo da sua importância é apontado em Vertessy *et al.* (2001), em que é associado ao fogo um papel essencial no ciclo de vida de determinadas florestas (e.g. eucaliptal), cujas sementes só germinam e crescem em solos expostos à luz solar directa, sendo esta condição criada pelos fogos.

A magnitude e a duração dos referidos impactes, após a ocorrência do fogo pode variar substancialmente, dependendo da complexa interacção entre as características do

---

<sup>1</sup> Escoamento que ocorre acima da superfície do terreno até à rede hidrográfica.

local (e.g. coberto e uso do solo, comunidade fitossociológica, propriedades do solo, características hidrogeológicas, entre outras) e das características do incêndio (e.g. extensão, frequência e severidade), assim como dos regimes pluviométricos e outras condições climáticas. A variabilidade de tais condições torna árdua a tarefa de se prever ou determinar com exactidão os efeitos dos incêndios, tornando mais complexa a construção de uma base de conhecimento, complexidade incrementada também pelas diferentes abordagens efectuadas ao tema (CRC for Catchment Hydrology, 2007; Shakesby e Doerr, 2006).

No âmbito do presente trabalho, serão abordados mais detalhadamente alguns dos impactes aqui expostos, nomeadamente aqueles que afectam o ciclo hidrológico, desde que tal se revele pertinente para os objectivos do mesmo.

### **2.1.2 Causas do fogo**

As origens dos incêndios podem ser diversas, tanto de origem natural (e.g. relâmpagos, actividade vulcânica) como antropogénicas. Segundo a *Food and Agriculture Organization of the United Nations* – FAO (2001), ao contrário de outras partes do mundo em que uma larga percentagem dos fogos tem origem natural, a bacia do Mediterrâneo tem sido marcada pela prevalência de incêndios de origem humana, em que as causas naturais representam apenas uma pequena percentagem de todos os fogos (1% - 5%, dependendo do país), sendo o principal motivo de tal situação, a ausência de determinados fenómenos climáticos como as trovoadas secas e uma significativa pressão antrópica.

Outra característica apontada à referida região prende-se com o maior número de ocorrências de fogos de causa desconhecida, nomeadamente aqueles que incidem sob o coberto florestal. Constitui excepção a esta tendência, o comportamento verificado para alguns países como a Croácia (Alexandrian, 1998, citado por FAO, 2001), Grécia (Anónimo, 1995, citado por FAO, 2001) e Portugal (Delattre, 1993, citado por FAO, 2001). Por sua vez, as razões mais frequentemente apontadas para todos os países como causas conhecidas para a origem do fogo são de índole involuntária (negligência e acidentes), à excepção da Turquia.

As causas acidentais são variáveis entre cada um dos países, estando algumas delas associadas a instalações fixas (e.g. linhas de alta tensão, lixeiras, entre outros) e outras directamente relacionadas a actividades humanas (e.g. descontrolo de fornos para carbonização de madeira, queimadas e fogo ateado por pastores, campismo selvagem, lançamento de foguetes, entre outros), constituindo uma extensa lista quase impossível de

sintetizar, parecendo contudo que estes fogos involuntários estão associados na sua maioria a actividades agrícolas e florestais, em que as partes em falta são normalmente habitantes permanentes e turistas de passagem (FAO, 2001).

Em Portugal, a Direcção-Geral dos Recursos Florestais (DGRF) adoptou em 2001 uma classificação das causas dos fogos que ilustra a diversidade das mesmas. A classificação encontra-se estruturada numa hierarquia com três níveis, em que o primeiro identifica seis grandes categorias de causas, o segundo desagrega-se, referindo actividades específicas, sendo que o terceiro nível subdivide tais actividades, identificando comportamentos e atitudes num total de 70 causas distintas. Independentemente da classificação adoptada, é importante referir que a identificação das causas é muito difícil, porque exige a localização precisa do ponto de início e a recolha de evidência física produzida pela fonte de ignição (Porrero Rodríguez, 2001, citado por Pereira *et al.*, 2006).

Dois factores relevantes que condicionam a ocorrência, frequência e severidade dos fogos são o coberto vegetal e as condições meteorológicas. O primeiro condiciona para além da carga de combustível vegetal disponível, o seu tipo e conseqüentemente a taxa de energia libertada, assim como as temperaturas atingidas aquando da combustão (Fernandes *et al.*, 2002). Por sua vez, as condições meteorológicas são um factor importante para a ocorrência de fogo, nomeadamente a humidade e temperatura do ar, e a precipitação que ocorre nos meses que antecedem o Verão, na medida em que estas influenciam o teor de humidade presente na matéria combustível vegetal (e.g. árvores, arbustos, carumas e ramos secos, entre outros), estando o referido combustível mais propenso a sofrer combustão à medida que a humidade diminui e a temperatura aumenta.

A intensidade e direcção do vento são também preponderantes na propagação do incêndio, aumentando por um lado a oxigenação da queima e conseqüentemente deslocando a reacção de combustão no sentido directo (libertação de uma maior quantidade de energia), e por outro pode contribuir para a disseminação de partículas em ignição, criando novos focos de incêndio, assim como pode incrementar a velocidade da frente de chama. A orografia do terreno, a existência de faixas de contenção, boas acessibilidades, meios e prazos de intervenção são outras variáveis que influenciam a extensão que um fogo poderá tomar.

### **2.1.3 Frequência, Severidade e Intensidade do fogo**

Muitos dos impactes referidos anteriormente de um modo sumário e outros, decorrentes dos incêndios, são influenciados pela frequência, severidade e intensidade dos

fogos. As referidas variáveis são utilizadas para descrever os regimes de fogo, sendo este conceito referente à natureza dos fogos que ocorrem durante um intervalo de tempo longo, pelo menos na ordem de algumas décadas, assim como aos seus efeitos mais proeminentes, que caracterizam um determinado ecossistema ou tipo de coberto vegetal e uso do solo (Brown, 2000, citado por Pereira *et al.*, 2006), ou seja o regime do fogo compreende a globalidade dos aspectos ligados ao comportamento do fogo numa dada região ou ecossistema (Agee, 1993).

Segundo Shakesby e Doerr (2006), a **frequência** (número de fogos por unidade de tempo) com que se dá um incêndio varia largamente consoante o tipo de coberto vegetal e o clima, podendo o período de retorno variar entre 6000 anos no caso das florestas temperadas europeias e menos de 50 anos no caso das florestas constituídas por eucaliptal, localizadas no Sudeste da Austrália (Wheelan, 1995, citado por Shakesby e Doerr, 2006), funcionando como uma força selectiva importante quando a duração de vida das árvores excede o período de retorno do fogo, em que as espécies incapazes de lhe sobreviver ou de se reproduzirem após a sua ocorrência extinguir-se-ão (Fernandes *et al.*, 2005). Os períodos de retorno para além de serem influenciados pelos factores climáticos, são mais recentemente afectados pela acção humana, conduzindo ao incremento do número de ignições e alterando de um modo directo a carga combustível e suas características.

Na Europa por exemplo, as práticas de exploração intensiva a longo prazo levaram à produção de uma mescla de espécies florestais, arbustivas e de cultivo, com as suas espécies a possuírem uma fraca relação comparativamente aos padrões existentes inicialmente, e resultando conseqüentemente numa carga combustível também bastante distinta. Deste modo, a frequência e o comportamento actual dos fogos estão longe da situação “natural”, sendo apontados alguns factores para tal divergência. Um desses factores é o despovoamento rural, resultando este comportamento migratório num aumento da carga combustível, decorrente do abandono de determinadas actividades agro-florestais. Inicialmente a carga combustível era reduzida, em determinadas regiões da Europa, através do desbaste florestal assim como pelo pastoreio animal (Shakesby e Doerr, 2006).

Outro factor conducente à alteração da frequência, é a introdução de espécies arbóreas altamente inflamáveis (nomeadamente pinheiro e eucalipto), levando ao aumento da incidência dos fogos florestais. Associada à tendência contrária (menor frequência), encontra-se a aplicação de práticas de supressão/extinção de fogo, levando ao incremento artificial da quantidade de combustível presente em determinadas áreas, para níveis

considerados elevados tendo como resultado e apesar da menor frequência, fogos de maior dimensão e grau de severidade (Allen *et al.*, 2002).

A **severidade** do fogo representa uma medida qualitativa dos efeitos do fogo sobre o solo e os recursos locais que influenciam os diversos ecossistemas (Hartford e Frandsen, 1992, citado por Neary *et al.*, 1999), sendo normalmente classificada de acordo com o grau de destruição da biomassa existente acima do solo (Shakesby e Doerr, 2006). Esta depende de diversos parâmetros, como a intensidade, duração (período de tempo durante o qual a queima ocorre num determinado ponto), carga de combustível, tipo de combustível e grau de oxidação, declive e topografia, textura do solo e humidade, teor de matéria orgânica existente no solo, tempo desde a última ocorrência, assim como da área ardida, entre muitos outros factores. Embora seja importante classificar a severidade de um determinado fogo, com o objectivo de melhor se compreender os impactes hidrológicos ou outros, torna-se relevante mencionar que as classificações de severidade do fogo nem sempre são explanatórias de algumas alterações críticas, no que concerne a tais impactes (Shakesby e Doerr, 2006).

Um exemplo do tipo de classificação referida é a classificação proposta por Parsons (2003), em que são consideradas quatro classes distintas de severidade, estando esta classificação direccionada para documentar como as alterações nas propriedades do solo afectam as funções hidrológicas, a partir das evidências verificadas relativamente a alterações nas características do solo, assim como no consumo do combustível existente à superfície (matéria vegetal). As narrativas associadas a cada uma das classes descritivas encontram-se enunciadas no Anexo I.

Por sua vez o termo **intensidade**, refere-se à taxa a que a energia térmica é produzida face às condições em que se dá a combustão (Parsons, 2003; Neary *et al.*, 2003; Shakesby e Doerr, 2006), constituindo um factor preponderante no que concerne à classificação da severidade do fogo (Neary *et al.*, 1999). A intensidade pode ser medida em termos da temperatura ou do calor libertado, podendo a temperatura variar entre 50 °C e 1500 °C, e a quantidade de calor libertado situar-se entre os 2,1kJ/kg e os 2100 kJ/kg, sendo a severidade directamente proporcional à intensidade. A taxa de propagação do fogo pode variar entre 0,5 m/semana (fogo em profundidade) e 6-7 km/h (grandes fogos florestais), condicionando a par da intensidade, a severidade. Na Tabela 1 dá-se um exemplo encontrado na literatura relativo à intensidade do fogo e sua relação com a severidade, para uma floresta constituída maioritariamente por eucalipto.

**Tabela 1** – Intensidade do fogo e sua relação com a severidade para uma floresta tendo como espécie dominante o eucalipto.

<b>Intensidade (kW.m<sup>-1</sup>)</b>	<b>Altura máxima das chamas (m)</b>	<b>Severidade</b>	<b>Características da vegetação após o fogo</b>
≤500	1,5	Baixa	Apenas o combustível junto à superfície sofre combustão assim como os arbustos com altura inferior a 2m
501 – 3000	5,0	Moderada	É consumido todo o combustível à superfície e a vegetação arbustiva com altura inferior a 4 m
3001 – 7000	10,0	Alta	É consumido todo o combustível presente à superfície e a vegetação arbustiva, assim como as copas das árvores mais baixas (<10 m)
7001 – 70000	10 – 30	Muito Alta	Toda a vegetação verde, incluindo as copas das árvores (até 30 m) e a vegetação lenhosa com diâmetro <5 mm é consumida
70001 - 100000	20 – 40	Extrema	Toda a vegetação verde e lenhosa de diâmetro inferior a 10 mm é consumida

Fonte: Shakesby e Doerr (2006)

## 2.2 Os fogos em Portugal

### 2.2.1 Evolução cronológica do número de ocorrências e da área ardida

De modo a se compreender a necessidade e o aumento do número de estudos envolvendo o fogo e seus impactes, nas mais diversas áreas do conhecimento, torna-se importante referir a situação nacional no que concerne à ocorrência dos mesmos. Segundo a FAO (2001), a bacia do Mediterrâneo (à qual se encontra associada no referido relatório Portugal) sofre em média cerca de 50 000 fogos florestais por ano, consumindo aproximadamente cerca de 600 000 ha, representando tanto o número de fogos florestais como a área ardida, o dobro dos verificados para a década de setenta do século passado, data esta a partir da qual se verificou um rápido aumento dos mesmos. Apesar de a informação relativa a Portugal ser posterior à data referida, verifica-se também um acréscimo na área ardida, manifestando assim a tendência da maioria dos países analisados (e.g. Grécia, Itália, Espanha, entre outros).

Com o incremento dos fogos florestais na década de oitenta, as autoridades Portuguesas criaram mecanismos de identificar as causas associadas aos fogos ocorridos, diminuindo para menos de 20% os fogos de origem desconhecida, permitindo também aferir que cerca de 43% dos fogos que têm lugar no território nacional são devidos a negligência e aproximadamente 34% são devidos a fogo posto (FAO, 2001). Por sua vez,

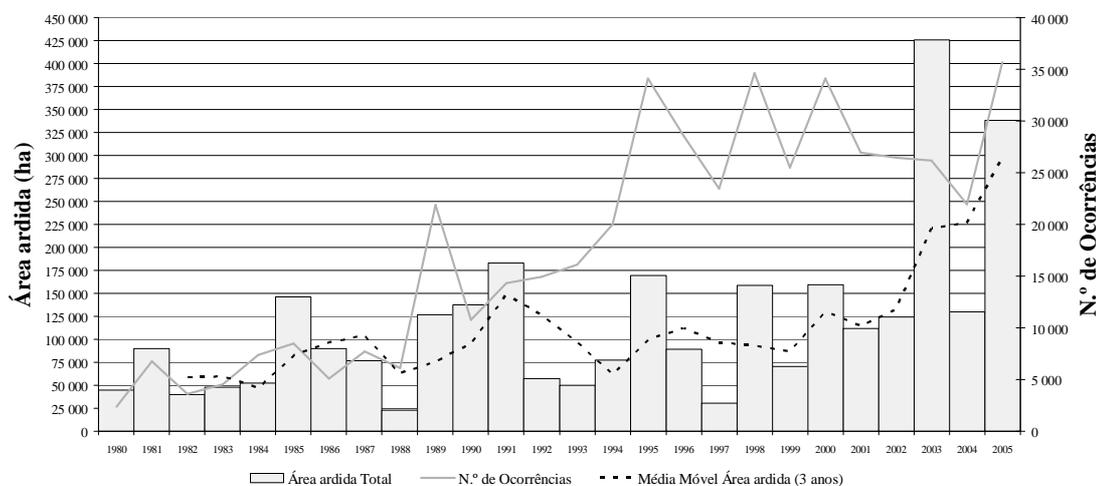
Pereira *et al.* (2006), utilizando a classificação proposta pela DGRF, apontam como principais causas, para os fogos ocorridos no período de 2001-2004 e segundo o primeiro nível da hierarquia da referida classificação, que o incendiário (fogo posto) foi a classe mais comum, excepto no ano de 2001, em que o uso do fogo dominou (resultante de queima de lixo, queimadas, fogueiras, entre outros), estando associado às causas acidentais e estruturais uma pequena representatividade. Quanto às causas naturais, variaram entre 2% em 2002 e 2004 e 8% em 2003, confirmando que maioritariamente os fogos em Portugal têm origem na actividade humana.

Comparando a situação em Portugal com mais de quatro dezenas de países europeus e alguns países asiáticos, verifica-se que no período compreendido entre 1990 e 1997, Portugal é um dos países com maior número de fogos ficando apenas atrás de países como a Espanha, Itália e da Federação Russa, situação que se torna mais preocupante quando se comparam as áreas territoriais de cada um dos referidos países, muito menor no caso de Portugal. Em termos de área ardida, os resultados nacionais são também dos mais expressivos, mantendo-se Portugal nas posições cimeiras da classificação (FAO, 2001).

De um modo mais concreto, e segundo dados disponibilizados pela DGRF (2007a), tem-se verificado em Portugal uma tendência no incremento anual da área ardida, no período compreendido entre 1980 e 2005 (Figura 1), sendo particularmente significativa em anos mais recentes, como os anos de 2003 e de 2005. Os fogos ocorridos em 2003 constituíram o pior cenário de que há memória no que concerne aos fogos florestais, não só pela extensão da área florestal consumida pelas chamas, mas também pela voracidade e violência com que cada situação se desenvolveu, provocando um rasto de destruição avassalador, não só do ponto de vista material, mas também do ponto de vista social e ambiental, tendo consequentemente repercussões na economia do País (MAI, 2003). Motivados essencialmente pelas condições meteorológicas (altas temperaturas, humidades relativas muito baixas e ventos instáveis predominantes de leste) e seu prolongamento no tempo, os incêndios florestais consumiram em 2003 cerca de 286 055 ha de povoamentos florestais e 139 671 ha de matos, incidindo mais expressivamente nos distritos de Castelo Branco e Portalegre (DGRF, 2007a). Em termos comparativos, a referida área corresponde a aproximadamente 14% da área ardida acumulada entre 1980 e 2005, inclusive, e representa cerca de 42% da totalidade da área ardida na década de noventa.

É ainda de salientar a ocorrência de um comportamento cíclico, para o referido período, atingindo-se valores máximos de área ardida a cada 4-5 anos, podendo este comportamento evidenciar a existência de uma combinação de factores que propiciam a

ocorrência de fogos, nomeadamente a acumulação de combustível vegetal e respectiva fonte de ignição.



Fonte: DGRF, 2007a

**Figura 1** – Variação da área ardida (povoamento florestal e matos) no período compreendido entre 1980 e 2005, sua média móvel considerando um período de 3 anos, e variação do número de ocorrências para o referido período.

Um aspecto que merece também alguma atenção, diz respeito à evolução cronológica da maior mancha contínua de área ardida, no final de cada época de incêndios, dado que esta variável condiciona a magnitude dos impactes negativos sobre o ciclo hidrológico, solos, sistema ecológico, socio-económico, entre outros. Segundo Pereira *et al.* (2006) verificou-se para o período entre 1990 e 2005 que o valor registado correspondia em alguns casos a um único fogo, enquanto que noutros era resultante da coalescência de vários incêndios ocorridos no mesmo ano. Os referidos autores constataram também que o limiar dos 10 000 ha de área queimada contínua só tinha sido superado em 1990, voltando a sê-lo consecutivamente entre 2003 e 2005, com valores de 69 828 ha, 23 862 ha e 16 334 ha, sendo o valor de 2003 o mais elevado para a Europa, desde 1980.

Relativamente ao número de ocorrências, verifica-se um aumento do seu valor médio entre a década de noventa e oitenta, ligeiramente acima dos 200%, indicativo provável da crescente pressão antrópica sobre os ecossistemas, tendo como resultado a ocorrência de incêndios. Este aumento acentuado, não é acompanhado todavia por um aumento da área ardida, cujo máximo de área ardida se deu em 1991 (182 486 ha), facto este que evidencia a ocorrência de fogos de menor dimensão, sendo este comportamento totalmente divergente da situação verificada no período 2000 – 2004, com a diminuição do número de ocorrências, acompanhado contudo pelo máximo histórico de área ardida registada.

Mais recentemente, verificou-se para o ano de 2006 (até 31 de Agosto) um decréscimo bastante significativo da área ardida face a 2005 (menos 239 000 ha), assim como à média do último quinquénio, sendo esta tendência também manifestada relativamente ao número de ocorrências, apresentando um valor inferior (18770) ao valor médio verificado entre 2001 e 2005, apesar do acréscimo significativo do número de ocorrências verificado na primeira quinzena de Agosto (DGRF, 2006).

Apesar da magnitude de ocorrências que se verificam anualmente, ser à primeira vista alarmante, é importante salientar que tipicamente uma grande fracção da área ardida em determinada época de incêndios, concentra-se num pequeno número de grandes eventos (Strauss *et al.*, 1998, citado por Pereira *et al.*, 2006), sendo esta situação decorrente não só em Portugal ou no Sul da Europa, mas na generalidade dos ecossistemas boreais e temperados. É a ocorrência de maior ou menor número de fogos de maior magnitude que determina a dimensão das perdas e danos verificados num dado ano, muito mais do que o número total de fogos, na medida em que a maioria é suprimida muito antes de atingir um hectare de área queimada (Pereira *et al.*, 2006).

Em Portugal, os fogos florestais têm uma distribuição temporal tipicamente sazonal, verificando-se um maior número de ocorrências e de área ardida nos meses secos (Julho, Agosto e Setembro), sendo que no Inverno a sua ocorrência não é expressiva. Por sua vez, espacialmente, constata-se que a incidência de fogos florestais ocorre com maior expressão a Norte do Rio Tejo (Figura 2), considerando tanto a extensão da área ardida, como o número de ocorrências.

Em termos de área ardida acumulada, verifica-se que no período compreendido entre 1980 e 2005 os Distritos mais afectados pelos incêndios florestais são por ordem decrescente: o Distrito da Guarda (16,7%), Castelo Branco (10,7%), Coimbra (8,9%) e o de Vila Real (8,1%). Para além de Santarém, os demais distritos apresentam de grosso modo uma fracção da área ardida acumulada no dito período, abaixo dos 5% (*vide* Anexo II). Por outro lado, no que respeita ao número de ocorrências a sua distribuição é dissemelhante da obtida para a área ardida, verificando-se no Distrito do Porto um maior número de ocorrências no período 1980-2005, representando 21,6% do total, seguido pelos Distritos de Braga (12,8%), Viseu e Lisboa, apresentando estes 10% e 7,4%, respectivamente.



Fonte: DGRF (2007b)

**Figura 2** – Localização das áreas ardidas no período compreendido entre 1990 e 2005.

Com base em ambas as distribuições, constata-se que não existe uma correlação entre o número de ocorrências e a área ardida, sendo esta condicionada fundamentalmente pelas características inerentes ao fogo, ao local onde este ocorre, aos meios de prevenção e combate aos incêndios, acessibilidades, densidade populacional, entre outros, evidenciando assim provavelmente alguma heterogeneidade a nível nacional, no que toca a tais variáveis.

## 2.2.2 Factores explicativos da distribuição espacial do número de ocorrências e da área ardida em Portugal

A realidade nacional no que diz respeito à extensão florestal consumida pelos fogos e sua localização pode ser devida a diversos factores, nomeadamente devido ao clima e ao tipo de coberto vegetal, sendo também estas as razões apontadas para a incidência dos mesmos em toda a bacia mediterrânica, como já foi referido anteriormente.

### 2.2.2.1 Clima

Portugal Continental localiza-se entre as latitudes de 37°N e 42°N e as longitudes 9,5°W e 6,5°W, no extremo Sudoeste da Europa, na zona de transição entre o anticiclone subtropical (anticiclone dos Açores) e a zona das depressões subpolares, sendo o clima

influenciado pela proximidade do Oceano Atlântico e pela presença próxima do Mar Mediterrâneo (Ribeiro, 1998; Santos e Miranda, 2006).

Devido à localização do País há um clima mediterrânico, de temperatura média elevada, de Verão longo, quente e sem chuva, de luminosidade forte e grande insolação, com a ocorrência de ondas de calor estivais e de um Inverno moderado, reinando as condições do clima mediterrânico em quase toda a Península Ibérica. A presença do Oceano Atlântico e o relevo originam alguns contrastes climáticos, provocando uma atenuação da influência mediterrânica (do Atlântico provêm massas de ar tropical húmido, trazidas pelas perturbações ciclónicas em direcção ao oriente), nomeadamente no Litoral Centro e Norte, em que a aragem marítima tempera o clima e faz descer a amplitude anual, comportamento contudo mais sentido no Inverno, na medida em que no Verão o clima mediterrânico faz-se sentir com maior ou menor intensidade por todo o território (Ribeiro, 1998; Cerqueira, 2001).

Este tipo de clima é relevante na ocorrência de fogos florestais, na medida em que se caracteriza fundamentalmente pela coincidência temporal entre a estação mais quente e a estação mais seca, propiciando assim condições favoráveis para que os fogos deflagrem e se propaguem, nomeadamente devido ao baixo teor de humidade presente na época estival, tanto na matéria combustível como no ar, potenciando deste modo o risco de incêndio nos meses de Junho a Setembro. Por sua vez, a precipitação ocorrida nas estações de Inverno e Primavera favorecem o crescimento do combustível vegetal, ficando este disponível para arder durante o período seco, verificando-se assim uma correlação positiva entre a precipitação ocorrida nesse período e a área ardida. Viegas e Viegas (1994), citados por Pereira *et al.* (2006), apontam também a existência de uma correlação negativa bastante considerável entre a área ardida e a precipitação do mês de Maio, cuja ocorrência aumenta os níveis de humidade existente no solo e na vegetação, criando desse modo condições menos favoráveis à ignição e propagação do fogo.

#### **2.2.2.2 Coberto vegetal**

A alteração do coberto vegetal, em resultado do abandono das práticas tradicionais agrícolas e florestais e do desinteresse pela biomassa da floresta tem sido também atribuída como causa do incremento do número de fogos florestais no nosso País e da sua severidade,. Tal situação é conducente ao ressurgimento de matos e outra vegetação arbustiva, levando à acumulação de grandes quantidades de combustível, potenciando

desse modo a susceptibilidade de tais áreas ao fogo. Outra situação que tem estimulado o cenário que se tem vindo a verificar no País, prende-se com a contínua expansão das áreas associadas à exploração florestal de pinheiro bravo e eucaliptal, muitas das vezes sem um planeamento e gestão adequados.

De acordo com o disposto no parágrafo anterior, torna-se relevante tentar verificar a existência de relações entre a localização espacial da ocupação do solo e a localização espacial com maior incidência de área ardida. Segundo Caetano *et al.* (2005), verificava-se no ano de 2000 a existência predominante do coberto florestal em Portugal Continental, tendo aumentado em cerca de 94 000 ha comparativamente a 1985, representando o coberto vegetal cerca de 3,4 milhões de hectares (34%), sendo que a vegetação natural, também propensa a incêndio sobretudo na estação seca, detinha um peso de 9%. A distribuição das referidas tipologias de ocupação não é homogénea em todo o território, sendo a ocupação florestal a mais representativa no caso das regiões Norte e Centro com 35% e 50%, respectivamente, assim como na região do Algarve (32%). Nas regiões de Lisboa e Alentejo, o coberto florestal perde significado em detrimento da área agrícola, sendo contudo expressivo, representando 26% no caso de Lisboa e 34% no Alentejo. Por sua vez a vegetação natural (a qual inclui os matos e a vegetação esclerófita, entre outros), está presente de um modo menos significativo, com maior expressão no Algarve (21%) estando associado no Norte cerca de 15% da área desta região e 10% no Centro. Seguindo o mesmo comportamento que a ocupação florestal, é também nas regiões de Lisboa e Alentejo que a vegetação natural tem menor expressão.

Verifica-se assim uma polarização das áreas florestais e de vegetação natural a Norte do Tejo, representando as primeiras cerca de 62% da ocupação florestal nacional, e as segundas 74% dos cerca de 800 000 ha, estando a agricultura relegada ao Sul do território (Caetano *et al.*, 2005). Como referido anteriormente, é no Norte e Centro do País que ocorrem o maior número de fogos assim como se verifica uma maior extensão de área ardida, decorrente de uma maior quantidade de combustível vegetal disponível, traduzida pela maior extensão florestal.

Não obstante, é de salientar que esta observação é minimalista na medida em que a relação entre a área ardida e o número de ocorrências verificadas no Norte face ao Sul, não têm a mesma magnitude da disparidade associadas à diferença entre as fracções das ocupações do solo entre ambas as regiões, evidenciando este comportamento a existência de outros factores mais relevante do que propriamente a percentagem de uma determinada ocupação do solo genérica. Os factores explicativos podem passar por exemplo pelo tipo

de espécies arbóreas e arbustivas presentes, a sua densidade e fase do ciclo de vida associado a cada uma delas, entre outros.

Relativamente à distribuição das espécies florestais, verifica-se efectivamente a existência de uma heterogeneidade entre o Norte e o Sul do País, predominando no Norte e Centro as espécies florestais de pinheiro bravo e eucalipto, ocupando a primeira uma maior extensão em ambas as regiões, enquanto que no Alentejo e Algarve se verifica a existência predominante do sobreiro e azinheira (Tabela 2), representando a área ocupada por sobreiro cerca de 52% no Alentejo e 48% no Algarve, relativamente à área florestal associada às quatro espécies em cada uma das referidas regiões. Por sua vez, relativamente à região de Lisboa e Vale do Tejo, constata-se a predominância do sobreiro e eucalipto (DGRF, 2007c).

**Tabela 2** – Área florestal ocupada por região NUTS II, para as espécies de pinheiro bravo, eucalipto, sobreiro e azinheira, segundo o Inventário Florestal Nacional 2005/2006.

<b>NUTSII</b>	<b>Espécie</b>	<b>Pinheiro Bravo (10<sup>3</sup> ha)</b>	<b>Eucalipto (10<sup>3</sup> ha)</b>	<b>Sobreiro (10<sup>3</sup> ha)</b>	<b>Azinheira (10<sup>3</sup> ha)</b>
	<b>Norte</b>	192,6	121,9	10,0	8,5
	<b>Centro</b>	409,7	258,4	15,2	30,0
	<b>Lisboa e Vale do Tejo</b>	66,5	144,6	155,9	0,7
	<b>Alentejo</b>	38,0	108,1	527,2	335,2
	<b>Algarve</b>	3,6	13,8	28,4	14,0
	<b>Total</b>	710,4	646,8	736,7	388,4

Fonte: DGRF (2007c)

Verifica-se assim uma relação entre a extensão da área florestal ardida e o número de ocorrências com o tipo de espécie florestal presente, sendo maior aquando da presença de pinhal e eucalipto. Tal situação advém, provavelmente, de estar associado ao pinheiro e ao eucalipto uma maior combustibilidade, nomeadamente devido à possibilidade de tais espécies se poderem associar a vegetação arbustiva também de grande combustibilidade, potenciando para além do risco de incêndio, a severidade do mesmo. Por outro lado é apontado aos sobreiros e azinheiras propriedades de resistência ao fogo, nomeadamente no caso do sobreiro, em que a cortiça funciona como elemento isolador contra o calor associado às altas temperaturas, estando também estes sistemas sujeitos a uma melhor gestão. Estas características podem explicar parte do facto de estes sistemas florestais não serem tão severamente afectados pelos fogos.

Para além da ilação de que as espécies florestais influenciam a distribuição espacial das áreas ardidas no território nacional e o número de ocorrências, efectuada anteriormente, pode também dizer-se que a distribuição do coberto florestal e as espécies

nele contidas influenciam de um modo mais significativo as áreas de incidência dos fogos florestais, do que propriamente as condições climáticas associadas a cada região, na medida em que é no Sul do País que se verificam condições mais propícias do ponto de vista climático, como por exemplo temperaturas mais elevadas, maior insolação e menor precipitação, entre outros.

Todavia, as alterações climáticas são de extrema importância, na medida em que são apontadas para as próximas décadas alterações climáticas com alguma importância (Santos e Miranda, 2006), tendo como consequência um aumento no risco de incêndio para a zona do mediterrâneo para além dos demais impactes sobre o ecossistema (Schröter *et al.*, 2004), nomeadamente se tais alterações significarem ritmos de chuva e seca mais violentos, longos ou frequentes, tendo como resultado um alastramento do fogo (Pyne, 2006).

### 2.2.2.3 Outros factores

Apesar de se ter referido alguns aspectos e características relacionados com o clima e o coberto vegetal, não se deve descurar outros factores (alguns deles já referidos anteriormente) que por si só podem não ser à partida muito importantes, mas que, quando conjugados com os demais, podem traduzir a realidade nacional no que toca a esta temática e seu agravamento. Entre outros factores, refere-se a topografia (note-se que as áreas ardidas três ou mais vezes concentram-se a Norte do Tejo, sobretudo em regiões montanhosas dos Distritos da Guarda, Viseu e Vila Real), o comportamento demográfico, em que se tem verificado um decréscimo da população rural com o consequente abandono de terras agrícolas, a redução do consumo de combustíveis e fertilizantes vegetais, a diminuição do efectivo de gado e do seu pastoreio, a substituição e o desaparecimento de actividades tradicionais (e.g. resinagem), entre outros.

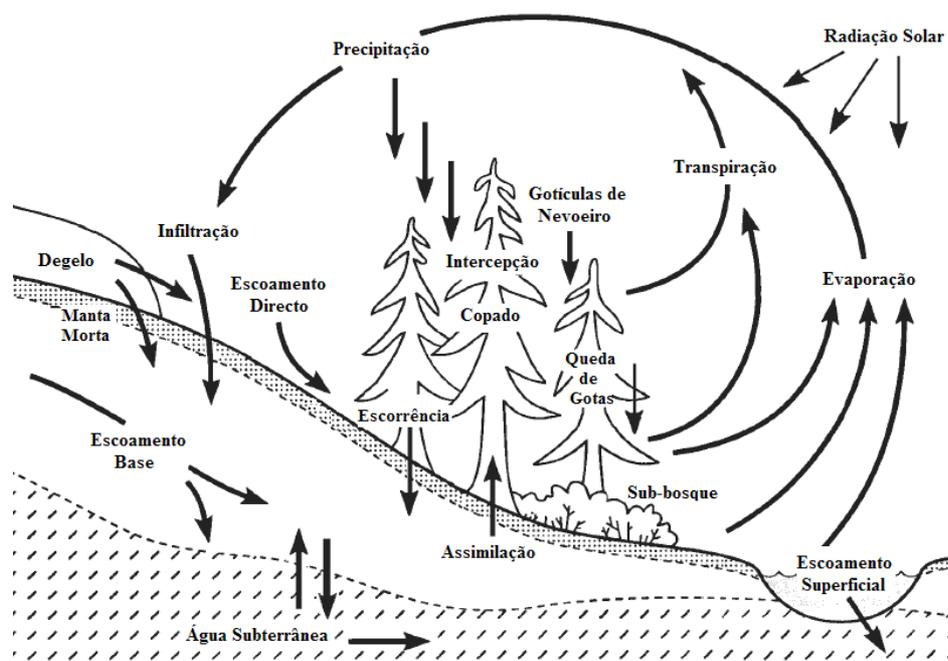
Abordando de um modo mais particular a densidade demográfica, verifica-se que esta é uma variável importante que se correlaciona com grande parte do número de ocorrências, nomeadamente com a situação que se verifica nos Distritos do Porto, Braga e Lisboa. Citando Pereira *et al.* (2006), nos 32 concelhos fortemente urbanizados de Lisboa e Porto, que abrangem apenas 3,8% da área de florestas e matagais do País, concentram-se 19,1% do número total de fogos ocorridos entre 1980 e 2004, correspondendo contudo a apenas 3% da área queimada, verificando-se assim que uma grande proporção dos fogos registados em Portugal ocorre em zonas densamente povoadas dos distritos acima referidos.

Tais ocorrências não originam extensões elevadas de área ardida dado que, a cobertura vegetal e o uso da terra são muito fragmentados em tais locais, e como tal não há grandes manchas contínuas de florestas ou matos, impossibilitando assim a propagação de grandes incêndios. Por outro lado, uma elevada densidade populacional possibilita uma rápida detecção dos focos de incêndio, estando também normalmente estas zonas dotadas de mais e melhores meios de intervenção e como tal estas ocorrências têm um potencial reduzido para darem origem a grandes incêndios.

## **2.3 Impacto dos fogos na parte quantitativa do ciclo hidrológico**

### **2.3.1 O ciclo hidrológico e o coberto vegetal**

De modo a se ter uma melhor percepção de como o fogo poderá influenciar e alterar quantitativamente o ciclo hidrológico, torna-se necessário descrever sumariamente o mesmo, assim como fazer referência aos diversos processos ou componentes que o constituem e como estes se encontram interligados. O ciclo hidrológico (Figura 3) consiste na circulação interminável da água entre o oceano, a atmosfera e a terra, constituindo para além de um ciclo da água, um ciclo de energia em que a água alterna de estado, podendo apresentar-se no estado líquido, gasoso e sólido (Freeze e Cherry, 1979).



Fonte: Pike (2003)

**Figura 3** – Representação esquemática do ciclo hidrológico.

O vapor resultante da evaporação da água dos oceanos é transportado pelas massas de ar, sofrendo condensação caso as condições sejam favoráveis, dando deste modo origem às nuvens. Por sua vez, estas podem resultar em precipitação na forma de chuva, granizo, neve, orvalho e geada, que cai sobre a terra ou é interceptada pelas plantas. Podendo ser dispersa de várias formas, grande parte da água resultante da precipitação fica retida temporariamente no solo e outra é devolvida à atmosfera, através do processo de evaporação e em resultado da transpiração das plantas (Linsley *et al.*, 1975). A água não evaporada ou assimilada pelas plantas, é conduzida para os cursos de água através do escoamento que ocorre à superfície do solo (escoamento directo), assim como por correntes subsuperficiais que ocorrem após infiltração, constituindo estas o escoamento intermédio, a recarga dos aquíferos, descarga dos aquíferos e finalmente o escoamento de base dos cursos de água. Sob a influência da gravidade, tanto o escoamento de base como o directo, movem-se em direcção a elevações mais baixas e podem finalmente descarregar para o oceano, de onde a água será evaporada novamente fechando-se assim o ciclo (Linsley *et al.*, 1975).

Esta descrição do ciclo hidrológico é para além de breve, simplista, na medida em que por exemplo, parte da água que aflui aos cursos de água pode infiltrar-se dando origem a água subterrânea, assim como a precipitação pode ocorrer sobre a forma de neve, permanecendo esta à superfície do solo por muitos meses até que o degelo liberte a água para os cursos ou aquíferos (Linsley *et al.*, 1975). De modo a se poderem identificar possíveis impactes decorrentes da acção do fogo, na parte quantitativa do ciclo hidrológico, torna-se pertinente abordar de uma forma mais pormenorizada alguns dos processos do referido ciclo, nomeadamente a intercepção, a evapotranspiração e a infiltração, tentando dar-se ênfase à relação da vegetação com os mesmos e conseqüentemente com o ciclo hidrológico.

A **intercepção** é segundo Lencastre e Franco (2006), a parcela de precipitação nas suas várias formas que é impedida de atingir o solo, sendo promovida pelas copas das árvores (folhas, ramos e troncos) ou pela manta morta vegetal, e que posteriormente retorna à atmosfera por evaporação, condicionando assim a precipitação que atinge o solo (precipitação eficaz). Apesar de se ter associado a intercepção a uma “perda” de água para a bacia hidrográfica, torna-se importante salientar que em alguns casos esta pode representar um ganho, nomeadamente em zonas costeiras, em que as minúsculas gotículas que constituem o nevoeiro são interceptadas, escoando parte dessa água para o solo (Pike, 2003).

A quantidade de água interceptada pela vegetação depende não só das características da precipitação, mas também de factores como o tipo e densidade do coberto vegetal, estágio de desenvolvimento vegetativo, tamanho e forma das plantas, assim como das suas folhas (Ritter, 2006). A salientar a importância do tipo de espécie (folhosa ou resinosa) e respectivas folhagens, na interceptação pela cobertura florestal, destaca-se uma das conclusões de uma síntese de diversos resultados experimentais referentes à medição de uma série de parâmetros em florestas de folhosas e resinosas citado em Lencastre e Franco (2006), expondo que as florestas de resinosas interceptam mais água que as de folhosas, devendo-se tal situação ao facto de as primeiras possuírem folhagem persistente, em contraste com as segundas, e de a superfície de retenção nas agulhas das resinosas ser maior do que nas folhas largas das folhosas. Em Oliveira (2004) é também apresentada uma compilação de diversos valores de interceptação encontrados na literatura, para diferentes espécies vegetais.

A **evapotranspiração** é o termo utilizado para designar a perda de água através dos processos de transpiração e evaporação uma vez que, ao se estudar o balanço hídrico para uma dada bacia revestida por vegetação é praticamente impossível dissociar os dois processos (Linsley *et al.*, 1975; Lencastre e Franco, 2006). A transpiração refere-se à evaporação da água absorvida pelas plantas e por elas eliminada nos diferentes processos biológicos, na medida em que apenas parte da água absorvida do solo fica nos tecidos. Segundo Linsley *et al.* (1975), a transpiração constitui uma fase importante do ciclo hidrológico dado que, é o mecanismo mais importante através do qual a água que cai na superfície terrestre é devolvida à atmosfera.

Por sua vez, a evaporação é o processo de passagem da água do estado líquido ao estado gasoso, podendo ocorrer a partir de água presente na superfície do solo, nas massas de água (e.g. lagos e albufeiras), na superfície da vegetação, assim como durante o próprio processo de precipitação (Pike, 2003). O processo de evaporação é influenciado por diversos factores designadamente pela radiação solar (fonte de energia), diferença de tensão de vapor entre a camada vizinha da superfície de água e a atmosfera, pressão atmosférica, humidade e vento, entre outros (Linsley *et al.*, 1975; Lencastre e Franco, 2006).

O coberto vegetal em geral, e o florestal em particular, afectam de um modo directo as taxas de transpiração e evaporação, algumas propriedades do solo (e.g. teor em matéria orgânica e húmus), os padrões de acumulação de neve e o degelo, entre outros (Hetherington, 1987, citado por Pike, 2003), desempenhando portanto um papel

preponderante no ciclo hidrológico, na medida em que perturbações sobre a estrutura de tal tipo de coberto pode modificar os processos que controlam o balanço hídrico, tanto no espaço como no tempo. Tais perturbações podem ter diversas origens, não só por acção do fogo, mas também por acção de diversas actividades de índole económica como o desbaste florestal. Estas e outras perturbações podem levar ao incremento da radiação solar que atinge o solo (com consequentes repercussões sobre outros processos como a evaporação e o degelo), conduzindo também à redução das perdas decorrentes dos processos de evapotranspiração e intercepção (e.g. através da eliminação das copas das árvores e/ou eliminação da cobertura herbácea ou arvense), acompanhadas pelo aumento da humidade do solo e consequentemente por uma diminuição da capacidade de armazenamento de água na matriz do solo, resultando numa maior quantidade de escoamento à superfície (Winkler, 1999, citado por Pike, 2003), ou no aumento da recarga de águas subterrâneas.

Após a água resultante da precipitação atingir a superfície, parte da água sofre **infiltração** para o solo por influência da gravidade e do potencial capilar. Durante uma chuvada, a capacidade de infiltração do solo vai diminuindo com a água que o solo vai absorvendo; a partir de certa altura, se a capacidade de infiltração é menor que a intensidade da precipitação, o solo já não infiltra toda a água e gera-se escoamento superficial directo. A infiltração é controlada pela textura do solo, assim como pela sua estrutura, teor de humidade e vegetação existente (Ritter, 2006). Altas taxas de infiltração podem ocorrer quando o solo está seco, provocando o humedecimento um forte efeito de capilaridade facilitando a infiltração, sendo que à medida que a espessura da camada saturada vai aumentando, reduz-se a infiltração. Por sua vez, os solos secos, apresentam muitas vezes partículas finas à superfície, sendo estas carreadas para o interior do solo, colmatando muitas vezes os poros (especialmente em solos de textura fina) resultando na redução da taxa de infiltração e consequentemente no incremento do escoamento superficial (Lencastre e Franco, 2006).

A compactação do solo é também um factor que condiciona a infiltração, podendo esta decorrer de acções humanas (e.g. tráfego pedestre e de veículos) e de acções naturais, como a própria chuva. A chuva, devido à energia cinética que lhe é conferida por acção da gravidade, poderá ter capacidade para destruir os agregados estruturais do solo, originando uma crosta superficial, minimizando a infiltração, dependendo este facto da textura do solo, apresentando mais relevo em solos argilosos do que nos arenosos (que não são muito afectados). É de salientar também que em climas frios verifica-se a possibilidade de a infiltração ser minimizada por aspectos de índole meteorológica, nomeadamente a

ocorrência de gelo à superfície do terreno e penetração da geada, reduzindo-se deste modo a capacidade de infiltração.

Disposto isto, verifica-se relativamente à infiltração, que o coberto vegetal é importante para a manutenção de melhores condições de infiltração da água no solo, reduzindo a energia cinética da precipitação (por acção das copas, assim como da folhada existente à superfície) e consequentemente evitando a desestabilização dos agregados, compactação e colmatação do solo. O coberto vegetal impõe-se ainda como obstáculo ao escoamento directo, minimizando a sua velocidade. As suas raízes facilitam também a infiltração, tanto através da descompactação do solo, como pela criação de canais para o seu interior, que para além de facilitarem o acesso à água, permitem o arejamento do solo, sustentando a existência de uma microfauna diversificada que, por sua vez, influencia também a estabilidade estrutural do solo e consequentemente a infiltração (Lencastre e Franco, 2006; Ritter, 2006).

Em suma, verifica-se que existe uma influência mútua entre o ciclo hidrológico e o coberto vegetal existente em determinada bacia, sendo que qualquer perturbação neste poderá conduzir a alterações no regime hidrológico dessa mesma bacia, com resultados variados no espaço e no tempo, na medida em que as características da vegetação influenciam não só cada um dos processos do ciclo, mas também algumas características físicas da bacia que podem, por sua vez, influenciar também o ciclo hidrológico (e.g. solo), tornando assim o sistema para além de dinâmico, complexo, devido às múltiplas interacções que podem ocorrer em diversos sentidos.

### **2.3.2 A resposta do ciclo hidrológico ao fogo: o escoamento superficial, escoamento directo e o caudal de ponta**

#### **2.3.2.1 Introdução**

Como referido anteriormente o fogo tem sido um factor de perturbação com grande relevância para a região mediterrânica, nomeadamente para o nosso País, que tem apresentado nas últimas décadas uma tendência no crescimento das áreas ardidas, decorrentes da sua acção. Esta situação é conducente a diversos factores negativos sobre o ambiente, nomeadamente é fonte de diversas interacções directas e indirectas com os processos inerentes ao ciclo hidrológico, e que consequentemente o influenciam tanto do ponto de vista qualitativo como quantitativo.

De um modo geral, é apontado na literatura como impacto expectável dos fogos sobre os recursos hídricos, a criação de condições agravadas de impermeabilização, diminuição da capacidade de interceptação e evapotranspiração, conducentes ao aumento do escoamento superficial (Helvey, 1972; Albin, 1979; Helvey, 1980; Schindler *et al.*, 1980; Stottleyer, 1987; Mayor *et al.*, 2006). Esses impactos, em termos de hidrograma de escoamento superficial fazem-se reflectir através da existência de ramos ascendentes progressivamente mais declivosos e de maior magnitude, acompanhados pela diminuição do tempo base, ou seja, verifica-se um aumento do caudal associado aos picos de cheia, dando-se estes mais rapidamente (Brown, 1972).

Este comportamento resulta dos efeitos do fogo sobre diversos factores e/ou variáveis, destacando-se o efeito dos fogos sobre o coberto vegetal, sobre as propriedades do solo (e.g. hidrofobicidade, porosidade, estrutura, textura, entre outros) e sobre os processos de erosão (e.g. erosão superficial, deslizamentos, erosão dos canais) (Klock e Helvey, 1976; White, 1996, citados por Gresswell, 1999), e que podem resultar por exemplo na alteração tanto da morfologia dos canais de escoamento, assim como na composição e concentração dos sedimentos e ainda no arrastamento e distribuição de grandes quantidades de detritos lenhosos (Van Sickle e Gregory, 1990; Young, 1994; McIntyre e Minshall, 1996, citados por Gresswell, 1999). Não obstante, será de relembrar que tais efeitos estão relacionados com a dimensão e severidade do fogo, sendo também condicionados pela geologia, topografia, dimensão da bacia hidrográfica e do regime e quantidade de precipitação que ocorre no período pós-fogo (Swanson, 1981; Meyer *et al.*, 1992; Meyer *et al.*, 1995, citados por Gresswell, 1999).

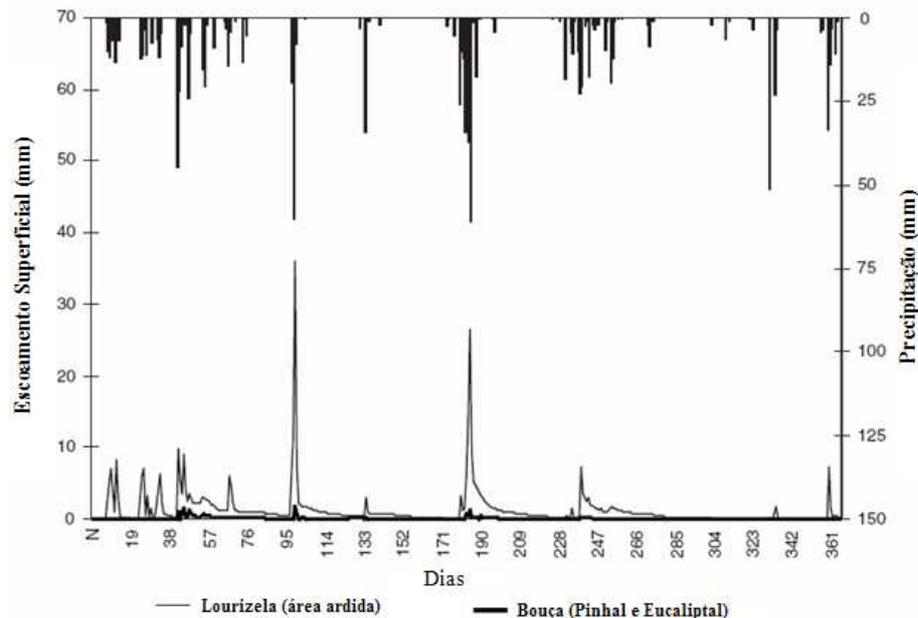
De modo a se avaliar a dinâmica de resposta dos diferentes ecossistemas que interagem com o ciclo hidrológico influenciando o seu comportamento, é necessária uma análise relativamente ampla em termos espaciais e temporais, nomeadamente quando a região apresenta uma grande heterogeneidade, como é o caso da região do Mediterrâneo, designadamente no que respeita ao padrão de precipitação (Mayor *et al.*, 2006). Apesar da existência de inúmeros estudos que abordam o fogo e seus efeitos sob o ponto de vista hidrológico, em termos de escala espacial, a resposta hidrológica ao fogo ao nível de bacia hidrográfica tem recebido uma menor atenção comparativamente a análises a uma escala menor (e.g. talhões, vertente, entre outros), sendo apontadas como razões para esta situação a necessidade de mais meios logísticos, maiores períodos de recuperação a esta escala, a maior heterogeneidade dos factores ambientais como a geologia, topografia, vegetação e solos, assim como a extensão do fogo face à extensão da bacia (quando a área

da bacia é muito superior à área ardida poderá ocorrer um amortecimento dos impactes decorrentes do fogo ou estes serem mascarados ocorrendo de um modo quase que imperceptível), severidade e seu regime (Miller *et al.*, 2003; Mayor *et al.*, 2006).

O incremento na actividade hidrológica e geomorfológica tende a ocorrer durante um determinado período de tempo que se designa por janela de perturbação (*window of disturbance*) e que diz respeito ao período durante o qual se verifica um comportamento divergente das diferentes variáveis relativamente ao seu comportamento “natural”, e que começa imediatamente a seguir ao incêndio (Prosser e Williams, 1998). Este período varia consoante a localização e pode durar desde um mês a anos ou décadas (Brown, 1972; Morris e Moses, 1987; Prosser, 1990; Debanó *et al.*, 1996; Shakesby, 2000; citados por Shakesby e Doerr, 2006), levando nas áreas ardidas à modificação das condições hidrológicas através da alteração da infiltração, do escoamento directo, da descarga e do caudal de ponta, variando essas condições em função da escala temporal considerada, sendo de salientar que em muitos casos, os estudos das condições hidrológicas após o incêndio são conduzidos apenas num período curto de tempo (1-3 anos), limitando a avaliação da longevidade dos impactes decorrentes da acção do fogo (Mayor *et al.*, 2006). No Anexo III apresentam-se algumas alterações físicas apontadas à acção do fogo, para diferentes escalas espaciais e temporais de análise.

### **2.3.2.2 Escoamento superficial**

Relativamente ao comportamento do **escoamento superficial** de uma determinada bacia, devido à quantidade de variáveis envolvidas na interacção que se estabelece entre o efeito dos fogos e o ciclo hidrológico, o período de análise, assim como a consideração de diferentes metodologias para determinar o mesmo, constata-se na literatura uma vasta gama de resultados distintos em termos de magnitude. Este comportamento é expectável se tiver em consideração os aspectos mencionados anteriormente, contudo conducentes ao aumento do escoamento superficial (Figura 4) como havia sido já adiantado, sendo de salientar que a diferença entre os escoamentos superficiais na situação anterior e posterior ao incêndio, tende a ser mais marcada em regiões húmidas e com elevadas taxas de evapotranspiração (Anderson *et al.*, 1976\_25; Robichaud *et al.*, 2000; citado por Shakesby e Doerr, 2006).



Fonte: Ferreira *et al.* (2005)

**Figura 4** – Resposta do escoamento superficial para uma área de pinhal ardida (Lourizela) e outra não ardida (Bouça), localizados no Centro de Portugal, durante o período de um ano após o fogo, verificando-se um maior escoamento para a área ardida.

Esta tendência é exemplificada através de diversos estudos, como o de Campbell *et al.* (1977), citado por Shakesby e Doerr, (2006), através do qual os autores verificaram que o escoamento de uma pequena área de pinhal severamente ardida (8 ha) era oito vezes superior a uma área de controlo não ardida (17,7 ha), tendo em consideração a precipitação do primeiro Outono a seguir à ocorrência de fogo. Também Helvey (1980), constatou um aumento no escoamento superficial, na ordem dos 42% no primeiro ano após o fogo numa área de pinhal.

Em Batalla (2001), é efectuada referência a alguns estudos, maioritariamente para as regiões de clima mediterrânico, nos quais são apontadas alterações no escoamento superficial, devido à ocorrência de fogos, variando os resultados desde 11% (Anderson *et al.*, 1976) até 300% (Nasseri, 1988) em bacias hidrográficas de maior dimensão, a 800% em pequenas bacias (Campbell *et al.*, 1977) e até 50000% em pequenos talhões (Inbar *et al.*, 1998), evidenciando estes resultados a influência da escala espacial de análise nos resultados obtidos. Também em Ferreira *et al.* (2005) é apontado para o escoamento superficial de uma área ardida, um valor de 48% relativamente à precipitação ocorrida, contra 15,5% e 3,2% para uma área não ardida de mato e pinhal evoluído, respectivamente.

A contrastar com os resultados até agora apresentados é de salientar que apesar do aumento do escoamento superficial, nem sempre este atinge uma grande magnitude de variação, aquando da comparação entre uma área ardida e não ardida e/ou tendo em

consideração um período anterior e ulterior ao fogo. Os estudos realizados por Scott (1997) e por Whilst Scott (1997), citados por Shakesby e Doerr (2006), são exemplos de tal facto, em que o primeiro revela apenas um incremento de 12% no escoamento superficial, após um incêndio numa área de pinhal localizada na África do Sul, e o segundo caso aponta apenas uma diferença mínima no escoamento superficial.

### **2.3.2.3 Escoamento directo**

Uma das componentes do escoamento superficial, o **escoamento directo**, é também analisada de um modo particular em diversos estudos, com o objectivo de determinar os efeitos decorrentes do fogo na resposta hidrológica das áreas afectadas. Shakesby e Doerr (2006) referem que o escoamento directo pode ocorrer devido à saturação do meio subterrâneo até à superfície e/ou devido à taxa de infiltração ser inferior à taxa de precipitação. Esta última situação pode decorrer devido ao desaparecimento de obstáculos (e.g. vegetação e folhada), que se opõem ao desenvolvimento do escoamento directo através da atenuação da energia da lâmina de água, assim como devido à formação de uma camada repelente na superfície do solo que reduz a capacidade de infiltração (Ferreira *et al.*, 2005), sendo estes efeitos e outros abordados mais adiante no presente trabalho.

Exemplo de um estudo que aborda particularmente o efeito do fogo sobre o escoamento directo é o realizado por Mayor *et al.* (2006). Neste estudo procedeu-se à análise da resposta hidrológica ao fogo, através da monitorização do escoamento e de sedimentos por um período de sete anos após a sua ocorrência, verificando-se um aumento do escoamento directo anual nos primeiros 3 anos, diminuindo a magnitude de tal perturbação progressivamente. Contudo, ao quinto ano ainda eram notáveis as diferenças no escoamento entre a área de estudo ardida e a de controlo, sendo mínimas ao sétimo ano. A diferença do escoamento directo no período de estudo entre a bacia ardida e a de controlo foi de 35 mm e 0,03 mm, respectivamente. Outro aspecto interessante que menciona o referido estudo, foi o número de ocasiões em que se verificou a existência de escoamento à superfície, tendo-se registado 31 eventos no caso da área ardida contra apenas 13 no caso da área de controlo (não ardida).

Ferreira *et al.* (2005), abordam também o efeito do fogo sobre o escoamento directo, fazendo esta análise a diferentes escalas e utilizando diferentes abordagens (e.g. considerando diferentes classes de severidade do fogo), mais concretamente analisaram o efeito do fogo a uma “micro-escala” (área ardida com 0,24 m<sup>2</sup>), utilizando para o efeito um

simulador de precipitação de acordo com Cerdá *et al.* (1997), com períodos de simulação a variar entre 45 min e 1 h, tendo-se efectuado a medição do escoamento directo e do teor de humidade no solo a cada minuto de simulação. Outra escala de análise foi também utilizada, tendo-se considerado talhões de 8x2 m, tendo-se contabilizado o escoamento directo através da sua captação em “tanques de armazenamento”, assim como se procedeu à análise do escoamento superficial a uma escala ainda mais ampla, considerando uma área ardida de floresta (<1,2 km<sup>2</sup>). Através deste estudo os autores constataram que o fogo induz um aumento no escoamento directo para as diferentes escalas consideradas, variando a magnitude de tal alteração mediante a severidade de fogo considerada, como é possível constatar através da Tabela 3.

**Tabela 3** – Valores de escoamento directo e escoamento superficial para áreas ardidas, sobre diferentes características de fogo e para áreas não ardidas compostas por pinhal e matos, segundo a escala de análise.

		Área não Ardida		Fogo Controlado		Fogo Selvagem	
		Pinhal	“Mato”	Cadafaz	Gestosa	Caratão	Senhor da Serra
Escoamento directo	Micro-escala (0,24 m <sup>2</sup> ) (% precipitação)	5,5	<1	14,4	23,2	65,1	54,9
	Talhão (16m <sup>2</sup> ) (% precipitação)	0,09	0,05	0,08		11,6	
Escoamento superficial	Bacia (% precipitação)	1,5	15,5	-		48,5	

Fonte: Ferreira *et al.* (2005)

Para além destes dois estudos, são também referidos alguns resultados relativos ao escoamento directo, parte deles mencionados em alguma da literatura supracitada, como o de Prosser (1990), citado por Shakesby e Doerr (2006), o qual constatou um valor superior para o escoamento directo em áreas florestais dominadas por eucalipto e recentemente ardidas, comparativamente a áreas não ardidas e possuidoras de semelhante coberto vegetal, indicando um aumento na ordem de 1,5-3 vezes mais, atribuindo como causa principal de tal acontecimento à hidrofobia criada à superfície do solo, decorrente do fogo. Maior divergência é apontada por Soler *et al.* (1994), aquando da análise do escoamento directo em talhões localizados em zonas de declive de 27-29°, correspondentes a florestas de carvalho localizadas na região da Catalunha, para os quais se verificou durante um período de 18 meses, um maior escoamento directo face à área de controlo, na ordem de 14,6 vezes, devido à ocorrência de fogo considerado de média severidade.

Tendo em consideração o efeito da severidade, Vega e Díaz-Fierros (1987), reportaram que após um fogo de alta severidade em uma floresta de *Pinus pinaster*, o

coeficiente de escoamento directo foi no primeiro ano após o fogo, 21 vezes superior ao da área de controlo, sendo que o valor para regiões de fogo moderado foi de 11.

Apesar de os exemplos citados levarem a considerar que uma maior severidade conduz à ocorrência de um maior volume de escoamento superficial e/ou à sua ocorrência face a um menor valor de precipitação, convém salientar todavia, que nem sempre existe um efeito claro entre a resposta do escoamento directo e a severidade. Esta situação é evidenciada por Benavides e MacDonald (2001), que encontraram apenas uma diferença ligeira para o escoamento directo entre uma área sujeita a um fogo severo e outra sujeita a um fogo de severidade moderada, verificando simultaneamente que não existia diferença entre o escoamento de áreas afectadas por um fogo moderado e um fogo de baixa severidade, tendo também sido obtidos resultados semelhantes por Soto *et al.* (1994).

Ainda com respeito ao escoamento directo é de mencionar a referência por parte de alguns autores, o facto de terem evidenciado que a ocorrência dos maiores coeficientes de escoamento, tem lugar após períodos secos em detrimento dos períodos húmidos, comportamento este comumente atribuído ao incremento ou ao desenvolvimento da repelência da água por parte do solo (Walsh *et al.*, 1994; Soto e Díaz-Fierros, 1998). De um modo geral pensa-se que este incremento reflecte um escoamento directo hortoniano, contrariamente à situação de ocorrência de escoamento directo resultante da saturação do meio subterrâneo (Soto e Díaz-Fierros, 1998; Doerr *et al.*, 2000), embora ambos possam ocorrer simultaneamente, nomeadamente aquando da presença de uma camada repelente de água (presente à superfície ou ligeiramente abaixo desta), cuja distribuição é espacialmente heterogénea, permitindo a presença de locais hidrofílicos que permitem a molhabilidade do solo (Doerr *et al.*, 2000; Shakesby e Doerr, 2006).

Apesar da atenção dada à formação de condições hidrofóbicas no solo como potenciador da ocorrência de escoamento directo, não se pode esquecer também outros efeitos do fogo, como a remoção do coberto vegetal e da folhada, compactação pela chuva, colmatação dos poros por partes dos elementos finos, entre outros, e que são também importantes para a intensificação do escoamento directo, como referido nos estudos de White e Wells (1982), Imeson *et al.* (1992), Shakesby *et al.* (1996), entre outros.

#### **2.3.2.4 Caudal de ponta**

Tendo sido referidos alguns resultados que ilustram o impacte que os fogos detêm no ciclo hidrológico, tanto sobre o escoamento superficial e em particular sobre o escoamento

directo, é também de mencionar alguns resultados no que toca ao **caudal de ponta ou caudal instantâneo máximo**. O caudal de ponta, após um incêndio em determinada área, tende a ter uma resposta hidrológica mais sensível aos seus efeitos do que o escoamento total (Moody e Martin, 2001a, citado por Shakesby e Doerr, 2006). Por causa dos seus potenciais efeitos nefastos (e.g. rápida subida do nível das águas, instabilidade e degradação dos canais, entre outros), tem recebido uma atenção especial no que respeita às alterações hidrológicas por acção do fogo, estando associado a este também o potencial de aumentar os caudais de cheia para além da gama de variabilidade observada nas bacias em que o seu coberto vegetal não é origem deste tipo de perturbação (Neary *et al.*, 2003).

Nas áreas ardidas e após a ocorrência de uma tempestade, a magnitude é geralmente maior e o tempo de resposta menor do que para uma área não ardida, com o aumento do caudal de ponta a ser mais pronunciado nas situações em que ocorre um grande volume de precipitação num curto período de tempo ou quando ocorrem pequenos volumes de precipitação sobre áreas declivosas e severamente ardidas, especialmente em solos delgados e com características hidrofóbicas (Neary *et al.*, 2003). No que concerne à severidade e segundo a mesma fonte, se por um lado os fogos de severidade considerável levam ao incremento do caudal de ponta, decorrente da impermeabilização do terreno, por sua vez os fogos prescritos pouco severos têm um baixo impacto ou nenhum sobre o caudal de ponta, na medida em que não alteram as características da bacia de um modo generalizado. Campbell *et al.* (1977), constataram que um fogo de severidade moderada levava ao incremento da resposta do caudal de ponta em cerca de 23 vezes, enquanto que um fogo de severidade elevada incrementava o referido caudal em cerca de 200 vezes, relativamente a áreas não perturbadas.

À semelhança do efectuado anteriormente, destacam-se algumas constatações referidas em alguns estudos, relativamente à alteração do caudal de ponta após a ocorrência de incêndio. Um desses exemplos é a referência por parte de Neary *et al.* (2003), relativamente a um aumento do caudal de ponta na ordem de 5 vezes, em áreas recentemente ardidas comparativamente com as áreas adjacentes, após uma precipitação na ordem dos 213 e 235 mm/h e por um período de 5 minutos. Em 1933, os incêndios que lavraram no estado de Oregon (Estados Unidos da América), levaram durante o primeiro ano após a ocorrência, ao incremento do caudal instantâneo anual em cerca de 45%, nas bacias do rio Trask (370 km<sup>2</sup>) e do rio Wilson (412 km<sup>2</sup>) comparativamente a uma bacia adjacente (518 km<sup>2</sup>) que também foi sujeita aos incêndios, mas de um modo ligeiro (Shakesby e Doerr, 2006). Alterações mais significativas são apontadas por López e

Batalla (2001), citados por Batalla (2001), indicando uma alteração na ordem de 120%, mediante idênticas condições de precipitação, seis meses após um fogo ocorrido na bacia de Arbúcies, localizada no Nordeste de Espanha.

Segundo Neary *et al.* (2003) os caudais de ponta, podem aumentar ou decrescer aquando da ocorrência de perturbações sobre o ciclo hidrológico, dependendo esta tendência da localização, do regime de precipitação e da estação do ano. Realçando a questão da estação do ano, verifica-se que a magnitude de alteração dos caudais de ponta por influência do fogo diferem entre o Verão e o Inverno. Por exemplo, Robichaud *et al.* (2000), citado por (Shakesby e Doerr, 2006), verificaram numa área ardida do Arizona, que durante o período de Verão os caudais de ponta sofriam um aumento de 5 a 15 vezes, não se verificando alterações relativamente a esses caudais durante o período de Inverno, sendo apontadas como causas prováveis a ocorrência de precipitação menos intensa associada a um efeito repelente menos expressivo neste período. Por outro lado, em locais em que o degelo está presente, é expectável à partida um aumento dos caudais de ponta nos meses de Primavera; contudo nestas regiões, a ocorrência de áreas ardidadas pode conduzir à diminuição dos caudais de ponta na ordem dos 50%, como notou Anderson *et al.* (1976).

No que respeita ao período de tempo para que as condições “originais” do comportamento do caudal de ponta sejam repostas após a ocorrência de fogo, a literatura é bastante abrangente, factor este compreensível se tivermos em consideração o número de variáveis envolvidas, sendo típico o declínio da magnitude do caudal de ponta com o decorrer do tempo. Moody e Martin (2001a), citados por Shakesby e Doerr (2006), constatarem um declínio do caudal de ponta passados 3 anos da ocorrência de fogo numa área de 27 km<sup>2</sup>. Por sua vez Brown (1972), refere que passados 4-5 anos após uma determinada área ter ardido, os caudais de ponta que resultaram dessa perturbação continuam presentes, contudo a sua magnitude não é tão acentuada. Shakesby e Doerr (2006), citam também a diminuição do caudal de ponta de 6,6 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> decorrente de 30 mm de precipitação para 0,11 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup>, passados 4 anos. Apesar de nos exemplos dados os períodos temporais serem baixos, podem ser necessárias décadas para o restabelecimento das condições anteriores ao fogo, nomeadamente devido ao período necessário para o repovoamento das espécies vegetais e do restabelecimento das propriedades do solo (Robichaud *et al.*, 2000, citado por Shakesby e Doerr, 2006).

### **2.3.2.5 Considerações várias**

Em suma verifica-se que os efeitos do fogo sobre o ciclo hidrológico são função de diversas variáveis, referentes tanto às características do fogo como da bacia ou área em questão, variando estas tanto no espaço como no tempo, tornando complexa a análise particular das diversas interações que podem ocorrer. Os efeitos do fogo sobre o ciclo hidrológico decorrem de um modo indirecto, incidindo sobre as propriedades do solo e do coberto vegetal, que por sua vez se repercutem no ciclo hidrológico. Não obstante, é de mencionar o facto de que no decorrer de estudos que visem aferir a existência de alterações do regime hídrico por acção do fogo e sua quantificação, deve-se procurar também identificar nesse período a ocorrência de actividades de índole antropogénica que poderão ter efeitos sob o ciclo hidrológico, exacerbando os efeitos do fogo e enviesando deste modo possíveis resultados. Exemplos destas actividades são o desbaste da vegetação remanescente, assim como da construção de estradas ou caminhos, que por vezes têm maiores efeitos sobre alguns processos do que o fogo em si como relatam Gresswell (1999) e Pike (2003).

### **2.3.3 O efeito do fogo sobre o solo e o coberto vegetal e sua implicação no comportamento hídrico**

Como referido anteriormente, as alterações do regime hidrológico devem-se à potencialidade que o fogo tem para alterar os elementos que o regem, salientando-se o conjunto de interações que o fogo estabelece com as componentes solos e o coberto vegetal e consequentemente com o regime hidrológico. A importância das referidas componentes tem vindo de certa maneira a ser salientada, tornando-se pertinente abordar de um modo mais detalhado algumas das transformações que o fogo é susceptível de causar, nomeadamente nas propriedades físico-químicas do solo e no desenvolvimento do seu carácter hidrofóbico, assim como nos processos erosivos e sobre o papel que a vegetação tem sobre estes, permitindo assim uma melhor compreensão da resposta hídrica aos efeitos do fogo, nomeadamente o comportamento da infiltração e do escoamento.

#### **2.3.3.1 Alteração das propriedades físico-químicas do solo**

Uma das consequências após a passagem do fogo é a alteração das propriedades físico-químicas do solo, decorrente da libertação de calor e cinzas, sendo por vezes na

prática, difícil de determinar a causa dos efeitos sobre as propriedades do solo, dado que os efeitos de ambos os factores são concomitantes. As características do solo são alteradas de um modo súbito aquando da passagem do fogo (através da onda de calor e deposição das cinzas), assim como de um modo retardado, em resultado da alteração físico-química do solo, da alteração do coberto vegetal e do espectro biológico, ditando a evolução futura do solo (EUFIRELAB, 2004), e conseqüentemente do comportamento do regime hidrológico, nomeadamente através de perturbações nas condições “naturais” de infiltração.

A extensão e o grau de alteração das propriedades do solo dependem, para além do tipo de solo, do calor libertado durante o fogo e do teor de humidade presente no solo. Dado que o calor se propaga no solo por condução térmica, a quantidade de calor transferido é proporcional à quantidade de água presente no solo, pelo que o aquecimento de um solo com um baixo teor de humidade comparativamente a um solo húmido, causa uma maior subida da temperatura à superfície, contudo uma menor penetração do calor em profundidade. Na região do Mediterrâneo, os fogos tendem a dar-se no período estival, altura em que os solos se apresentam mais secos, sendo expectável que neste período ocorram modificações mais significativas na camada superficial do solo, até uma profundidade de cerca de 2,5 cm (De Vries, 1975; Giovannini *et al.*, 1987; Giovannini e Luchesi, 1997, citados por EUFIRELAB, 2004).

A determinação dos limites de temperatura a que se dão determinadas modificações do solo por influência do fogo, derivam exclusivamente de ensaios controlados realizados em laboratório e através de situações de fogo controlado, na medida em que as temperaturas do solo raramente são medidas directamente, sendo normalmente inferidas com base em indicadores após o fogo (e.g. cor do solo), sendo por isso necessário extrapolar a partir dos dados experimentais (Shakesby e Doerr, 2006).

Com base em dados experimentais verifica-se que o aumento de temperatura provoca sobre o solo um aumento da sua densidade e um decréscimo da porosidade, em resultado da destruição da matéria orgânica e alteração da textura. Até cerca de 170°C, a temperatura tem um pequeno efeito na alteração da dimensão das partículas e sua distribuição. Contudo para valores superiores a 220°C a fracção arenosa do solo tende a aumentar rapidamente com a diminuição da fracção de limo e argila, sendo esta alteração mais evidente em solos cuja fracção inicial em argila seja mais elevada e as temperaturas sejam superiores a 460°C. Estas alterações são atribuídas à fusão das partículas com classe de textura argilosa (<0,002 mm) originando partículas arenosas (0,02-0,2 mm), provavelmente devido à calcinação em que o ferro e os aluminossilicatos estão envolvidos (EUFIRELAB, 2004).

De acordo com o disposto anteriormente verifica-se à superfície do solo e numa camada pouco profunda, uma alteração da sua porosidade por modificação da textura e da matéria orgânica, que se caracteriza pelo aumento dos macroporos (não capilares) e diminuição dos microporos (capilares) provocando conseqüentemente um aumento da permeabilidade facilitando os fenómenos de infiltração e a percolação da água, minimizando a escorrência nestas áreas (desprezando a ocorrência de outros fenómenos como por exemplo a hidrofobia) (Macedo e Sardinha, 1993).

A produção de cinzas decorrente da combustão da vegetação foi, para além da temperatura, referida como sendo também um factor conducente à alteração de algumas propriedades do solo. Imediatamente após o fogo, as cinzas estão presentes na fase sólida sobre o solo, havendo uma clara separação entre estas e o solo. A quantidade de cinzas depositadas depende do tipo e densidade da vegetação, do seu grau de combustão e dos fenómenos de transporte a que estão sujeitas, dependendo as propriedades das cinzas produzidas das condições de queima e da vegetação. No caso de combustão incompleta, as cinzas possuem uma cor mais escura, em resultado da existência de matéria orgânica e materiais carbonizados, enquanto que a combustão completa origina cinzas claras de cor cinzenta esbranquiçada e têm uma composição essencialmente mineral.

Segundo informação disposta na literatura verifica-se uma grande variabilidade na composição das cinzas, sendo apontadas variações do teor de azoto entre 0,03 % e 1,5%, variações de enxofre entre 0,03% a 3%, enquanto que para o potássio são mencionadas variações entre os 0,3 e 20%, sendo a maior gama apontada ao cálcio (2,5 a 25%). Generalizando, pode-se dizer que muitos dos constituintes orgânicos sofrem combustão e são dispersos pelo ar, enquanto que muitos dos catiões que estavam a si ligados, tornam-se solúveis e imediatamente disponíveis para as plantas, podendo persistir por um longo período de tempo, funcionando como uma reserva de nutrientes que melhoram a fertilidade do solo (EUFIRELAB, 2004).

Este facto é de extrema importância em termos de balanço hidrológico na medida em que a disponibilidade de nutrientes vai permitir o repovoamento pela comunidade vegetal das áreas ardidadas, variando esta em função do tipo e quantidade de nutrientes presentes nas cinzas, assim como das características de cada espécie (e.g. resistência ao fogo, capacidade de regeneração, taxa de crescimento, entre outros), permitindo o restabelecimento das condições hidrológicas ao período antecedente ao fogo num menor espaço de tempo ou à atenuação da perturbação causada.

Outro aspecto relativo às cinzas é o seu potencial para incrementar o pH do solo (depende do seu poder tampão), em resultado da sua lixiviação. As soluções alcalinas assim formadas afectam a solubilização da matéria orgânica promovendo a agregação de partículas minerais, influenciando a estrutura do solo, tornando-a mais estável. Por outro lado, a lixiviação de cinzas para o solo conduz também ao incremento de cargas eléctricas na sua matriz, promovendo a floculação das partículas de argila, sendo este fenómeno mais importante na subsuperfície. Experimentalmente, verificou-se que um tempo de contacto entre a solução de cinzas lixiviadas e as partículas de argila, conduzem após 30 horas, ao aumento do teor em limo (silte) de 30%, e após 78 horas o referido incremento é na ordem dos 78%, não se registando alterações na fracção relativa às partículas arenosas, influenciando deste modo a permeabilidade e também os processos erosivos (EUFIRELAB, 2004). Os referidos processos, a par com a possibilidade de colmatção dos poros do solo por parte das partículas de cinza (diminuição da infiltração), podem condicionar alguns dos processos hidrológicos, podendo alguns dos referidos factores operar em sentidos opostos, pelo que o comportamento hídrico global vai variar em função da extensão com que cada um deles ocorre.

### **2.3.3.2 O carácter hidrofóbico dos solos**

Uma das alterações hidrológicas mais frequentemente citada na literatura e relacionada com os solos é o seu humedecimento (da expressão anglo-saxónica *wettability*), traduzindo-se esta pela maior ou menor capacidade que o solo tem de repelir a água em determinado local. Esta é conferida pela formação de uma camada hidrofóbica constituída por compostos orgânicos (Letey, 2001), tendo repercussões no crescimento das plantas (York, 1993), na hidrologia superficial e subterrânea (e.g. redução da infiltração, aumento do escoamento superficial directo, desenvolvimento de canais preferenciais) e na aceleração dos processos erosivos (Imeson *et al.*, 1992).

A repelência da água é um conceito relativo, na medida em que na realidade nenhuma superfície exerce uma força repelente sobre um líquido, existindo sempre alguma atracção entre o líquido e o sólido, não existindo na prática uma superfície totalmente hidrofóbica. A afinidade ou repelência entre a água e as superfícies sólidas resulta do estabelecimento de mútuas forças atractivas (adesão) e da atracção entre as moléculas de água (coesão), havendo difusão da água no solo quando as forças de adesão são superiores às de coesão da água, ou seja quando atingem um valor superior à tensão superficial da

água, sendo o seu valor de  $72,75 \times 10^{-3}$  N/m a 20°C, resultando nestas zonas superfícies de carácter hidrofílico. Dado que os principais minerais do solo apresentam valores de energia superiores ao valor apresentado, estes são geralmente hidrofílicos. Contudo quando existe a presença de compostos orgânicos como as ceras e/ou diversos polímeros, estes podem levar à criação de condições hidrofóbicas (Tschapek, 1984). Segundo Zisman (1964), do ponto de vista teórico uma única camada de moléculas hidrofóbicas pode tornar as partículas hidrofílicas em superfícies repelentes da água; contudo tais compostos tendem a ser adsorvidos com a formação de pequenos glóbulos e não com a formação de uma monocamada uniforme, pelo que a quantidade necessária para tornar todas as partículas hidrofóbicas pode equivaler à de diversas monocamadas.

Para além da formação do revestimento hidrofóbico acima mencionado, o carácter repelente do solo pode ser também devido à presença de matéria hidrofóbica nos interstícios da matriz do solo, dado que a presença de tais compostos nos poros diminui o humedecimento do material compósito. De modo a demonstrar este facto experimentalmente, McGhie e Posner (1981), citados por Doerr *et al.* (2000), induziram um grau severo de hidrofobia em areias hidrofílicas, através da adição de pequenas quantidades de matéria orgânica (2-5% em termos de massa). Todavia, para a areia moderadamente hidrofóbica em condições naturais, tem sido sugerido que este carácter se deve à presença de partículas hidrofóbicas na matriz. Contudo para condições mais severas, já é apontado como causa de tal resultado o revestimento hidrofóbico das partículas.

Dado que os solos não exibem todos o mesmo grau de repelência da água e de modo a se criar uma base comparativa das diferentes investigações científicas, foram desenvolvidos procedimentos para a quantificação da repelência da água, sendo de destacar os dois métodos mais comuns (Letey, 2001): o teste *Water Drop Penetration Time* (WDPT); e o teste *Molarity of an Ethanol Droplet* (MED).

O teste WDPT determina o tempo que uma gota de água demora a penetrar no solo, ou seja, determina o tempo durante o qual a repelência persiste na área de contacto com a referida gota, sendo este método extensivamente usado na caracterização da hidrofobicidade dos solos. O tempo de penetração pode variar entre uma penetração instantânea e diversas horas (maior repelência), levando à existência de diversas classes com o intuito de relacionar o valor de WDPT com os níveis de hidrofobicidade (Tabela 4). Apesar de constituir uma classificação essencialmente arbitrária, a classificação dos tempos de penetração obtidos permitem sumariar e comparar diferentes níveis de

repelência (Doerr, 1998). Contudo em muitos casos, a percepção do que constitui uma baixa e uma alta repelência tornam a comparação impraticável entre diferentes estudos, contrariando um dos objectivos dos referidos testes, como é também possível constatar na referida tabela.

**Tabela 4** – Limites de tempo WDPT (em segundos) usados por diversos autores para classificar os solos em diferentes classes de severidade de repelência.

Classificação do solo	Adams <i>et al.</i> (1969)	Bisdorn <i>et al.</i> (1993)	Doerr <i>et al.</i> (1996)	Ma'shum e Farmer (1985)	McGhie e Posner (1981)	Roberts e Carbon (1971)
Hidrofílico	<10	<5	<60	<1	<60	<1
Ligeiramente hidrofóbico	10 – 60	5 – 60	-	-	-	1 – 10
Fortemente hidrofóbico	-	60 – 600	-	-	-	10 – 60
Severamente hidrofóbico	>60	600 – 3600	-	-	-	>60
Extremamente hidrofóbico	-	>3600	>3600	-	-	-

Fonte: Doerr (1998)

Por sua vez, o teste MED é utilizado com base no conhecimento da tensão de superfície de soluções standardizadas de etanol em água. Gotas dessas diluições são aplicadas sobre uma superfície de solo e o comportamento da sua infiltração é observado. As gotas com tensão superficial superior à do solo permanecem à superfície por um determinado período de tempo, sendo que as que possuem uma tensão inferior são infiltradas instantaneamente. A aplicação de gotas com valores de tensões superficiais crescentes (menores concentrações de etanol) até que uma das gotas aplicadas resista à infiltração, permite a classificação do solo numa categoria de tensão superficial compreendida entre duas concentrações de etanol, estando associado a um maior grau de repelência uma maior percentagem de etanol (Doerr, 1998). O tempo durante o qual se verifica se cada uma das gotas aplicadas sofre infiltração ou não varia consoante os autores sendo apontados na literatura valores de 3, 5 e 10 segundos (Crockford *et al.*, 1991; King, 1981; Harper e Gilkes, 1994, citados por Doerr, 1998) Em termos práticos, resultados de MED superiores a 20% estão associados a solos classificados como extremamente hidrofóbicos Doerr *et al.* (2000).

Como vem a ser referido, a repelência resulta de diversos compostos orgânicos, que podem resultar tanto de factores biológicos como não biológicos. Dentro dos biológicos tais substâncias (Tabela 5) podem resultar da vegetação, assim como da actividade biológica desenvolvida pelos microrganismos presentes no solo. Com base em diversos

estudos, tem-se verificado que a ocorrência do comportamento repelente à água, por parte do solo, se encontra muitas vezes associado a determinados tipos de vegetação, sendo de salientar que não se pode assumir que tais espécies induzam sempre um carácter hidrofóbico em condições naturais. Essa condição resulta não só da produção de tais substâncias pela via metabólica das plantas (e.g. actividade das raízes), mas também devido à decomposição da matéria vegetal (Reeder e Juergensen, 1979; McGhie e Posner, 1981, citados por Doerr *et al.*, 2000). As plantas comumente associadas à repelência da água são as que possuem folhagem persistente, particularmente árvores com uma quantidade considerável de resinas, ceras ou óleos aromáticos, como o caso do pinheiro e eucalipto. Para além destas, o carácter hidrofóbico foi também verificado em espécies arbustivas, de pastoreio e de cultivo (Anexo IV).

**Tabela 5** – Substâncias hidrofóbicas naturais e respectivas origens

<b>Substância</b>	<b>Fonte(s)</b>
<i>n</i> -alcanos	Bactérias, fungos, algas e plantas superiores
Olefinas	Bactérias, fungos, algas e plantas superiores
Terpenóides	Presente em ceras de muitas plantas
monocetonas	Bactérias e plantas superiores
$\beta$ -dicetonas	Plantas superiores (e.g. eucalipto)
Poliésteres de ácidos gordos	Plantas superiores (e.g. pinheiro)

Fonte: Doerr *et al.* (2000)

A hidrofobia manifestada por um determinado solo pode também decorrer, como referido anteriormente, por acção de fungos e diversos microrganismos, que podem estar por sua vez associados a diversos tipos de vegetação. Exemplos de tais organismos são o *Penicillium nigricans* e o *Aspergillus sydowi* (Jex *et al.*, 1985). Em termos de efeitos, estes são resultantes em função da espécie considerada, com algumas das espécies a serem responsáveis pela indução do carácter hidrofóbico e outras pela sua minimização, em locais onde se verifique a existência de materiais/substâncias hidrofóbicas, apesar de alguns dos efeitos relatados para algumas espécies não serem consistentes. Se se tiver em consideração que os microrganismos são capazes de incorporar uma grande quantidade de biomassa no solo, comparativamente com o *input* de material orgânico por partes das plantas, a produção de compostos hidrofóbicos e o seu papel no estabelecimento de condições que fomentem as características hidrofóbicas do solo, podem também ser significativas (Doerr *et al.*, 2000).

Como referido anteriormente o carácter repelente ou hidrofóbico do solo pode ser causado também por factores não biológicos, como o caso da ocorrência de fogo. Apesar de poder ser uma característica presente em solos não sujeitos a fogo durante um grande período tempo e induzida por uma variedade de tipos de vegetação, a repelência da água pode ser também induzida através do fogo no caso de solos não hidrofóbicos e acentuada ou reduzida em solos cuja característica já se apresente anteriormente ao fogo, dependendo da quantidade e tipo de folhada, assim como das temperaturas atingidas durante o período de combustão e o teor de humidade presente (DeBano e Krammes, 1966, DeBano *et al.*, 1970, Doerr *et al.*, 1996, citados por Shakesby e Doerr, 2006).

Diversos estudos ilustram o impacto que o fogo tem no aumento da repelência à água por parte do solo, através da comparação do valor WDTP associado a áreas ardidadas e não ardidadas, verificando-se por exemplo um aumento do WDTP de 5 segundos para valores superiores a 120 segundos (Boelhouwers *et al.*, 1996), assim como a obtenção de valores acima dos 18000 segundos no caso de florestas ardidadas portuguesas constituídas por pinhal e eucaliptal (Doerr *et al.*, 1996), valores estes muito acima dos enunciados na Tabela 4.

De um modo simplista, o mecanismo que leva à criação de condições de hidrofobicidade consiste na volatilização dos compostos orgânicos presentes na folhada e na camada superficial do solo aquando da combustão. Posteriormente devido ao gradiente de pressão existente junto à superfície aquecida, faz com que parte desse material se escape para a atmosfera (Shakesby e Doerr, 2006), enquanto que outra fracção no estado gasoso move-se, por acção de um gradiente de temperatura, da superfície para as subcamadas do solo às quais estão associadas menores temperaturas. Esta migração no sentido descendente, provoca posteriormente a condensação da fase gasosa e conseqüentemente a presença de compostos hidrofóbicos na forma concentrada, podendo estes providenciar um revestimento hidrofóbico às partículas de solo presentes tornando-as repelentes (Letey, 2001).

Para além da redistribuição e concentração das substâncias hidrofóbicas no solo é também apontado ao calor gerado durante o fogo, a capacidade de tornar mais forte as ligações de tais substâncias ao solo assim como a capacidade de as tornar quimicamente mais hidrofóbicas através da ocorrência de pirólise (Giovanni, 1994, citado por Doerr *et al.*, 2000) e da alteração da conformação estrutural dos referidos compostos (Doerr *et al.*, 20057), potenciando também a fusão e distribuição de ceras hidrofóbicas para os agregados e partículas minerais do solo (Franco *et al.*, 2000). O efeito da temperatura que o solo atinge durante o fogo tem sido objecto de análise com a condução de diversos estudos

laboratoriais, através dos quais se constatou que o carácter repelente do solo é intensificado por temperaturas situadas entre os 175°C e os 270°C, com a fixação dos compostos hidrofóbicos às partículas a ocorrer próximo dos 250°C.

Contrariamente à ideia de que quanto mais alta é a temperatura que o solo atinge durante o incêndio maior é o grau de repelência conferido ao solo, constata-se que a partir de determinados limites de temperatura o carácter repelente do solo é eliminado, mais concretamente para valores acima da gama dos 270-400°C, podendo esta gama ser superior (500-600°C) aquando da existência de uma deficiência em oxigénio que inibe a combustão dos compostos (Shakesby e Doerr, 2006), podendo este facto ser explicativo da não destruição do carácter repelente à superfície quando a ocorrência de alguns fogos de elevada severidade (Bryant *et al.*, 2005, citado por Shakesby *et al.*, 2007). Limites diferentes aos que foram apresentados podem ser encontrados na literatura (e.g. Nakaya, 1982, citado por Doerr *et al.*, 2000), sendo que tais discrepâncias podem ficar a dever-se à utilização de diferentes métodos de medição e/ou à consideração de diferentes tempos de aquecimento, assim como à presença de diferentes composto químicos nos solos estudados. É ainda de salientar que apesar do efeito que a temperatura detém na formação ou destruição da condição hidrofóbica, verifica-se que este é independente do tipo de solo, contudo dependente do tempo durante o qual o aquecimento decorre. Exemplo deste facto é o estudo citado em Letey (2001), em que através da sujeição de uma amostra de solo a 400°C durante um período de 5 minutos conduziu à indução da repelência; contudo o prolongamento da sujeição da amostra à mesma temperatura durante um período de 10 minutos resultou na sua destruição.

De acordo com o referido na secção 2.3.3.1 o calor propaga-se em profundidade por condução térmica sendo condicionado pelo teor de humidade presente, originando um gradiente de temperatura com os valores mais elevados a ocorrer à superfície do solo. Disposto isto e tendo em consideração o referido nos parágrafos anteriores é razoável dizer que temperaturas elevadas que ocorram à superfície, tendem aí a destruir o carácter repelente do solo ou não conduzem à sua formação, sendo tal carácter induzido ligeiramente abaixo da superfície, a uma profundidade cuja temperatura correspondente seja a adequada, como verificou Scholl (1975, citado por Letey 2001). Robichaud e Hungerford (2000), estudaram laboratorialmente a combinação de diferentes níveis de calor com o teor de água presente no solo, tendo verificado que para solos com baixo teor de humidade e sujeitos a menores temperaturas a camada repelente era formada entre 10 a

20 mm abaixo da superfície; por sua vez para solos húmidos e sujeitos a temperaturas mais elevadas, a camada repelente era geralmente detectada a 30-50 mm.

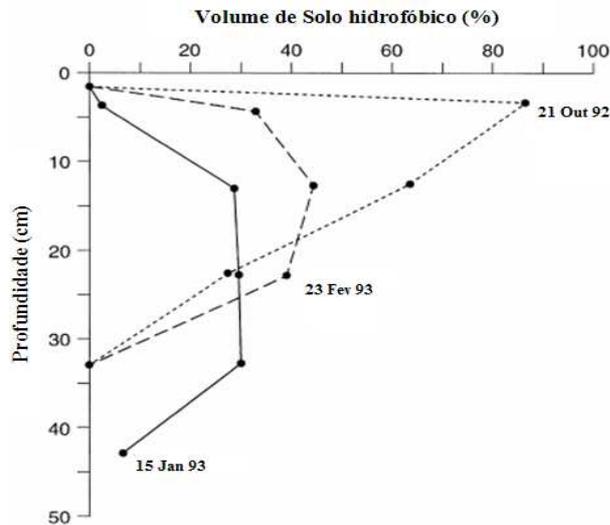
Dekker *et al.* (2001) destacam, sobre outro ponto de vista, a importância que o teor de humidade desempenha sobre a repelência que o solo desenvolve relativamente à água e consequentemente sobre possíveis repercussões sobre o comportamento hidrológico. Os referidos autores referem que a repelência atinge níveis de maior severidade quando o teor de humidade desce abaixo de um determinado limite, dando-se o período mais propício à formação de condições severas de hidrofobia logo após períodos secos, e de um modo mais particular em área de maior insolação. Nestas áreas tem-se verificado uma menor capacidade de infiltração (Pierson *et al.*, citado por Shakesby e Doerr, 2006).

A longevidade atribuída à repelência conferida pela acção de incêndios varia consideravelmente, sendo apontados valores de 6 anos para algumas áreas severamente ardidadas, períodos de 3-4 anos para áreas sujeitas a fogos menos intensos (Doerr *et al.* 2006) e, em alguns casos são apontados períodos de alguns meses (Debano *et al.*, 1976). O carácter repelente tende a diminuir de intensidade com o passar do tempo, restabelecendo-se posteriormente as condições antecedentes ao fogo (Doerr *et al.*, 2006).

Apesar de se poder manifestar durante um longo período de tempo, a hidrofobia do solo é vista como um fenómeno sazonal, sendo normalmente baixa ou completamente ausente após longos períodos húmidos e mais severa após períodos secos (Figura 5), ou seja a repelência é uma propriedade transiente, variando ao longo do tempo. Em teoria, um determinado material pode manter-se hidrofóbico desde que a camada de revestimento das partículas ou a matéria intersticial existente entre as partículas de solo não sofra alteração devido ao contacto prolongado com a água. Contudo existem diversos mecanismos que poderão restabelecer o carácter hidrofílico do solo, mecanismos estes brevemente descritos em Doerr *et al.* (2000).

Espacialmente, a repelência ocorre no solo geralmente de um modo descontínuo, tanto horizontalmente como ao longo do perfil, nomeadamente quando tal condição resulta da acção do fogo. Se em algumas situações o fogo cria condições hidrofílicas à superfície devido ao calor intenso, seguida por uma camada hidrofóbica ligeiramente abaixo desta (Dyrness, 1976), noutros casos o fogo destrói a repelência à superfície sem contudo levar à formação da camada hidrofóbica em profundidade (Giovannini e Lucchesi, 1983), podendo também um fogo pouco intenso levar à indução do carácter hidrofóbico à superfície ou à sua não destruição em solos altamente hidrofóbicos (Doerr *et al.*, 1996). Estas situações e outras possíveis (nomeadamente a heterogeneidade que se pode verificar numa mesma

camada do solo, como se de um horizonte se tratasse) são atribuídas em parte às diferentes temperaturas que o solo pode atingir durante a ocorrência do fogo e que de certa forma vão ditar a distribuição mais ou menos homogénea da repelência.



Fonte: Dekker e Ritsema (1995)

**Figura 5** – Variação da repelência para um solo constituído predominantemente por limo em três ocasiões distintas, em que se verifica um maior volume de solo com carácter repelente após o período seco, diminuindo esse volume entre Outubro e Janeiro, devido provavelmente ao contacto prolongado com a água.

O gradiente tridimensional da temperatura resulta por sua vez da variação espacial de diversas propriedades do solo (e.g. capacidade de retenção de água, teor em matéria orgânica, entre outras), do coberto vegetal (e.g. teor de humidade, carga combustível) e como não podia deixar de ser do fogo, nomeadamente a sua intensidade, severidade e tempo de duração, sendo estas últimas condicionadas por um outro conjunto de variáveis, algumas delas já referidas (e.g. relevo), podendo tais variáveis explicar as assimetrias que geralmente se verificam relativamente à repelência e conseqüentemente nos processos hídricos, nomeadamente na criação de caminhos preferenciais.

Apesar de os fogos poderem induzir as dissemelhanças espaciais no carácter hidrofóbico, Ferreira *et al.* (2005) verificaram que existe uma relação directa entre a intensidade do fogo e o grau de severidade da repelência e a sua homogeneidade, em que os fogos mais intensos tendem a produzir uma repelência mais severa sendo a sua distribuição espacial mais homogénea, salientando que fogos mais intensos induzem um maior escoamento superficial directo, por influência da repelência.

Os impactes hidrológicos mais citados na literatura decorrentes da hidrofobia manifestada pelo solo por acção dos fogos são (Van Dam *et al.*, 1990; Imeson *et al.*, 1992): a redução na capacidade de infiltração resultando no aumento do escoamento directo;

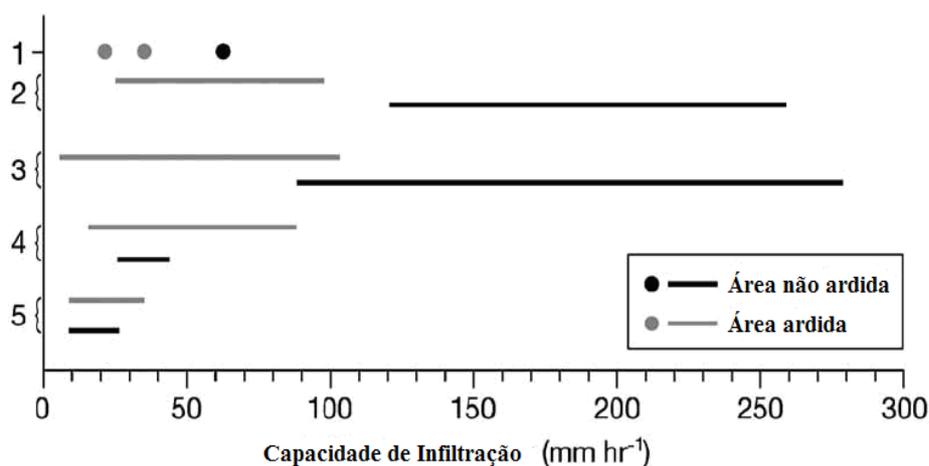
diminuição do tempo de resposta do escoamento superficial; existência de infiltração e percolação localizada; alteração da distribuição e dinâmica do teor de humidade no solo; aumento do escoamento superficial; a criação de caminhos preferenciais e a formação de escoamento dendriforme. É de salientar que os impactes enumerados vão de encontro às tendências apontadas aos efeitos do fogo sobre o comportamento hidrológico de uma forma global, referidos na secção 2.3.2.

A redução da capacidade infiltração é dos impactes citados, aquele que é frequentemente mais abordado aquando do estudo da repelência sobre os recursos hídricos. Por exemplo DeBano (1971), verificou que a capacidade de infiltração de um solo com características repelentes era 25 vezes menor do que para um solo similar através da indução de um carácter hidrofílico por acção da temperatura, em que durante os primeiros 5 minutos de medição o solo repelente exhibia apenas 1% da sua infiltração potencial quando hidrofílico. No caso de solos extremamente repelentes o humedecimento destes pode mesmo não suceder aquando da ocorrência de chuvas de grande intensidade, como verificou Walsh *et al.* (1998) para alguns solos portugueses associados à exploração florestal, quando realizou simulações de precipitação de 40-60 mm durante uma hora, apesar de os solos exibirem capacidades de infiltração de 80 mm/h, em condições laboratoriais e após a indução de carácter hidrofílico. A repelência destes solos é tão persistente que determinadas amostras permanecem secas mesmo quando são submetidas a uma lâmina de água permanente à sua superfície durante 3 semanas (Doerr e Thomas, 2000, citado por Shakesby e Doerr, 2006).

A existência de condições de baixa taxa de infiltração pode conduzir à acumulação de água acima da camada hidrofóbica (resultante tanto de processos “naturais” como por acção do fogo), sendo este fenómeno condicionado pela existência de falhas na referida camada, podendo estas ocorrer quer devido a alterações estruturais dos constituintes da camada hidrofóbica, quer devido à existência de fendas provocadas pelas raízes e canais escavados pelos roedores, assim como devido à existência de zonas hidrofílicas ou menos hidrofóbicas, determinando as referidas condicionantes a existência de escoamento directo e se este ocorre de um modo generalizado ou apenas de uma forma localizada. No caso particular da existência de uma camada hidrofílica e/ou uma camada de cinzas de espessura considerável, localizadas acima da camada hidrofóbica, a água acumulada acima da camada repelente, em resultado das condições anteriormente referidas pode subsequentemente (Doerr *et al.*, 2000): ser retida na camada hidrofílica e posteriormente sofrer evaporação ou assimilação pelas raízes da plantas; dar origem a escoamento directo

em resultado da saturação da camada hidrofílica; dispersar movendo-se verticalmente através de caminhos preferenciais criados pelas falhas na camada repelente; mover-se lateralmente sobre a forma de escoamento intermédio; e pode entrar na matriz da camada repelente de água alterando assim o carácter da mesma.

Como vimos anteriormente, apesar de o carácter repelente poder estar presente em solos que não sofreram incêndios durante um longo período de tempo, vimos que o fogo tem o potencial de intensificar e/ou modificar o carácter repelente em determinado local, levando a que a repelência seja apontada como uma das causas da divergência das taxas de infiltração entre áreas ardidadas e não ardidadas, apesar de ser difícil de desagregar os impactes resultantes desta característica de outros impactes decorrentes por exemplo da perda de vegetação. Exemplos de fontes bibliográficas que se referem à repelência da água por parte do solo como a principal causa da divergência do comportamento hidrológico são por exemplo Dyrness (1976) e Walsh *et al.* (1994). O primeiro autor refere um aumento do escoamento directo (três vezes superior) após a ocorrência de um incêndio numa área florestal de pinheiro, por sua vez o segundo constatou um aumento na resposta do escoamento superficial entre 5 e 25%, comparando as áreas ardidadas constituídas por eucalipto e pinheiro com áreas não ardidadas. Na Figura 6 encontra-se representada a variação na capacidade de infiltração após a ocorrência de fogos comparativamente a áreas não ardidadas, capacidade essa condicionada também pela ocorrência de hidrofobia.



Fonte: Shakesby e Doerr (2006)

**Figura 6** – Capacidades de infiltração medidas em áreas ardidadas e em áreas de controlo não ardidadas de acordo com vários autores: 1) Campbel *et al.*, 1977; 2) Martin e Moody, 2001a; 3) Shakesby *et al.*, 1993 4) Kutiel *et al.*, 1995; e 5) Imeson *et al.*, 1992.

Todavia, a ocorrência de fogo e a conseqüente formação e/ou intensificação da hidrofobia do solo não leva necessariamente a uma redução marcante da taxa de infiltração

em todas as situações. Tal facto é sustentado pelas conclusões salientadas por Imeson *et al.* (1992), que anotam a existência de uma diferença mínima no comportamento da infiltração entre solos sujeitos a incêndio e áreas não ardidas. Também Cerdà (1998) verificou a existência de uma alta taxa de infiltração imediatamente a seguir ao fogo, resultando num escoamento directo negligenciável.

Em suma, pode dizer-se que dependendo das condições anteriores ao fogo, as alterações no comportamento hídrico, designadamente o incremento do escoamento superficial, podem estar associados à indução ou ao incremento significativo do carácter hidrofóbico do solo até que as condições anteriores ao fogo sejam restabelecidas, ou ao incremento da repelência e cujo restabelecimento das condições iniciais resultam num carácter hidrofílico menos eficiente, sendo necessário para o seu restabelecimento completo aguardar pela revegetação, desenvolvimento das raízes e a formação da camada protectora do solo (e.g. folhada). Tais alterações estão dependentes da escala, com os impactes a tenderem a ser mais expressivos a escalas locais na medida em que os efeitos a escalas mais amplas, como por exemplo à escala de bacia, são atenuados devido à elevada variabilidade espacial das variáveis que influenciam a repelência resultando consequentemente em uma maior variabilidade espacial da capacidade de infiltração.

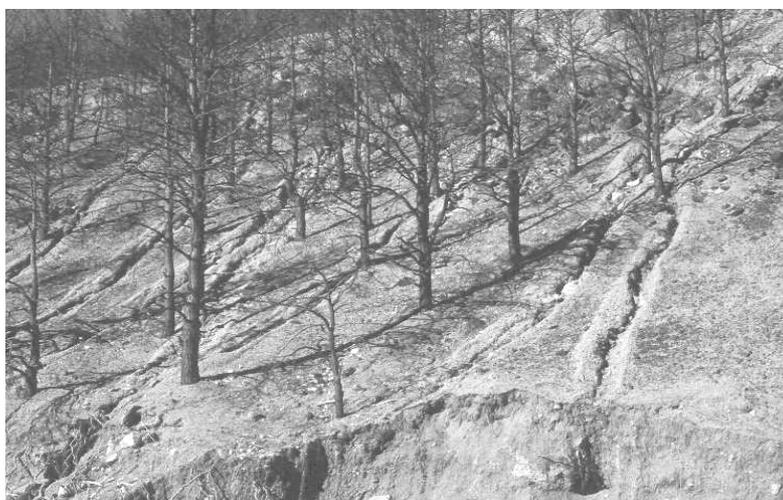
### **2.3.3.3 A erosão dos solos**

De modo a se perceber quais os efeitos que o fogo detém nos processos erosivos e consequentemente no comportamento e resposta dos sistemas hídricos, é necessário efectuar uma breve referência à erosão abordando os diferentes tipos de erosão e alguns factores que minimizam ou inibem tal fenómeno. De um modo grosseiro pode dizer-se que a erosão consiste na “destruição” do solo por acção de diversos agentes, particularmente por acção do vento (erosão eólica) e da chuva (erosão hídrica), levando ao arrastamento e transporte de uma grande quantidade de sedimentos (nomeadamente os materiais finos), que torna o solo originário de tais elementos num solo empobrecido e geralmente de fase delgada. A erosão eólica e a sua magnitude resultam de diversas condicionantes ocorrendo mais expressivamente em solos apédicos (sem estrutura), pouco coesos, isentos de coberto vegetal e em regiões planas e sujeitas a períodos de secura, onde o vento não encontra barreiras e atinge velocidades elevadas, maximizando os seus efeitos.

Por sua vez a erosão hídrica ou pluvial é provocada pelo arranque e transporte de material da parte superior do solo por acção das chuvas com a sua acumulação em áreas de

menor declive (aluviões), sendo este fenómeno mais proeminente em solos também sem estrutura e pouco coesos e em áreas declivosas e sem vegetação. Dentro da erosão hídrica podem-se destacar três tipos de erosão que são eles (Cerqueira, 2001; FAO, 2007): a erosão laminar; erosão por sulcos; e a erosão em ravinas.

A erosão laminar consiste no arrastamento do solo em camadas delgadas devido ao deslocamento uniforme da água pela superfície, desgastando-a continuamente sem formar canais definidos até que ao fim de alguns anos, dá-se o desaparecimento dos horizontes superficiais. Por sua vez a erosão por sulcos (Figura 7) deve-se à canalização do escoamento (atinge maior fluxo), a partir de micro-canais ou zonas de escoamento preferencial, progredindo de montante para jusante, controlados essencialmente pela tensão de arrastamento, que provoca o destacamento do material e a incisão do sulco. Os sulcos podem também desenvolver-se de jusante para montante a partir de uma incisão na base, sendo este caso controlado principalmente pela coesão do solo e pela dissipação da energia do escoamento. Por último a erosão por ravinas ocorre devido ao escoamento pelas linhas de maior declive e que devido à sua energia arrastam o fundo dessas baixas, abrindo valas profundas designadas por ravinas, podendo ao longo do tempo ramificar arrastando o terreno das encostas em volta.



Fonte: USGS (2007)

**Figura 7** – Erosão por sulcos numa encosta ardida.

Como referido anteriormente a ocorrência do fogo em determinada área pode provocar diversas perturbações conduzindo essencialmente à perda do coberto vegetal e a alterações nas propriedades físico-químicas do solo. Estas alterações são conducentes geralmente a repercussões no comportamento hídrico, nomeadamente no incremento do escoamento directo e aumento da magnitude dos caudais de ponta em resultado da

diminuição da capacidade de infiltração, assim como da diminuição da água perdida por evapotranspiração e intercepção por parte do coberto vegetal, impactes estes que por sua vez conduzem ou agravam os fenómenos erosivos.

Este comportamento é sustentado por Johansen *et al.* (2001), evidenciando que o desprendimento de partículas do solo por acção do impacto das gotas de chuva e/ou pela ocorrência de escoamento à superfície e seu transporte subsequente, é sensível às modificações que ocorrem à superfície causadas pelo fogo, sendo apontado por diversos autores que tais modificações passam pela redução da vegetação (White e Wells, 1979; Dieckmann *et al.*, 1992; Inbar *et al.* 1998; Gresswell, 1999), especialmente a vegetação rasteira e a remoção da folhada, deixando o solo propenso ao impacto da chuva e reduzindo o armazenamento de água no solo, podendo estes efeitos conduzir a uma maior ocorrência de escoamento directo com potencial erosivo e de uma forma mais súbita, sendo este classificado como o mecanismo dominante da erosão superficial que se verifica após um incêndio (Wondzell, 2003, citado por Shakesby, 2006).

A importância do coberto vegetal como escudo protector do solo contra a erosão é abordada em EUFIRELAB (2004), o qual refere que a vegetação para além de interceptar as gotas resultantes da precipitação, absorvendo a sua energia cinética, estabelece um conjunto de processos interactivos entre as plantas e o solo e que afectam a erosão. Alguns destes processos consistem: na ligação física do solo à planta por acção do caule e das raízes; no estabelecimento de ligações electroquímicas entre as raízes e o solo assim como por intermédio de diversos nutrientes; na redução do escoamento directo pela imposição de obstáculos criados pela vegetação, existência de folhada e pela capacidade de infiltração melhorada pela acção das raízes; maior incorporação de matéria orgânica no solo resultando numa melhor estrutura e maior capacidade de retenção de água; entre outros factores. Na medida em que os fogos destroem total ou parcialmente o coberto vegetal, o solo torna-se conseqüentemente mais exposto aos agentes erosivos, podendo dizer-se que existe um duplo efeito negativo decorrente de tal perturbação sobre o coberto vegetal, e que se caracteriza pela perda de protecção e pelo aumento do escoamento superficial directo.

Torna-se ainda importante salientar que a penetração da precipitação pela vegetação ardida pode conduzir ao aumento do tamanho das gotas de água, que vulgarmente caem sobre o solo nu e como tal tende a intensificar a quantidade de solo perdida em resultado da erosão provocada pelo impacto das referidas gotas (Shakesby e Doerr, 2006). Tal não sucederá se a vegetação não possuir uma altura suficiente para que tais gotas ganhem

velocidade por acção da gravidade e consequentemente energia cinética suficiente para provocar a desagregação das partículas de solo (EUFIRELAB, 2004). O resultado do destacamento das partículas do solo por parte das gotas é muitas vezes negligenciado ou depreciado, com a fracção de sedimentos transportados em resultado deste processo a ser muitas vezes atribuída à ocorrência de erosão laminar.

Para além da remoção do coberto vegetal existe uma série de factores que condicionam a magnitude da erosão que se verifica após a ocorrência de um incêndio, nomeadamente a severidade com que ocorre tal incêndio uma vez que esta influencia um conjunto diverso de propriedades, algumas delas associadas por exemplo aos solos como a sua estabilidade estrutural ou o seu carácter hidrofílico. Outros factores que podem afectar o processo de erosão hídrica num período ulterior ao fogo são por exemplo o declive e a orientação da área ardida (influencia a quantidade de cinzas e detritos produzidos assim como condiciona a taxa de recuperação da vegetação), o tipo e espessura do solo e sua variação espacial, as condições climáticas com especial ênfase na intensidade de precipitação (Shakesby e Doerr, 2006), a magnitude da perturbação causada pelo fogo (Skakesby *et al.*, 2007) e o tempo de recuperação (*window of disturbance*) (Prosser e Williams, 1998).

A somar à acção dos factores anteriormente mencionados, destaca-se também que maiores taxas de erosão podem ser devidas à formação e/ou intensificação da natureza repelente do solo, nomeadamente se esta se der à superfície, assim como devido a uma possível redução do tamanho das partículas e destruição dos agregados por acção do fogo. No primeiro caso, para além de potenciar o escoamento directo e poder levar à formação de sulcos e ravinas com a consequente perda de solo (Giovannini, 1994), a hidrofobia pode também conduzir ao aumento da perda do solo por impacto das gotas de chuva com potencial erosivo, designadamente em solos repelentes pouco coesos. Tal facto foi demonstrado laboratorialmente por Terry e Shakesby (1993), em que gotas de chuva simulada ao embaterem no solo repelente produziam uma maior quantidade de sedimentos do que num solo não repelente. Apesar de ser difícil de isolar os impactes da repelência dos demais factores, Osborn *et al.* (1964, citado por Doerr *et al.* 2000), verificaram através da monitorização *in situ* de talhões localizados em áreas ardidas, que a quantidade de sedimentos removidos nos talhões onde se manifestava o carácter hidrofóbico do solo era 30 vezes superior aos talhões em que o referido carácter foi minimizado através da aplicação de um tratamento, verificando-se também nos primeiros a formação de sulcos até

100 mm de profundidade, enquanto que nos talhões tratados a presença de sulcos era nula ou não significativa.

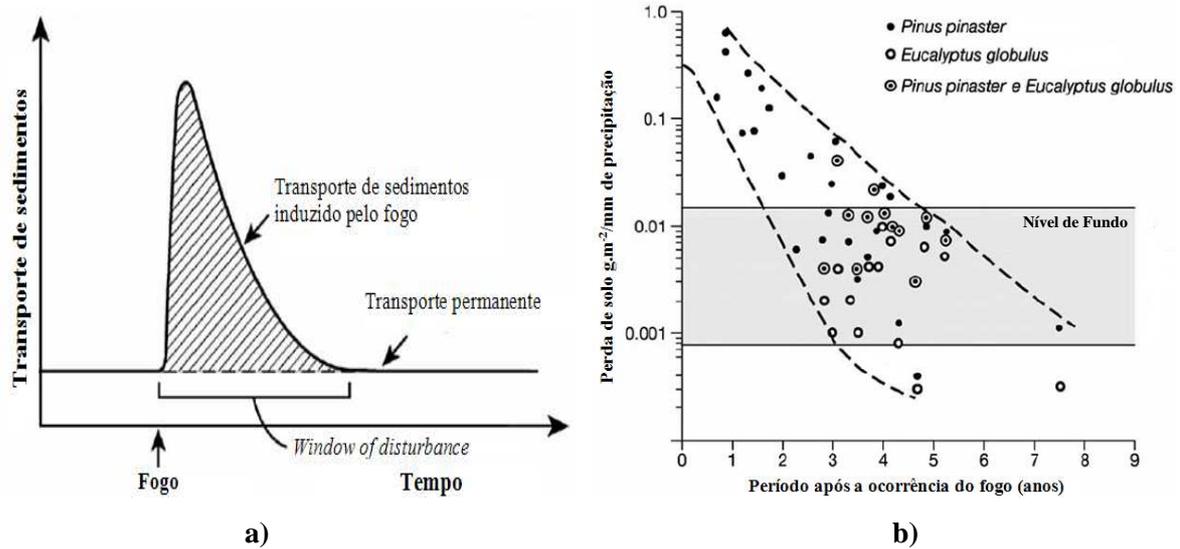
Apesar de o fogo poder promover a agregação de material fino, como vimos na secção 2.3.3.1 e proteger os agregados através do seu revestimento com compostos orgânicos hidrofóbicos, a referência efectuada no parágrafo anterior de que o fogo pode levar ao aumento da perda de solo através da redução da dimensão das partículas e destabilização dos agregados, não deve ser entendida como antagónica na medida em que ambos os comportamentos resultam de diferentes mecanismos, sendo o resultado obtido em função da extensão com que ocorre cada um deles em determinado local. A razão apontada para a redução da dimensão das partículas e desestabilização dos agregados prende-se com o facto de o fogo poder consumir a matéria orgânica incorporada no solo, nomeadamente a fracção associada à formação do complexo argilo-húmico, conduzindo ao colapso dos referidos agregados (Neary *et al.*, 1999; Ice *et al.*, 2004).

Devido à acção perturbadora que o fogo detém, logo após a sua ocorrência, sobre cada um dos factores enunciados, e à interacção dinâmica que se estabelece entre eles, denota-se durante o período de recuperação um padrão característico no comportamento da erosão. Este caracteriza-se pela ocorrência de um pico súbito no transporte de sedimentos (Figura 8a), resultante das primeiras chuvas que ocorrem quando a protecção por parte da vegetação é mínima e existe no solo grandes quantidades de materiais altamente erodíveis (e.g. detritos vegetais carbonizados, materiais finos do solo e cinzas) (Swanson, 1981). Posteriormente o referido pico é seguido pelo declínio da quantidade de sedimentos transportados, podendo este perdurar somente alguns dias ou decorrer durante semanas, meses ou até mesmo anos, até que condições idênticas às verificadas anteriormente ao fogo sejam repostas (Helvey, 1980; Shakesby *et al.* 1994; Inbar, 1998 ).

A explicação aceite para a forma da curva que traduz o transporte dos sólidos é que durante a ocorrência do referido pico, o transporte e redistribuição de sedimentos são processos limitados por diversas variáveis (e.g. energia do agente erosivo), tornando-se posteriormente a sua evolução condicionada pela disponibilidade de sedimentos, havendo ao longo do tempo sedimentos mais grosseiros e conseqüentemente menos passíveis de serem transportados, o que leva à diminuição da taxa de sedimentos transportados ao longo do tempo.

Outro factor que contribui para a recessão do fenómeno erosivo é a restituição da folhada por parte da vegetação que não sucumbiu ao fogo, decorrente possivelmente da incidência de fogo de menor severidade e posterior rebentamento e repovoamento da

vegetação que conferem algum grau de protecção ao solo (White e Wells, 1982; Shakesby *et al.*, 1993). É também referido que a recessão pode resultar do incremento de pedras existentes à superfície e em resultado da situação extrema da decapitação do solo ficando apenas a rocha nua (Morris e Moses, 1987; citado por Shakesby *et al.*, 2007).



Fonte: Shakesby *et al.* (1994)

**Figura 8** – Comportamento teórico do transporte de sedimentos decorrente da acção dos agentes erosivos após a ocorrência de um incêndio (a) e o declínio da perda de solo no período ulterior ao fogo verificado em plantações de *Pinus pinaster* e *Eucalyptus globulus*.

No que concerne à erosão e seus efeitos decorrentes da acção do fogo, são apontados períodos para o *window of disturbance* de apenas 1 ano por alguns autores, enquanto que em outros estudos as alterações físicas de tal processo decorreram por mais de uma década (designadamente se decorrerem em paralelo determinadas actividades antropogénicas) como se pode ver no Anexo III, sendo que o tempo apontado durante o qual se dão as alterações físicas mais proeminentes é de 1 a 4 anos após a ocorrência do incêndio (Gresswell, 1999). Em alguns estudos realizados em áreas áridas localizadas no território nacional e cujo coberto era constituído essencialmente por pinhal e/ou eucaliptal, é referido que as condições anteriores ao fogo são restabelecidas muitas vezes antes de se atingir o período de 3 anos (Shakesby *et al.*, 2002). Swanson (1981) desenvolveu uma metodologia com a utilização de dois índices, um relacionado com o fogo e outro relacionado com a geomorfologia, permitindo a estimativa da quantidade de sedimentos transportados para diversos tipos de ecossistemas, sugerindo os resultados para alguns deles que efectivamente cerca de 70% do solo transportado a longo termo, decorre imediatamente após a ocorrência do fogo e durante um período curto de tempo.

Relativamente à quantidade de solo perdida, seja por impacto das gotas da chuva ou pelo incremento do escoamento superficial directo com formação de sulcos e/ou ravinas ou deslizamentos, decorrente da perturbação causada pelo fogo sobre as diversas variáveis (e.g. propriedades do solo, perda de vegetação e dos sistemas radiculares, ente outros), verifica-se na literatura uma ampla gama de resultados relativamente à taxa de sedimentos transportados, sendo esta explicada pela existência de uma panóplia de condicionantes (e.g. intensidade e severidade do fogo, tipo de vegetação, ocupação do solo, características geológicas e litológicas, microclima, entre outros) e sua variabilidade espacial. Para além destas razões salienta-se ainda a abordagem de diferentes metodologias e a análise a diferentes escalas.

A título de exemplo apresentam-se alguns resultados obtidos na realização de estudos com o objectivo de estimar a taxa de erosão hídrica após a ocorrência de fogo. Um deles é o realizado por Shakesby *et al.* (2002), em que para as áreas ardidas na bacia de Águeda constituídas por *Eucalyptus globulus* e *Pinus pinaster*, verificou-se uma perda de solo em termos de espessura na ordem dos 18 mm.ano<sup>-1</sup>, sendo este valor acentuado aquando da realização de actividades agro-florestais como a lavragem da terra por arado aquando do seu reflorestamento, apontando para este caso uma perda de espessura do solo em cerca de 27 mm.ano<sup>-1</sup>. Os referidos autores indicam também que neste ciclo fogo-reflorestação podem perder-se até 174 t.ha<sup>-1</sup> de solo, no caso de eucalipto e até cerca de 29 t.ha<sup>-1</sup> no caso do pinheiro. Também para florestas constituídas por eucalipto, mas localizadas no continente Australiano, Leitch *et al.* (1983), citado por Shakesby *et al.* (2007), apontam para uma perda de sedimentos na ordem das 22 t.ha<sup>-1</sup>, devido à ocorrência de uma precipitação de 21 mm, seis dias após o incêndio. Como referido anteriormente os resultados de taxas de erosão são vastos na literatura e de modo a não se tornar demasiado extensa a sua enumeração, apresenta-se no Anexo V uma compilação de alguns desses resultados em função de diferentes escalas de análise, com base em Shakesby e Doerr (2006), sendo alguns deles realizados através do uso de traçadores.

Relativamente à comparação de tais resultados na tentativa de avaliar os impactes decorrentes do fogo sobre o comportamento hidrológico e geomorfológico é difícil, sendo de salientar duas causas frequentemente referidas na literatura. A primeira prende-se com o facto de muitas vezes a taxa de erosão ser expressa por um factor multiplicativo face a uma área de controlo, atingindo-se deste modo valores elevados na ordem das centenas e milhares de vezes, na medida em que para muitas áreas não perturbadas pelo fogo a erosão é insignificante ou virtualmente nula e o referido modo de expressar os resultados pode ser

enganador, assim como é frequente haver erros na conversão das unidades utilizadas para exprimir a taxa de erosão.

A segunda causa que torna muitas vezes difícil a comparação dos resultados prende-se com a utilização de diferentes escalas de análise, na medida em que a escala de análise e a taxa de erosão apresentam normalmente uma correlação negativa, estando associada uma maior perda de solo quando são analisadas pequenas áreas (Scott *et al.*, 1998), sendo uma das causas de tal facto a proporção da área arvida relativamente à área de análise (Gresswell, 1999). Por tal razão a comparação entre resultados obtidos através de diferentes escalas de análise e/ou a extrapolação a partir dessas escalas para outras deve ser evitada, como por exemplo a utilização de medições pontuais e a sua extrapolação para áreas mais amplas, considerando uma determinada densidade (valor típico de  $1 \text{ g.cm}^{-3}$ ), procedimento este que leva a sobrestimar a perda de solo efectiva (Shakesby e Doerr, 2006).

Efectivamente verifica-se de acordo com os estudos apresentados no Anexo V e com a fonte do mesmo, que as maiores taxas de erosão são obtidas para as menores áreas de análise, mais concretamente verifica-se que os maiores valores são obtidos para pontos amostrais ao longo de uma determinada vertente ( $27\text{-}414 \text{ t.ha}^{-1}$ ) do que para talhões conexos ( $0,5\text{-}197 \text{ t.ha}^{-1}$ ), que por sua vez apresentam taxas de erosão superiores do que utilizando elementos traçadores (e.g.  $^7\text{Be}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ) ou dispositivos colectores de sedimentos colocados de modo a abranger grandes áreas de influência ( $0,1\text{-}70 \text{ t.ha}^{-1}$ ). O menor valor das últimas deve-se a uma maior heterogeneidade nas suas características, designadamente na capacidade de infiltração, resultando assim na possibilidade de maior armazenamento de água no solo e conseqüentemente menores taxas de erosão (Inbar, 1998).

Alternativamente à medição da taxa de erosão com base na monitorização de campo e na utilização de elementos traçadores são utilizadas outras metodologias, nomeadamente a medição das taxas de erosão a partir de precipitação simulada (Johansen *et al.*, 2001) ou através da aplicação de modelos de erosão do solo (Moody e Martin, 2001). Dois exemplos destes modelos são (EUFIRELAB, 2004): o *European Soil Erosion Model* (Eurosem) e o *Water Erosion Prediction Project* (WEPP).

O modelo Eurosem é um modelo matemático baseado em processos para prever a erosão resultante de episódios individuais de precipitação, podendo ser aplicado tanto a parcelas agrícolas como a pequenas bacias, e considera por exemplo a intercepção por parte da vegetação, o volume e energia cinética da precipitação que atinge directamente o solo, a capacidade de transporte do escoamento, entre outros. O modelo utiliza equações de

equilíbrio de massa de modo a avaliar o transporte de sedimentos, erosão e deposição na superfície do solo, sendo a sua estrutura modular, permitindo que cada um deles funcione como uma subrotina independente, podendo cada um deles necessitar de mais de 30 parâmetros distintos, o que poderá limitar a sua aplicação.

Por sua vez o WEPP é um modelo desenvolvido pelo *United States Department of Agriculture* (USDA) e tem como objectivo a estimativa quantitativa da erosão que ocorre em vertentes e em bacias de pequena e média dimensão (Soto e Díaz-Fierros, 1998). O modelo contempla diversas componentes de modo a reproduzir: as condições climáticas, os processos de infiltração e escoamento superficial, o crescimento da vegetação e decomposição dos resíduos, a erosão e a deposição. Comparativamente a modelos empíricos, como o USLE, este apresenta diversas vantagens, nomeadamente permite estimar a distribuição espacial e temporal da perda de solo numa dada área ou em cada ponto dela, permitindo também a realização de corridas contínuas ou evento a evento. Mais informações relativamente a este modelo podem ser obtidas em: <http://www.ars.usda.gov/Research/docs.htm?docid=10621>.

Se a referência a estudos sobre a erosão causada por incêndios e seus resultados se encontra amplamente divulgados na literatura, os seus impactes sobre o comportamento hidrológico são mais escassos ou menos aprofundados. De acordo com o que vem a ser referido anteriormente, verifica-se que as condições anteriores ao fogo são críticas na magnitude e determinação do impacte do mesmo sobre os mecanismos de erosão e conseqüentemente do impacte destes sobre o ciclo hidrológico. Normalmente são apontados como impactes da erosão a redistribuição de grandes quantidades de sedimentos e detritos vegetais assim como a alteração morfológica dos canais de escoamento, decorrentes essencialmente do aumento do escoamento directo e da deposição nos aluviões dos sedimentos e material lenhoso transportado.

Influenciada fortemente pelo volume do escoamento directo, a taxa de erosão pode por sua vez conduzir ao aumento do primeiro, sobretudo através da consecutiva redução do potencial que o solo tem para sustentar determinado tipo e densidade de vegetação, em resultado da redução do material de textura fina e da remoção de matéria orgânica. A redução da vegetação leva por um lado à diminuição da infiltração por acção do impacto das gotas no solo (criando uma selagem dos poros do solo) e pela remoção de obstáculos que diminuem a velocidade do escoamento e/ou que facilitem a infiltração (e.g. folhada, caules e raízes) e por outro lado, conduz à diminuição da água perdida para a atmosfera por

diminuição da evapotranspiração, resultando no aumento do escoamento superficial com a possibilidade subsequente de agravar a erosão.

A resposta hidrológica de uma determinada área pode também ser influenciada devido à criação de ravinas levando à criação de caminhos preferenciais e provavelmente à diminuição do tempo de resposta, podendo também o encaminhamento da água ser influenciado pela acumulação de detritos vegetais (Trotter, 1990, citado por Gresswell, 1999). Por estas e outras razões Shakesby e Doerr (2006), salientam que a resposta do sistema hídrico é complexa apontando também como consequência da erosão a agradação dos níveis do leito dos cursos de água e a sua meandrização, a formação de cones aluviais e outro depósitos conducentes à expansão regressiva dos cursos de água, terraceamento e estreitamento dos mesmos, levando ao aumento do risco de ocorrência de cheias por subida dos níveis de água.

Em suma verifica-se que a erosão estimulada a partir da ocorrência de fogo pode criar e/ou potenciar diversas alterações hidrológicas, podendo estas fazer-se sentir a uma escala para além da área ardida ou áreas adjacentes, na medida em que a variação na quantidade de sedimentos e outros detritos transportados pelos cursos de água tributários e a sua posterior deposição, assim como a perturbação que exerce sobre a infiltração, escoamento superficial e sobre a vegetação, influenciam os sistemas fluviais a jusante, repercutindo-se tais modificações novamente a montante, sendo de esperar que os impactos referidos se vão atenuando com o aumento da dimensão da área drenante, devido aos fenómenos cinemáticos de propagação de cheias assim como pela consideração do aumento da razão entre as áreas não ardidas e as áreas sujeitas a incêndio.

## ***2.4 Decomposição do escoamento superficial em escoamento directo e escoamento base***

### **2.4.1 Introdução**

Como referido anteriormente o fogo poderá exercer diversos efeitos sobre o comportamento dos recursos hídricos, podendo alterar a quantidade de precipitação que dá origem a escoamento superficial (precipitação útil), assim como poderá induzir a alteração da fracção de cada um dos componentes do escoamento superficial. Tal situação pode por sua vez resultar em diversos impactes negativos, designadamente na diminuição da recarga dos aquíferos motivada pela diminuição da capacidade de infiltração, o que poderá ter consequências ambientais e económicas em diversas actividades a jusante. De modo a se

aferir se em determinada situação o fogo é responsável ou não pelas referidas alterações, torna-se pertinente abordar as componentes que constituem o escoamento superficial e referir alguns métodos para a separação de cada uma delas.

#### **2.4.2 As componentes do escoamento superficial**

A água que constitui um determinado curso de água pode chegar até uma determinada secção do referido curso de várias formas, consoante a água a montante escorra à superfície do terreno ou sofra infiltração, permitindo distinguir três diferentes tipos de escoamento (Lencastre e Franco, 2006): escoamento directo; escoamento intermédio; e escoamento base.

O escoamento directo corresponde à fracção de precipitação resultante da satisfação dos processos de evaporação, infiltração e retenção superficial da bacia, ocorrendo à superfície do terreno até atingir a rede hidrográfica (Lencastre e Franco, 2006). A rede hidrográfica é composta por um conjunto numeroso de canais pelo que a distância a percorrer pela água sob a forma de escoamento directo é relativamente pequena, não ultrapassando normalmente algumas centenas de metros. Por este motivo, o escoamento directo rapidamente atinge os cursos de água e caso ocorra em quantidades significativas, resultante de precipitações intensas, é um elemento importante na ocorrência de caudais de ponta (Linsley *et al*, 1975) e como tal representa a componente mais significativa do hidrograma durante tais períodos, começando a importância desta componente a diminuir após a cessação da precipitação (Lencastre e Franco, 2006).

De acordo com Linsley *et al.* (1975), o escoamento intermédio caracteriza-se pela água que sofre infiltração e que se escoia lateralmente a pouca profundidade até atingir um curso de água, movendo-se mais lentamente que o escoamento directo e apresentando um atraso relativamente a este, terminando pouco tempo depois de o escoamento directo cessar. A porção do escoamento superficial que ocorre sob a forma de escoamento intermédio depende das condições da bacia considerada, nomeadamente da geologia. A existência de uma cobertura delgada de solo cobrindo a rocha ou solo denso impermeável, favorece uma quantidade significativa de água que se move como escoamento intermédio. Por outro lado a existência de uma distribuição uniforme de solo permeável estimula a percolação da água aumentando a recarga dos aquíferos. Apesar de a sua velocidade ser inferior à do escoamento directo, a sua quantidade pode ser considerável, podendo assim o

escoamento intermédio ser a causa principal de pequenas subidas do caudal escoado em determinada secção, principalmente na ocorrência de chuvas de intensidade moderada.

O escoamento base é o escoamento que resulta da precipitação que sofreu infiltração profunda e que por circuito subterrâneo acaba por alimentar o curso de água superficial, representando assim a descarga para a superfície das reservas hídricas acumuladas nas formações geológicas, pelas quais passa o curso de água (Lencastre e Franco, 2006). A contribuição de água subterrânea para o curso de água é relativamente estável na medida em que a velocidade do referido escoamento é muito baixa. Na literatura são referidas a título de exemplo algumas situações deste facto, sendo mencionado em Linsley *et al.* (1975) que em algumas regiões são necessários mais de dois anos para que o efeito de uma determinada adição às águas subterrâneas resulte na descarga para os cursos de água. É de salientar também que a sua importância é diminuta aquando da consideração de períodos de maior precipitação, todavia o escoamento base passa a desempenhar uma importância fulcral na manutenção dos caudais dos cursos de água, quando as demais componentes se esgotam, nomeadamente nos meses de Verão.

A ocorrência entre cada uma das componentes do escoamento superficial anteriormente referidas é arbitrária, pelo que a água resultante da precipitação pode originar escoamento directo, infiltrar-se a partir da lâmina de água formada e chegar ao curso de água na forma de escoamento intermédio. Por outro lado, o escoamento intermédio pode resultar em escoamento directo devido por exemplo à intercepção do estrato com uma vertente. É ainda de salientar que por motivos de conveniência, assim como pelo facto do escoamento intermédio representar geralmente uma importância reduzida face às outras componentes, considera-se que o escoamento superficial é apenas composto pelo escoamento directo e pelo escoamento de base, aquando da análise de hidrogramas.

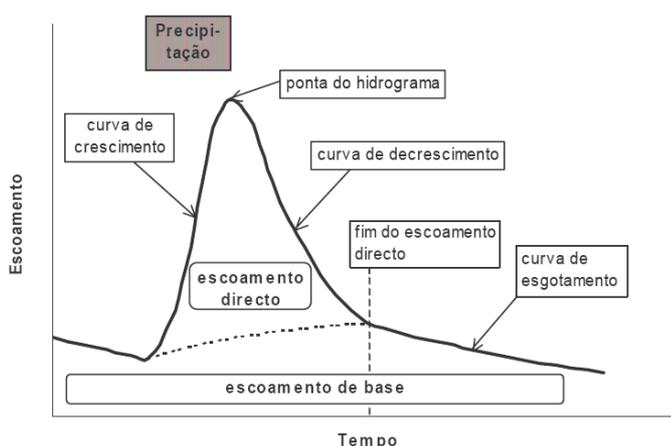
### **2.4.3 Hidrogramas de Escoamento**

Num sentido mais lato, designa-se por hidrograma qualquer gráfico que relaciona alguma propriedade do escoamento de água em determinado canal tal como o caudal ou a velocidade, com o tempo. Num sentido mais restrito o hidrograma representa a variação do caudal em função do tempo.

Segundo Lencastre e Franco (2006), um hidrograma-tipo correspondente a uma chuvada isolada ocorrida em determinada bacia hidrográfica, apresenta a forma de uma

campânula assimétrica podendo distinguir-se as seguintes fases (Figura 9): **curva de crescimento**, correspondente ao aumento do caudal que passa em determinada secção, resultante do evento de precipitação e que decorre durante o tempo de crescimento; **ponta do hidrograma**, correspondente ao valor máximo de escoamento registado; **curva de decrescimento**, caracterizando-se pelo declínio progressivo do escoamento directo até este cessar e cujo período de ocorrência se designa por tempo de decrescimento; e **curva de esgotamento**, relativa ao decréscimo exponencial do escoamento base após terem cessado as contribuições das demais componentes do escoamento superficial. O somatório do tempo de crescimento como o tempo de decrescimento designa-se por tempo base, e representa o período durante o qual há escoamento directo.

A distribuição no tempo do escoamento superficial, ou seja a forma do hidrograma, é influenciada pelas características inerentes à precipitação, assim como pelas características topográficas e geológicas da bacia. Relativamente à precipitação destaca-se a influência da intensidade, duração, distribuição na bacia e direcção de propagação da precipitação, predominando a sua influência na definição da curva de crescimento (Lencastre e Franco, 2006). Por sua vez a topografia exerce uma acção no armazenamento da precipitação útil na bacia, sendo destacar a sua área e forma, a densidade da rede hidrográfica, os declives do terreno e dos cursos de água, entre outros, sendo a sua influência predominante na definição da curva de decrescimento (Lencastre e Franco, 2006).



Fonte: Oliveira (2004)

**Figura 9** – Representação das diferentes fases que constituem o hidrograma-tipo.

Para além dos factores referidos, Custódio e Llamas (1983), referem também como factores que afectam a forma do hidrograma, o tipo e uso do solo, a altitude da bacia, o tipo de rede de drenagem (e.g. se se trata de uma rede artificial), precipitação anterior, entre outros aspectos.

#### 2.4.4 Separação das componentes do escoamento superficial

O impacto dos fogos sobre o padrão relativo do escoamento superficial, pode em determinada situação parecer inexistente ou não significativo. Todavia e apesar de não se constatar variações significativas em termos de quantidade de caudal escoado em determinada secção da rede hidrográfica, a fracção correspondente ao escoamento directo e ao escoamento base pode ser divergente das condições anteriores ao fogo, pelo que se torna pertinente referir alguns modelos que permitem diferenciar as duas componentes mais relevantes do escoamento superficial, o escoamento directo e o escoamento de base.

Em Linsley *et al.* (1975) são descritos alguns métodos que permitem a separação das duas componentes do escoamento superficial a partir do hidrograma, sendo tal separação efectuada a partir de dois pontos distintos, o ponto correspondente ao início da ocorrência de escoamento directo e o ponto correspondente ao seu término. Para a demarcação do ponto em que se dá o fim do escoamento directo e na medida que por vezes esta tarefa pode ser difícil, Linsley *et al.* (1975) propõem uma equação que permite determinar o tempo que decorre desde a ponta do hidrograma até ao fim do escoamento directo (tempo de decrescimento), dado por:

$$N=0,8.A^{0,2} \quad \text{Eq. 1}$$

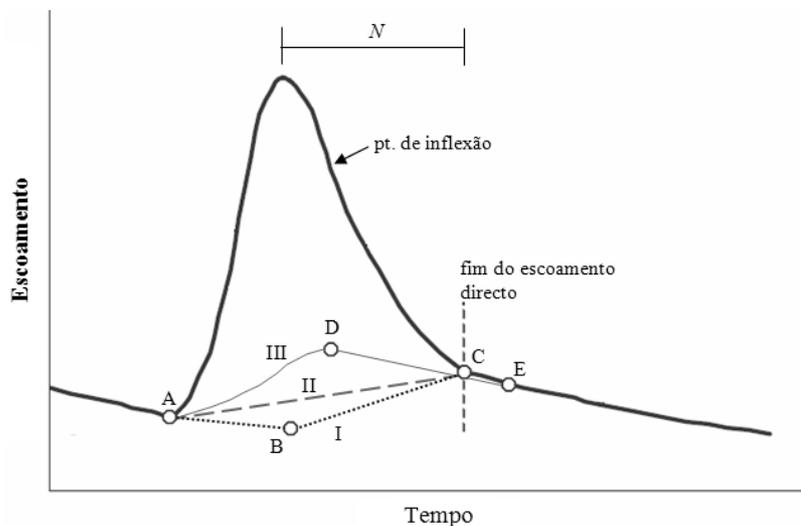
em que  $N$  é a duração do escoamento directo após a ponta de cheia, em dias;  $A$  é a área da bacia hidrográfica, em  $\text{km}^2$ . Alternativamente o tempo  $N$ , pode ser expresso em horas alterando o coeficiente 0,8 para 20. O referido autor salienta contudo que o referido período é provavelmente melhor definido através da análise de um número diverso de hidrogramas, alertando também para o facto de que o tempo base não deve ser excessivamente longo e que a subida do escoamento de base não deve ser muito grande.

Disposto isto, distinguem-se três métodos para a separação das referidas componentes para a situação de precipitações isoladas. O primeiro procedimento e amplamente utilizado consiste no prolongamento da curva de esgotamento (Figura 10-I), relativa ao evento de precipitação anterior (ponto A), até um ponto localizado abaixo da ponta do hidrograma (ponto B), traçando-se posteriormente um segmento de recta a partir deste até ao ponto C, sendo este determinado através da aplicação da Eq. 1. A explicação teórica que sustenta a referida metodologia, refere que à medida que o nível da água sobe num determinado curso, conduz a um fluxo de água do curso para as margens e

consequentemente verifica-se uma diminuição da descarga para o curso de água (Linsley *et al.*, 1975).

Outro método consiste em traçar um segmento de recta com origem no ponto a partir do qual se dá a curva de crescimento (ponto A) e com término no ponto a partir do qual se dá o fim do escoamento directo (C) (Figura 10-II). É de salientar que a diferença do volume associado ao escoamento de base, obtida através da aplicação de cada um dos dois métodos ou processos é bastante pequena e provavelmente desprezável se os referidos métodos forem utilizados de um modo consistente (Linsley *et al.*, 1975).

O terceiro método de separação (Figura 10-III) consiste em prolongar a curva de esgotamento para trás, até ao ponto do hidrograma localizado abaixo do ponto de inflexão da curva de decrescimento (ponto D). Posteriormente é traçada uma curva crescente que une o ponto A (início da curva de crescimento) ao ponto D, correspondendo o volume do escoamento de base obtido por este processo, à área abaixo da linha ADE. Este método pode ser vantajoso em situações em que o escoamento subterrâneo é relativamente rápido e abundante, como sucede em algumas formações calcárias (Linsley *et al.*, 1975).



adaptado de Linsley *et al.* (1975)

**Figura 10** – Ilustração de alguns processos simples de separação das componentes do escoamento superficial resultante de um evento de precipitação (escoamento directo e escoamento de base).

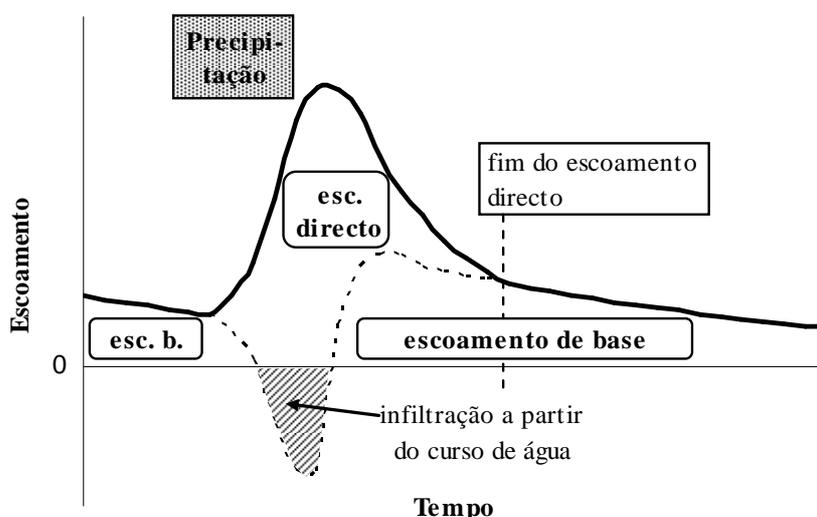
O escoamento base e o intermédio podem ser expressos por uma exponencial do tipo:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad \text{Eq. 2}$$

em que:  $Q_t$  é o caudal na secção no instante  $t$ ;  $Q_0$  o caudal no início do período considerado; e  $\alpha$  é o coeficiente de esgotamento, característico das formações locais e que

se relaciona com as propriedades hidráulicas e geométricas do meio. No caso do escoamento de base, esta equação traduz a curva de esgotamento das reservas subterrâneas (Lencastre e Franco, 2006). Por aplicação de logaritmos naturais à Eq. 2, obtém-se uma equação linear para a curva de esgotamento aquando da sua representação em coordenadas semi-logarítmicas ( $t, \ln Q$ ), cujo coeficiente angular é  $-\alpha$ . Em termos práticos a aplicação da referida transformação permite a separação exacta das componentes do escoamento superficial, encontrando-se o devido procedimento gráfico descrito em Lencastre e Franco (2006).

Para além dos métodos anteriormente relatados, é de salientar uma quarta situação referida em Custódio e Llamas (1976), que se fundamenta na existência de uma alimentação do meio subterrâneo com água proveniente do aumento do nível de água no curso de água, aquando de um episódio de precipitação, resultando na sua acumulação no meio subterrâneo envolvente do curso de água. Tal situação traduzir-se-ia pela infiltração do escoamento directo na margem do rio com conseqüente entrada de água no meio subterrâneo (escoamento base negativo) (Figura 11).



Fonte: Oliveira (2004)

**Figura 11** – Método de separação do escoamento superficial considerando a alimentação do meio subterrâneo com água proveniente do curso de água.

A análise e decomposição de séries de escoamento em que ocorre um novo evento de precipitação sem que o escoamento do episódio anterior tenha terminado, torna-se mais complexa. Nestes casos existem diversos modelos que permitem a decomposição de séries diárias de escoamento superficial em escoamento directo e escoamento de base, referindo-se dois deles: método da translação da curva de esgotamento (*recession curve*

*displacement*), apresentado em Rutledge e Daniel (1984); e método de decomposição do escoamento total (*streamflow partitioning*), apresentado em Shirmohammadi *et al.* (1984).

O **método da translação da curva de esgotamento**, também conhecido como o método de Rorabaugh, consiste num conjunto de operações que permitem estimar a recarga para cada um dos picos de escoamento, estando a sua aplicabilidade inerente a sistemas de fluxo sujeitos a recarga difusa, nos quais os cursos de água constituem o local de descarga do sistema subterrâneo, sendo a sua aplicação limitada em sistemas dominados pelo degelo e/ou nos quais se realizam retenções ou extracções de água consideráveis, que impeçam que na estação hidrométrica se registre o comportamento natural da bacia. A recarga é considerada aproximadamente concomitante com os picos de escoamento (Rutledge e Daniel, 1994).

Este método baseia-se no deslocamento ascendente da curva de esgotamento, que ocorre em resultado da descarga, sendo apenas consideradas no referido procedimento partes do hidrograma correspondentes exclusivamente à descarga subterrânea, ou seja são consideradas apenas as áreas localizadas a partir do ponto para o qual se considera que já não se verifica escoamento directo dado pela aplicação da Eq. 1. A descarga de água subterrânea potencial ( $V$ ) representa o volume total de água que drenaria o sistema considerando um tempo infinito sem ocorrer um novo episódio de recarga, sendo esta dada pela integração da Eq. 2, da qual resulta:

$$V = \int_0^{\infty} Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t} \cdot dt = \frac{Q_0}{\alpha} \quad \text{Eq. 3}$$

Rorabaugh (1964, citado por Rutledge e Daniel 1994) expressou a descarga subterrânea para um curso de água como uma função complexa do tempo após a recarga. Contudo o referido autor refere que a dita função pode ser aproximada após um designado “tempo crítico”, através de uma equação que traduz o logaritmo do escoamento como uma função linear do tempo, sendo o tempo crítico ( $T_c$ ) dado por:

$$T_c = \frac{0,4935}{\alpha} \quad \text{Eq. 4}$$

Glover (1964) e Rorabaugh (1964), citados por Rutledge e Daniel (1994), mostraram que no tempo crítico após o pico do caudal total, a descarga de água subterrânea potencial

para um curso de água é aproximadamente metade do volume total de água que recarregou o sistema ( $R$ ), assim o volume total é dado por:

$$R = 2 \cdot \left( \frac{Q_2}{\alpha} - \frac{Q_1}{\alpha} \right) \quad \text{Eq. 5}$$

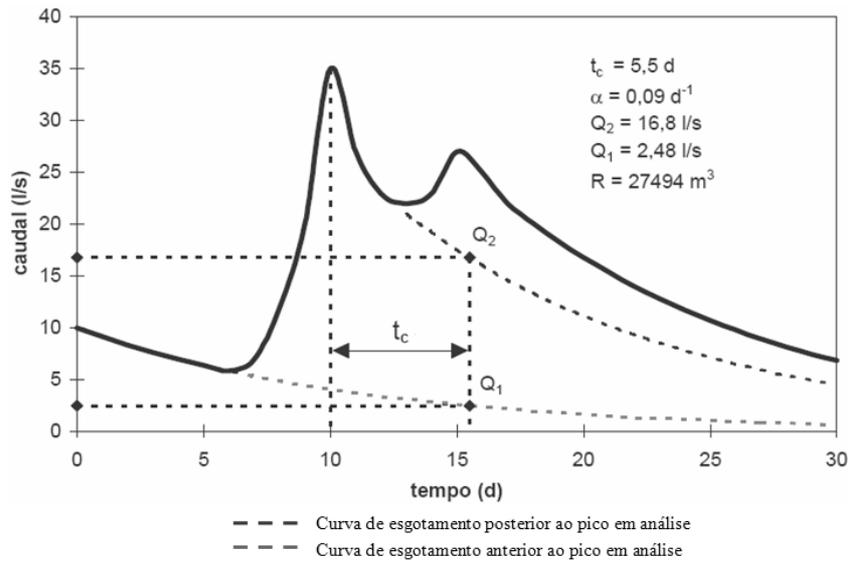
em que  $Q_2/\alpha$  representa o volume de água subterrânea descarregado desde o “tempo crítico” após o pico de escoamento, determinado a partir da extrapolação da curva de esgotamento após o pico do escoamento, e  $Q_1/\alpha$  o volume de água subterrânea descarregado desde o “tempo crítico” após o pico de escoamento, determinado a partir da extrapolação da curva de esgotamento anterior ao pico do escoamento em análise.

Para a aplicação prática deste método deve-se primeiro determinar o coeficiente de esgotamento  $\alpha$  a partir de um hidrograma simples<sup>2</sup>, determinando-se em seguida o  $T_c$  por aplicação da Eq. 4, sendo que ambos os parâmetros se mantêm constantes no decorrer da aplicação do método. Posteriormente, o tempo crítico calculado é utilizado em cada pico permitindo determinar o tempo a partir do qual as curvas de esgotamento anterior e posterior ao evento (ou pico) serão extrapoladas e conseqüentemente permite a determinação de  $Q_1$  e  $Q_2$  (Figura 12). Os caudais obtidos são depois utilizados na aplicação da Eq. 5, permitindo determinar a recarga para o episódio ou evento de precipitação em análise, assumindo-se o referido volume igual ao escoamento base decorrente do mesmo episódio.

Em Rutledge e Daniel (1994) para além da exposição do método anteriormente mencionado, procede-se ainda à exemplificação da sua aplicação prática assim como à comparação da sua aplicação de um modo manual e automatizada, evidenciando-se vantagens e desvantagens de ambas as abordagens, assim como se apresenta o algoritmo utilizado na sua aplicação automatizada (*cf.* Rutledge e Daniel, 1994).

---

<sup>2</sup> Segundo Wilder e Simmons (1978, citado por Rutledge e Daniel, 1994), a determinação do coeficiente de esgotamento  $\alpha$  deve ser efectuada se possível recorrendo a hidrogramas simples relativos a períodos em que a vegetação se encontra num estado latente, de modo a se minimizar os efeitos da evapotranspiração.



Fonte: Oliveira (2004)

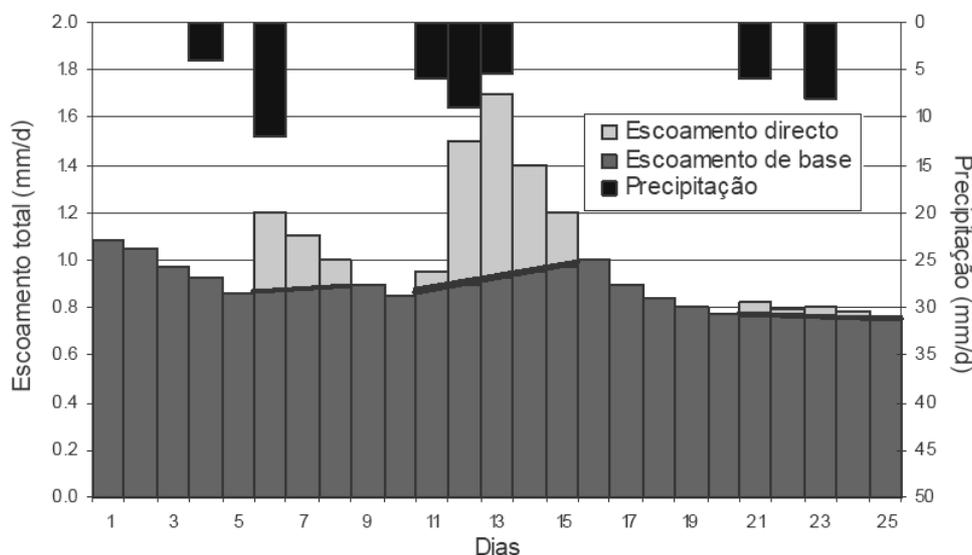
**Figura 12** – Representação gráfica da aplicação do método da translação da curva de esgotamento.

Por sua vez, **o método de decomposição do escoamento total** apresentado em Shirmohammadi *et al.* (1984), baseia-se no pressuposto de que os registos de precipitação e escoamento podem ser utilizados na decomposição do escoamento superficial, sendo necessário para tal, a definição de qual a condição necessária para a ocorrência de um episódio de escoamento directo e qual a sua duração. Com base numa breve examinação de registos de precipitação, escoamento directo e escoamento superficial, relativos a diversas bacias e através de observações no campo, os referidos autores constataram que o escoamento directo poderia ocorrer a partir de um limiar de precipitação, valor a partir do qual se verifica na bacia a ocorrência de escoamento directo (Shirmohammadi *et al.*, 1984).

Apesar de o método assumir um limiar de precipitação constante é de salientar que este varia ao longo do tempo em função de diversas variáveis, designadamente da humidade do solo, da retenção superficial (charcas, poças de água) e da intensidade de precipitação, pelo que possivelmente no Inverno o referido limiar é menor, devido ao processo de evapotranspiração ser menos acentuado, ocorrer precipitação com maior frequência e em consequência da humidade do solo ser elevada, sendo que no Verão este tenderá a aumentar pelas razões opostas (Oliveira, 2004). Por sua vez, no que toca ao período de duração do escoamento directo este é função das características da bacia hidrográfica, nomeadamente do tipo de solo existente, declive, área drenada, entre outros, sendo a referida duração inferida a partir da análise detalhada dos hidrogramas.

De modo a se perceber como é efectuada a aplicação do referido método em termos práticos, apresenta-se o exemplo dado em Shirmohammadi *et al.* (1984), sendo os valores

apresentados fictícios, possuindo um carácter meramente demonstrativo. No referido exemplo admite-se como limiar mínimo para que ocorra escoamento directo, uma precipitação de valor igual a 5 mm, e uma duração dada pelo tempo durante o qual decorre a chuvada acrescido de dois dias. Tendo em consideração a Figura 13, verifica-se que no dia 4 ocorre uma precipitação de 4 mm, mas uma vez que este valor é inferior ao limite mínimo, não se contempla a ocorrência de escoamento directo. No dia 6 sucede uma precipitação de 12 mm, valor superior aos 5 mm de limiar mínimo e como tal assume-se a ocorrência de escoamento directo nesse dia e nos dois dias subsequentes (o número de dias é obtido em função da área da bacia por aplicação da Eq. 1). O volume do escoamento directo é dado pela área acima da linha que une o escoamento superficial no final do dia 5 até ao dia 9 e por sua vez o escoamento de base é dado pela área inferior. Para os dias 11, 12 e 13 o referido limiar de precipitação é excedido e como tal considera-se a ocorrência de escoamento directo entre os dias 11 e 15, sendo o seu valor obtido do mesmo modo que para a situação anterior, ou seja através da área acima da linha delineada entre o final do dia 10 e o início do dia 16. Outra situação é traduzida pela precipitação que ocorre nos dias 21 e 23, sendo que neste caso assume-se a existência de escoamento directo nos dias 21 a 25 e como tal é traçada a linha após o dia 20 até ao dia 26, na medida em que o escoamento directo ocorre nos dois dias seguintes ao dia de chuva.



Fonte: Oliveira (2004)

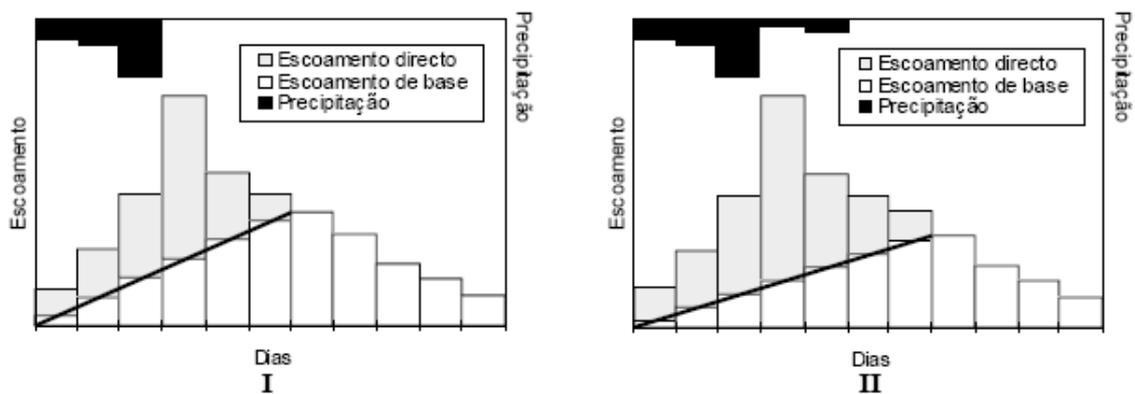
**Figura 13** – Representação esquemática do método da decomposição do escoamento total.

Uma adaptação dos métodos referidos foi incorporada no programa de computador Dechidr\_VB.VBP com o objectivo de efectuar a decomposição do escoamento superficial em escoamento directo e de base.

#### 2.4.5 O programa de computador Dechidr\_VB.VBP

O programa de computador Dechidr\_VB.VBP foi desenvolvido e apresentado em Oliveira (2001, 2004). Este é um programa cuja aplicação tem como objectivo a decomposição do hidrograma, considerando a ocorrência de episódios distintos de precipitação/recarga (P/R). O método é aplicado individualizando o episódio e aplicando posteriormente a técnica geral de decomposição, estando a sua aplicação condicionada a alguns pressupostos (*cf.* Oliveira, 2004).

A técnica geral de decomposição segue o método apresentado em Shirmohammadi *et al.* (1984) referido na secção 2.4.3, considerando dois critérios distintos na definição do período durante o qual ocorre escoamento directo. O primeiro consiste em marcar uma linha, unindo a origem do hidrograma do episódio de escoamento em análise ao escoamento existente no início do dia  $N+1$  (em que  $N$  é dado pela equação 1) após o pico do hidrograma (Figura 14-I) ou após o final do episódio de precipitação (Figura 14-II).



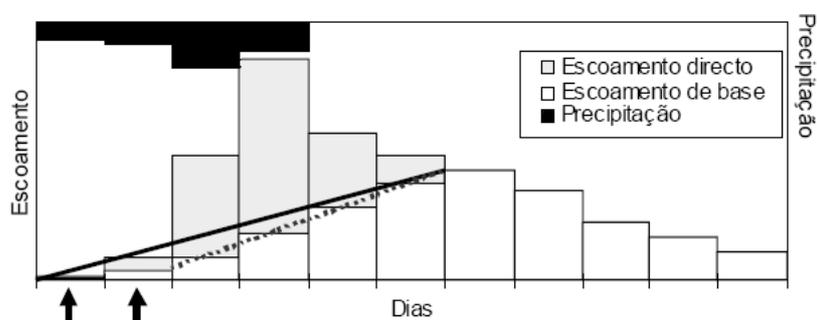
Fonte: Oliveira (2001)

**Figura 14** – Ilustração dos dois critérios considerados no programa Dechidr\_VB.VBP na definição do período durante o qual se considera a existência de escoamento directo ( $N=2$ ): I) o dia do pico do hidrograma; II) o último dia de chuva.

Dado que na demarcação da referida linha de separação entre o escoamento de base e o directo, o escoamento de base pode apresentar um valor superior ao escoamento verificado para esse dia, o algoritmo prevê a correcção do escoamento de base para metade do escoamento do dia e recalcula os escoamentos dos dias seguintes a partir do valor que foi corrigido (Figura 15).

Dado que num dia pode-se ter um esgotamento resultante de vários episódios de P/R que ocorreram anteriormente, o programa compreende um conjunto de procedimentos que permitem a identificação e individualização de tais distintos episódios (Oliveira, 2001). Tal individualização é feita sequencialmente considerando a série de dados de entrada (data, escoamento, precipitação). Durante a análise de um episódio P/R, considera-se que se está presente um novo episódio quando:

- o valor do escoamento é superior ou igual ao do dia anterior e o do dia anterior é inferior ao registado dois dias antes;
- o escoamento é superior ao do dia anterior e o do dia anterior é igual ao registado dois dias antes.



Fonte: Oliveira (2001)

**Figura 15** – Correção do escoamento de base para os casos em que no período de crescimento o escoamento de base calculado é superior ao escoamento, através da consideração de que o escoamento directo é metade do escoamento nos dias indicados e é recalculado pelo procedimento normal para os restantes dias.

É ainda de salientar que o início de um novo episódio só é válido na condição de se registar precipitação superior a uma precipitação mínima, aquando da subida do escoamento, correspondendo esse mínimo à precipitação necessária para que ocorra escoamento directo. Na situação de não ser considerado um novo episódio o procedimento continua até que se verifiquem as premissas anteriormente referidas. Na medida em que em alguns casos é difícil calcular a precipitação e noutros ocorre aumento do escoamento superficial sem que tenha sido estimada precipitação na bacia, o programa permite também a realização da decomposição do hidrograma sem se impor a existência de precipitação (Oliveira, 2004).

Tendo-se identificado a ocorrência de um novo episódio, o passo seguinte passa por determinar o coeficiente de esgotamento  $\alpha$  do episódio anterior, pelo melhor ajustamento da curva exponencial negativa traduzida pela Eq. 2, sendo esta operação descrita em Oliveira (2001, 2004). Após o cálculo do referido coeficiente é efectuada uma verificação do balanço de massa, determinando-se a quantidade de precipitação que contribui para o

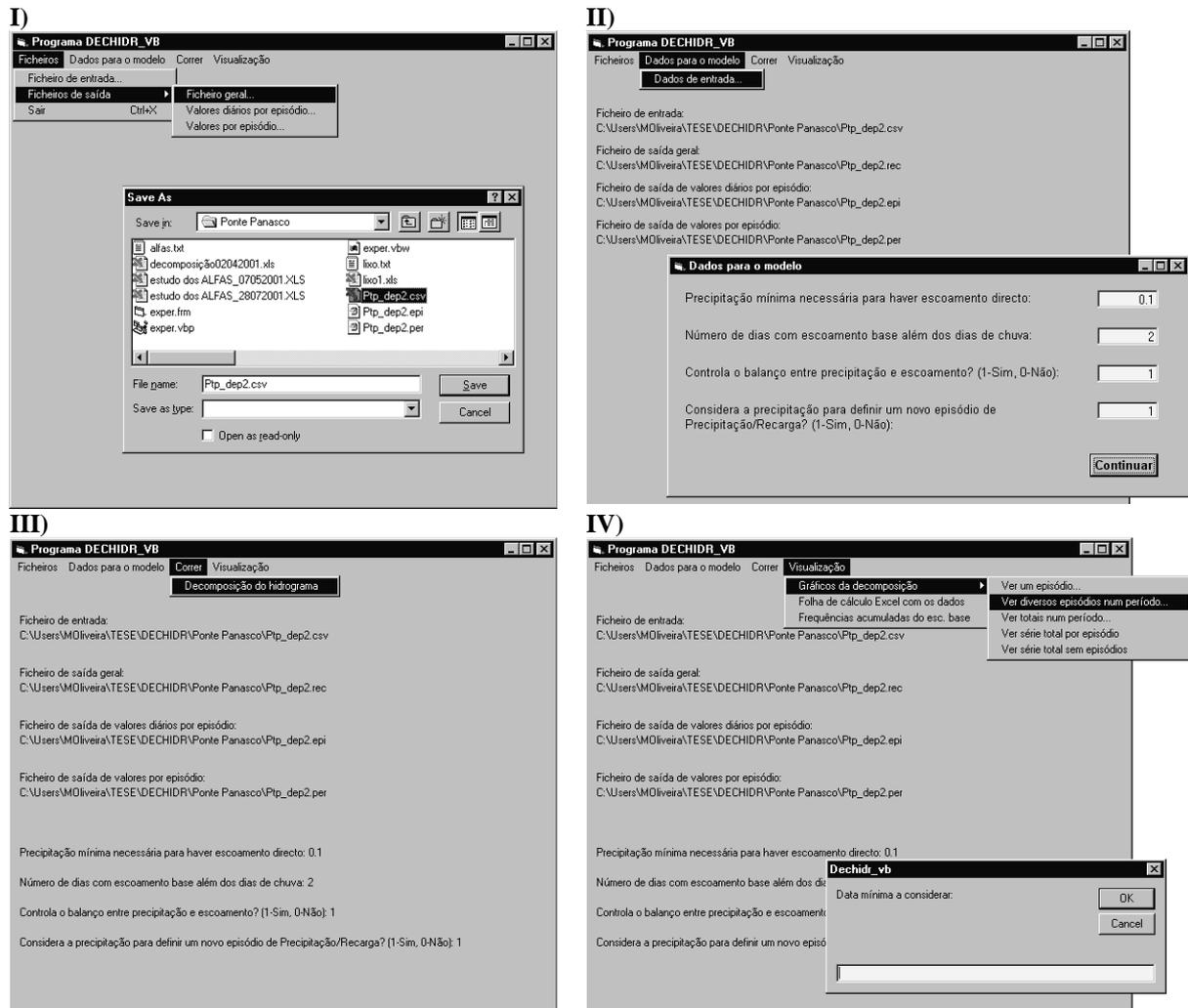
episódio e a quantidade de escoamento existente nesse episódio. No caso do escoamento do episódio ser superior à precipitação, um novo coeficiente  $\alpha$  é determinado de modo a se verificar a igualdade entre o escoamento e a precipitação ocorrida.

O último passo consiste em determinar o escoamento do episódio anterior que ocorre nos dias seguintes ao início do novo episódio, tendo em consideração a equação que traduz matematicamente a curva de esgotamento (Eq. 2) e o coeficiente de esgotamento determinado anteriormente. Para o referido cálculo, assume-se na concepção do Dechidr\_VB.VBP que o escoamento relativo ao episódio anterior é calculado até ao dia em que o seu valor atinge um mínimo de 0,01 mm/d. Para uma compreensão mais detalhada deste procedimento consulte-se Oliveira *et al.* (1997) ou Oliveira (2001, 2004).

A interface principal do programa Dechidr\_VB.VBP possui quatro menus distintos, permitindo a introdução das séries de dados a utilizar na decomposição do hidrograma, a definição de parâmetros a considerar durante a corrida, a corrida do programa e a visualização dos resultados (Figura 16). Através do menu **Ficheiros** é possível definir o nome do ficheiro de entrada que contém as séries de dados relativos ao escoamento e à precipitação. Este é um ficheiro ASCII contendo três colunas em que os valores se separam por vírgulas, sendo a primeira coluna referente à data (por ordem crescente e formato utilizado pelo *Microsoft Excel*), a segunda contém o escoamento superficial (mm/dia) e a terceira contém a precipitação média da bacia (mm/dia).

Permite também definir os três ficheiros de saída em formato ASCII, em que um deles conterà informação geral como as diversas mensagens do programa e os resultados de decomposição. O segundo ficheiro conterà os resultados diários da decomposição por episódio e o terceiro ficheiro conterà os resultados totais por episódio a apresentar em dez colunas, cada uma delas referente a um parâmetro (e.g. número da ordem do episódio, data de início da precipitação; coeficiente de esgotamento; total do escoamento superficial do episódio, entre outros).

Através do menu **Dados para o modelo** permite a definição de dois dos parâmetros referidos para a corrida do modelo, mais concretamente a precipitação mínima necessária para que ocorra escoamento e o número de dias em que se verifica a existência de escoamento directo além dos dias de chuva. Neste menu dá-se também a indicação se se controla o balanço entre a precipitação e o escoamento e se se considera a ocorrência de precipitação na definição da ocorrência de um novo episódio. No menu **Correr**, são efectuados os cálculos e os resultados da decomposição do escoamento são gravados nos três ficheiros de saída anteriormente referidos.



Fonte: Oliveira (2004)

**Figura 16** – Interfaces do programa de decomposição do escoamento Dechidr\_VB.VBP onde é possível visualizar: I) introdução dos nomes dos ficheiros contendo os dados de entrada e de saída; II) parâmetros a considerar na corrida do modelo; III) corrida do modelo; e IV) visualização dos resultados.

Os resultados obtidos podem ser visualizados na forma de gráficos e tabelas (produzidos no *Microsoft Excel*), sendo esta opção possível através do menu **Visualização**. As opções dos dados a apresentar sob a forma de gráfico é diversa, permitindo visualizar: a decomposição de um único episódio definido pelo utilizador; a decomposição de vários episódios que ocorrem num período definido pelo utilizador; a decomposição num determinado período sem a identificação dos diferentes episódios; a decomposição de todos os episódios para toda a série; e os totais resultantes da decomposição de toda a série. Possibilita também a construção de um gráfico que reflecte o número de casos em que o escoamento base é inferior ou superior a um determinado valor, expressando tal resultado em frequências relativas acumuladas e em dias por ano.

## **2.4.6 O degelo e sua consideração na decomposição das componentes do escoamento superficial**

### **2.4.6.1 Introdução**

Em regiões sujeitas à ocorrência de precipitação sob a forma de neve revela-se importante referir alguns aspectos associados ao degelo e como contemplar o referido processo na separação das componentes do escoamento superficial. A neve e a cobertura formada, representa uma importante origem de água aquando do seu degelo, representando esta uma fonte de recarga dos aquíferos e de restabelecimento das reservas de água superficiais, tendendo a ocorrer nos meses de Primavera, com os picos de escoamento a serem mais expressivos nos meses de Abril a meados de Julho (Pike, 2003).

É de salientar que situações de degelo excessivo podem conduzir à ocorrência de cheias, contrastando com as situações de seca que poderão ocorrer ou verem os seus efeitos estimulados no caso de um degelo insuficiente. Efectivamente, é apontado por diversos estudos que a existência de condições que levem à ocorrência e acumulação de neve têm consequências hidrológicas significativas, designadamente na diminuição da capacidade de infiltração e conseqüentemente da recarga em algumas áreas em que se verifica o congelamento do solo (Hinzman *et al.*, 1993; Dingman, 1970; Roulet e Woo, 1988; Woo e Steer, 1983; citados por McNamara *et al.*, 1997).

Em termos de hidrograma verifica-se que o degelo pode em diferentes graus, alterar o padrão observado nos hidrogramas. Na medida em que determinadas propriedades químicas da água no estado sólido vão sendo alteradas ao longo do período de degelo, é comum a utilização de traçadores para identificar a origem e os caminhos preferenciais da água numa determinada bacia (Sueker *et al.*, 2000, citado por Yarrow e Oliveira, 2006). Contrariamente às técnicas de separação anteriormente descritas baseadas na decomposição gráfica dos hidrogramas e/ou na análise da curva de esgotamento, algumas das técnicas mais recentes, que recorrem à mencionada utilização de traçadores (e.g.  $\delta^{18}\text{O}$ , trítio, condutividade eléctrica, entre outros), permitem a separação dos hidrogramas nas suas componentes. De um modo mais concreto, modelos mistos de duas componentes são utilizados para a decomposição do escoamento superficial em “água antiga” e “água recente”, assumindo que as diferentes origens do escoamento têm assinaturas químicas ou isotópicas distintas, em que o termo “água antiga” refere-se à água existente na bacia anteriormente ao evento de precipitação ou degelo (e.g. humidade do solo, água de origem subterrânea) e a “água recente” corresponde à água que resulta do evento de precipitação

ou degelo. Este modelo de duas componentes pode ser expandido de modo a contemplar no escoamento de base a contribuição de água com origens mais profundas (McNamara *et al.*, 1997).

Considerando o modelo misto de duas componentes e tomando como exemplo a selecção do isótopo  $\delta^{18}\text{O}$ , assim como partindo do princípio que a composição isotópica da água antiga ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{ant}}$ ) e da água que resulta do evento ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{rec}}$ ) é conhecida num dado instante de tempo, e que nesse mesmo instante a água de determinado curso é uma mistura de ambas. A composição em  $\delta^{18}\text{O}$  do curso de água ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{la}}$ ) é dado por (Taylor *et. al.*, 2002):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{la}} = x \cdot \delta^{18}\text{O}_{\text{rec}} + (1 - x) \cdot \delta^{18}\text{O}_{\text{ant}} \quad \text{Eq. 6}$$

em que  $x$  é a fracção da água recente num determinado instante durante o evento e de acordo com a expressão anterior, pode ser expressa da seguinte forma:

$$x = \frac{\delta^{18}\text{O}_{\text{la}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{ant}}}{\delta^{18}\text{O}_{\text{rec}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{ant}}} \quad \text{Eq. 7}$$

De modo a que as expressões anteriores sejam válidas durante um hidrograma inerente a um episódio ou evento de precipitação ou degelo, é necessário que tanto  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ant}}$  como  $\delta^{18}\text{O}_{\text{rec}}$  se mantenham constantes no tempo, de modo a que uma alteração em  $\delta^{18}\text{O}_{\text{la}}$  possa somente ser atribuída a uma variação de  $x$ , e consequentemente permitir a sua consideração na decomposição das componentes do escoamento superficial.

#### 2.4.6.2 Balanço energético

Na medida em que muitas das vezes a monitorização de elementos traçadores nas bacias hidrográficas é nula e/ou a aplicação de análises nucleares torna-se demasiado dispendiosa face a alguns objectivos de estudo, é também considerada a aplicação de modelos simples de balanço energético com o objectivo de estimar o escoamento produzido pelo degelo, referindo-se seguidamente o modelo proposto pelo *United States Army Corps of Engineers – USACE* (1998).

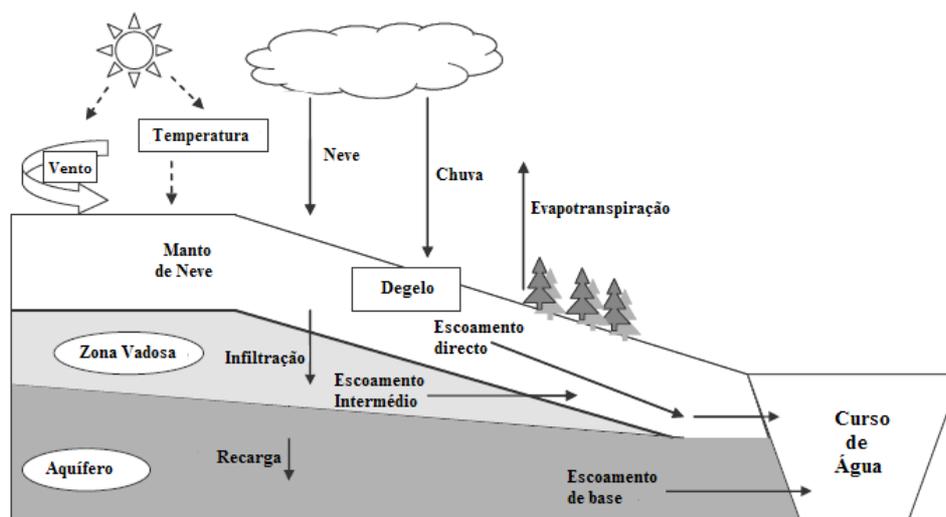
Segundo o USACE (1998) a conversão da água do estado sólido (gelo) para o estado líquido requer a existência de energia, estando o processo de degelo intrinsecamente ligado ao modo como o fluxo e armazenamento de energia se dá para o manto de neve e se

propaga no interior deste. As fontes de energia que podem induzir e condicionam o degelo são diversas, nomeadamente incluem o balanço das radiações de curto e longo comprimento de onda ( $\lambda_{sh}$  e  $\lambda_{lg}$  respectivamente), energia convectiva do ar ( $EG_{ar}$ ), energia resultante da condensação do vapor (energia latente -  $EG_{vap}$ ), energia que se propaga pelo solo por processos de condução térmica ( $EG_s$ ), assim como a energia proveniente da chuva ( $EG_p$ ). O balanço entre as fontes indicadas dita a energia total disponível para o degelo ( $EG$ ) e pode ser descrito pela seguinte expressão:

$$EG = \lambda_{sh} + \lambda_{lg} + EG_{ar} + EG_{vap} + EG_s + EG_p - \Delta EG_i \quad \text{Eq. 8}$$

em que  $\Delta EG_i$  representa a variação da energia interna armazenada por unidade de área do manto de neve e pode ser composta pela quantidade de energia necessária para derreter a porção de gelo contido no manto de neve, congelar a água na fase líquida presente na neve e alterar a temperatura da neve. Assim nos períodos de aquecimento o fluxo de calor desloca-se no sentido do manto de neve, enquanto que nos períodos de arrefecimento o calor desloca-se no sentido inverso, pelo que a energia disponível para o degelo possui um carácter dinâmico, variando em função da magnitude das entradas de energia para o manto de neve.

De acordo com o balanço energético traduzido pela Eq. 8 e suas formulações teóricas (*cf.* USACE, 1998), cujos processos se encontram de certo modo ilustrados na Figura 17, e com base em dados experimentais resultantes de diversos estudos, foi possível desenvolver e generalizar equações com o intuito de contabilizar o degelo e o volume de escoamento produzido. À água no estado líquido resultante do degelo torna-se aplicável as técnicas de decomposição do hidrograma descritas anteriormente, como se de precipitação se tratasse. Tais equações são muitas vezes simplificadas com base nas condições meteorológicas ou do coberto florestal de uma dada região de modo a tornar prática a sua aplicação (Yarrow e Oliveira, 2006).



Fonte: Yarrow e Oliveira (2006)

**Figura 17** – Representação esquemática dos principais processos relacionados com o degelo.

Um conjunto de equações simplificadas que permite avaliar o volume de escoamento produzido em determinada bacia é apresentado em USACE (1998), contemplando a ocorrência do processo de degelo de duas formas distintas: o degelo com ocorrência de precipitação sobre o manto de neve (*rain-on-snow*); e o degelo em condições sem precipitação (*rain-free*). Para cada uma das formas de degelo mencionadas, existe um conjunto de equações distinto, dependentes do tipo e percentagem de coberto vegetal existente nas diferentes áreas da bacia em análise.

Yarrow e Oliveira (2006) estabelecem coeficientes de ponderação que podem ser utilizados na definição da percentagem de copado de uma determinada bacia ou área (Tabela 6), com o objectivo de seleccionar a classe de densidade ou seja, de modo a se seleccionar a equação a aplicar na determinação do escoamento resultante do degelo. Os referidos coeficientes ou pesos são aplicados em função da comunidade fitossociológica existente nas diversas manchas presentes na área de estudo, resultando assim num valor ponderado para a percentagem de copado, tendo por base a área que ocupa cada uma dessas manchas.

**Tabela 6** – Coeficiente de ponderação utilizado para a definição da classe de densidade vegetal, para algumas situações de coberto vegetal.

<b>Coberto</b>	<b>Coeficiente de ponderação</b>
Florestas densas	1
Florestas semi-densas	0,7
Florestas Abertas	0,4
Pinhal	0,8
Vegetação arbustiva semi-densa (e.g. Maquis)	0,3
Vegetação arbustiva aberta (e.g. Garrigue)	0,2
Rocha nua e pastagens	0

*Fonte:* Yarrow e Oliveira (2006)

O cálculo do degelo em situações do tipo “precipitação sobre o manto de neve” representa uma das mais simples situações de aplicação das equações de balanço energético uma vez que, a radiação solar é menor e pode-se assumir que a atmosfera se encontra saturada. Deste modo há uma simplificação do cálculo dos processos convectivos e de condensação, apresentando-se duas equações para situações deste tipo, uma para aplicação a áreas abertas ou florestadas até 80% e outra para o caso de áreas densamente florestadas (Tabela 7). As considerações efectuadas no estabelecimento de tais equações e suas variáveis são abordadas em USACE (1998).

Por outro lado no caso de situações de degelo do tipo “sem precipitação”, o cálculo de volume de escoamento produzido em função do degelo deve contemplar a radiação solar (exceptuando-se situações em que se verifica uma densidade elevada do coberto florestal). Tal leva à necessidade de se considerar factores adicionais como o albedo e a nebulosidade, assim como não se pode assumir que a massa de ar se encontra saturada e como tal é necessário também a consideração do ponto de orvalho.

**Tabela 7** – Equações generalizadas do modelo de degelo, com base nos balanços de energia, e que permitem quantificar o escoamento produzido em função de diferentes densidades de copado.

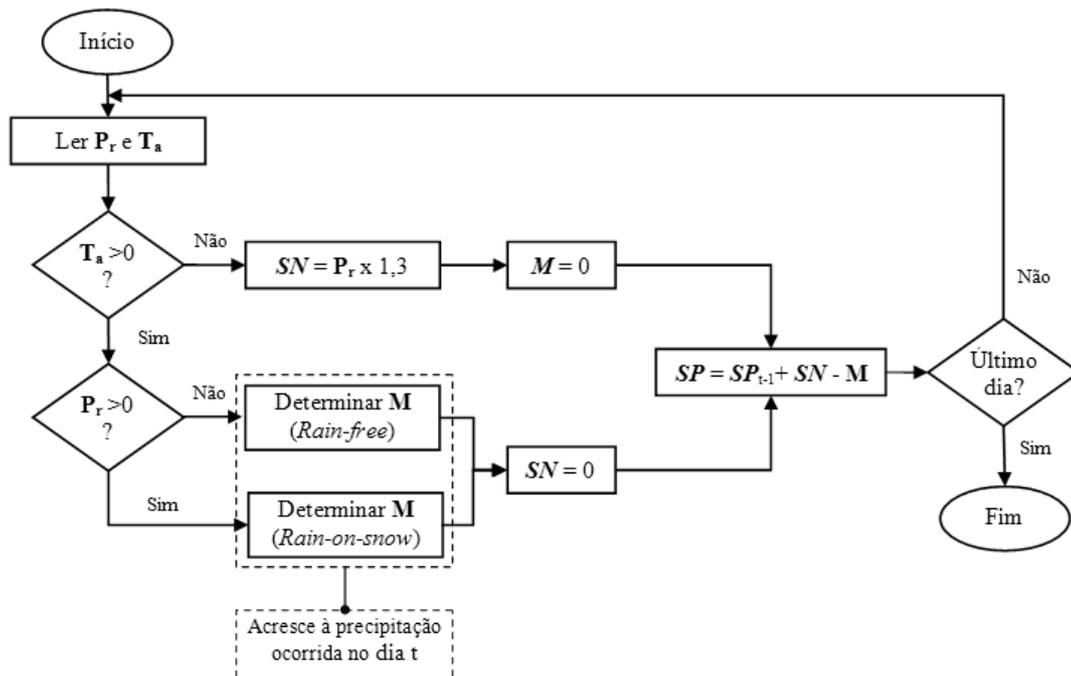
<b>Tipo de degelo</b>	<b>Classe</b>	<b>Equação</b>	
<b>Precipitação sobre o manto de neve</b>	Aberta; parcialmente florestada e florestada (0-80%)	$M = (1,33 + 0,239.v.V + 0,0126.P_r).T_a + 2,3$	Eq. 9
	Densamente florestada (>80%)	$M = (3,38 + 0,0126.P_r).T_a + 1,3$	Eq. 10
<b>Sem precipitação</b>	Aberta (<10%)	$M = \Lambda.(1-F).(3,08.I_i).(1-a) + (1-N_b).(0,969.T'_a - 21,34) + N_b.(1,33.T'_c) + v.(0,239.V).(0,22.T'_a + 0,78.T'_d)$	Eq. 11
	Parcialmente florestadas (10-60%)	$M = \Lambda.(1-F).(3,08.I_i).(1-a) + v.(0,239.V).(0,22.T'_a + 0,78.T'_d) + F.(1,33.T'_a)$	Eq. 12
	Florestada (60-80%)	$M = v.(0,239.V).(0,22.T'_a + 0,78.T'_d) + F.(1,33.T'_a)$	Eq. 13
	Densamente Florestada (>80%)	$M = 3,38.(0,53.T'_a + 0,47.T'_d)$	Eq. 14
<b>Variáveis e parâmetros</b>		<b>Observações</b>	
$\Lambda$ - factor de degelo por radiação de baixo comprimento de onda		O seu valor baliza-se geralmente entre 0,9 e 1,1, sendo adoptado o valor de 1,0 no caso de bacias ou áreas planas ou cujas vertentes a Norte e a Sul se encontrem relativamente equilibradas.	
$v$ - coeficiente de exposição ao vento		O seu valor pode variar entre 0,3 e 1 em função da densidade do coberto florestal, sendo mais baixo no caso de florestas muito densas.	
$a$ - albedo do manto de neve		É descrito por uma função de decaimento do tipo $a=e.(f)^{N^g}$ , em que $N$ representa o número de dias passados desde o último evento de neve e $e, f, g$ são parâmetros determinados laboratorialmente.	
$F$ - copado florestal efectivo		Representa o valor médio da cobertura florestal da bacia ou área, expresso segundo uma fracção decimal.	
$I_i$ - insolação (MJ/m <sup>2</sup> )		-	
$M$ - degelo (mm/dia)		-	
$N_b$ - nebulosidade		Expressa em fracção decimal	
$P_r$ - precipitação diária (mm/dia)		No caso de a precipitação ocorrer sob a forma de neve esta é subestimada e como tal ao valor medido deve ser aplicado um factor de 1,3 (Larson e Peck, 1974, citado por Yarrow e Oliveira, 2006).	
$T_a$ - temperatura média do ar (° C)		Corresponde ao ar saturado, medida a uma altura de 3 m.	
$T'_a$ - diferença entre a temperatura do ar (3 m) e a superfície do manto de neve (° C)		-	
$T'_c$ - diferença entre a temperatura na base das nuvens e a temperatura à superfície do manto de neve (° C)		-	
$T'_d$ - diferença entre a temperatura no ponto de orvalho e a temperatura à superfície do manto de neve (° C)		-	
$V$ - velocidade do vento (km/h)		Medida a uma altitude de 15 m.	

Fonte: USACE (1998)

Com base na informação disposta anteriormente verifica-se que algumas das variáveis ou parâmetros acima mencionados podem não se encontrar debaixo de uma monitorização permanente e/ou a sua determinação não ser expedita limitando assim a

aplicabilidade do modelo em determinadas situações, designadamente aquando da consideração de degelo do tipo “sem precipitação” em áreas com um baixo coberto vegetal em que o copado representa menos de 10% dessas áreas.

Yarrow e Oliveira (2006) aplicaram as referidas equações na determinação do escoamento induzido pelo degelo através da sua incorporação no Microsoft Excel de acordo com a metodologia traduzida pelo fluxograma representado na Figura 18. Na referida metodologia, de modo a não se introduzir demais incertezas (e.g. profundidade de neve e e/ou dinâmica do manto de neve), o volume de neve formado ( $SP$ ) é contabilizado em termos de água equivalente (mm), determinando-se para as áreas em análise e com base nas condições de precipitação e temperatura, o volume de neve formado. Com base numa equação de balanço diário a evolução do manto de neve é estimada ao longo do tempo, sendo o degelo ( $M$ ) dado pela aplicação de uma das equações anteriores.



adaptado de Yarrow e Oliveira (2006)

**Figura 18** – Modelo para a determinação da evolução do manto de neve ( $SP$ ), numa base diária, a partir da neve formada ( $SN$ ) e da quantificação do escoamento decorrente do degelo ( $M$ ).

Na medida em que uma área ou bacia de estudo, pode apresentar alguma heterogeneidade relativamente a algumas das variáveis, a referida área pode ser dividida em áreas mais pequenas e o degelo determinado para cada uma delas em função das suas características, podendo então ter que se recorrer à aplicação de mais do que uma equação.

Alternativamente à metodologia anteriormente apresentada para o cálculo do degelo, este pode ser determinado com base num índice de temperatura, constituindo um método

de aplicação mais simples, todavia importante em casos de escassez de dados relativamente às variáveis necessárias para aplicação do método anterior. A utilização desta simples abordagem consiste na estimativa do degelo por utilização da temperatura do ar como uma variável representativa de todas as fontes de energia, explicando o fenómeno mais de um ponto de vista estatístico do que físico, tendo por base a consideração de que a temperatura do ar é a variável preponderante nas equações do modelo anterior (*cf.* USACE, 1998).

Em regiões onde a precipitação na forma de neve tem um peso significativo na precipitação que aí ocorre, a não consideração do degelo na decomposição do hidrograma, pelos métodos anteriormente mencionados, pode conduzir a resultados que não reflectem a realidade e consequentemente levar a conclusões erróneas. Designadamente poderá conduzir a que se sobrestime a quantidade de escoamento de base decorrente de uma taxa de degelo mais ou menos constante ao longo do tempo, ao não permitir a consideração de novos eventos de escoamento directo. A decomposição do hidrograma em regiões com tais características, pode ser efectuada através da consideração do escoamento resultante do degelo como se de precipitação se tratasse, ou seja, o volume diário de água líquida resultante do degelo pode ser considerado como um evento de precipitação que deve ser adicionado ao volume de água referente à precipitação útil (Yarrow e Oliveira, 2006).



### 3 Avaliação do impacto dos fogos florestais sobre o ciclo hidrológico: Casos de estudo de Ponte Panasco e de Manteigas

#### 3.1 Introdução

Para a elaboração deste estudo seleccionaram-se duas bacias nas quais ocorreram recentemente fogos florestais. Uma terceira bacia foi utilizada como área de controlo, de modo a se identificar possíveis alterações em termos de escoamento induzidas pela ocorrência de fogo. Apresenta-se uma caracterização das três dessas bacias: bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica de Ponte Panasco (área ardida), bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica de Couto de Andreiros (área de controlo da bacia anterior) e bacia hidrográfica do rio Zêzere a montante da estação hidrométrica de Manteigas. A localização das áreas de estudo face ao território nacional encontra-se representada na Figura 19.

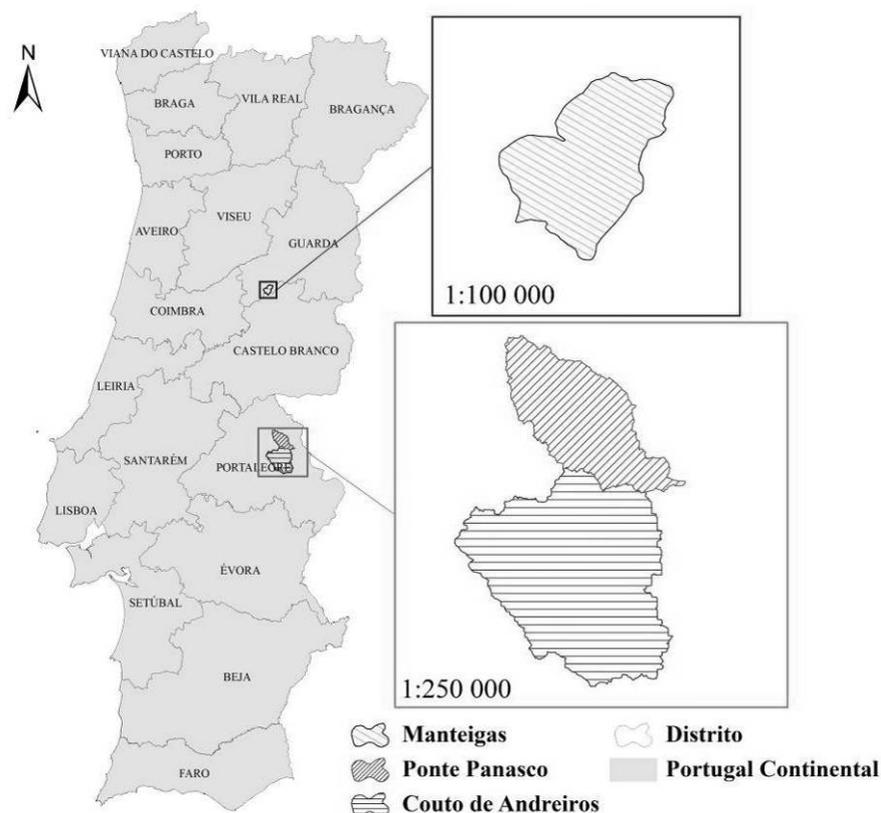
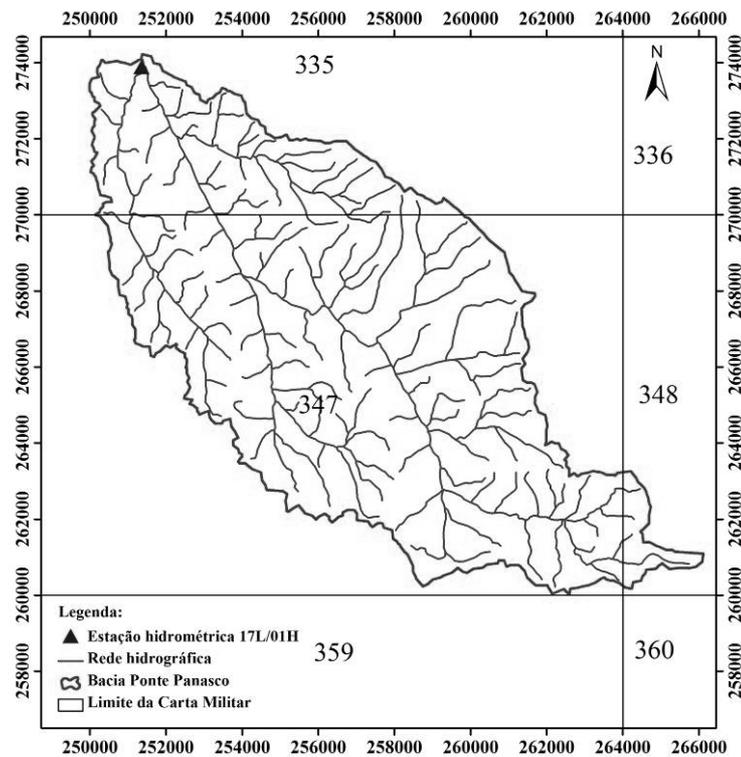


Figura 19 – Localização das bacias de estudo em Portugal Continental.

### 3.2 Caracterização da bacia hidrográfica da ribeira de Nisa a montante da estação hidrométrica de Ponte Panasco

Localizada no distrito de Portalegre, abrangendo o Norte do concelho de Portalegre e o Sul do concelho de Castelo de Vide, a bacia hidrográfica da ribeira de Nisa a montante da estação hidrométrica de Ponte Panasco, possui uma área aproximada de 109,45 Km<sup>2</sup>, tendo esta sido determinada a partir da digitalização do seu contorno desenhado nas cartas militares de Portugal nos 335, 347 e 348 à escala 1:25000 (Figura 20). A ribeira de Nisa é um dos afluentes da margem esquerda do rio Tejo. Ponte Panasco situa-se à altitude de 320 m e o ponto mais alto da bacia localiza-se à altitude de 940 m.



Base cartográfica: IGEOE 1:25 000

**Figura 20** – Limite da bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica de Ponte Panasco, rede hidrográfica e identificação das cartas à escala 1:25 000 utilizadas na sua delimitação.

A geomorfologia é uma variável importante no comportamento e caracterização do escoamento superficial, designadamente na existência de escoamento directo que se torna mais proeminente em áreas de maior declive. Como tal o seu conhecimento para uma determinada área é importante na identificação de possíveis variações nos processos hidrológicos. Em termos geomorfológicos e com base no modelo digital do terreno (MDT) verifica-se na bacia a predominância de áreas de baixo declive ou áreas planas (declive de 0-5%), representando estas áreas cerca de 33,7% da área da bacia. As áreas de declive

moderado (declive de 6-10%) e as de declive moderadamente acentuado (10 a 15%) representam 24,1% e 16,5% da bacia, respectivamente. Áreas de declive muito acentuado (declive >25%) representam apenas 10,4% da bacia e localizam-se ao longo do limite Este da bacia desenvolvendo-se no sentido NO – SE. Em termos de orientação da vertente de encosta verifica-se um predomínio das áreas orientadas a oeste e sudoeste.

Litologicamente, a área é constituída por ortognaisses em quase toda a sua extensão com a existência de arcoses e quartzitos no seu limite NE (serra de castelo de Vide) e a presença de xistos no extremo SE da bacia. As rochas ortognáissicas encontram-se recortadas por filões de quartzo e por diversas falhas que nalguns locais condicionam o percurso das ribeiras, constituindo estas formações geológicas meios cristalinos que sustentam aquíferos do tipo fissurados descontínuos.

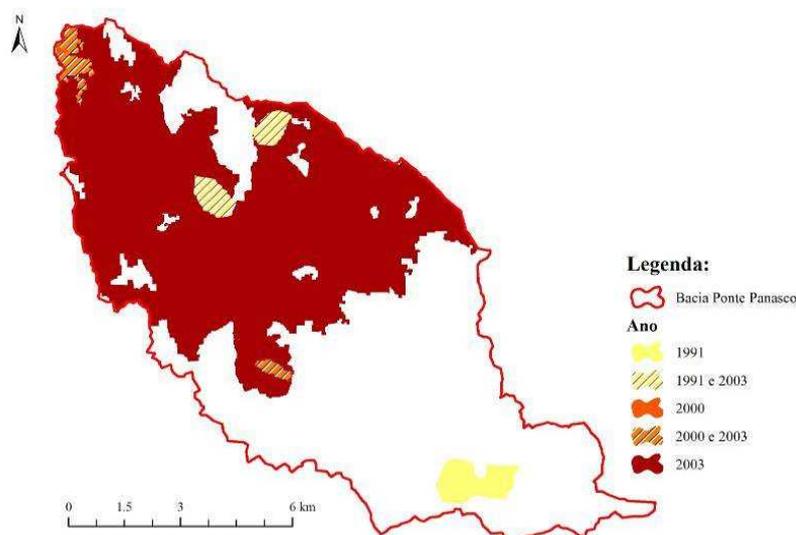
Dado que as alterações no escoamento ocorrem devido à acção que o fogo detém sobre o coberto vegetal alterando os diferentes processos inerentes ao ciclo hidrológico nomeadamente a evapotranspiração, torna-se pertinente a caracterização da ocupação do solo nas referidas bacias. De acordo com o CORINE Land Cover 2000 (CLC2000) verifica-se relativamente à ocupação do solo na bacia, a predominância de florestas de folhosas (35,1% da área da bacia), seguida pela existência de áreas agrícolas com espaços naturais (18,9%), situando-se as demais classes abaixo dos 10% da área total da bacia com a excepção dos sistemas culturais e parcelares complexos. A ocupação do solo segundo a classificação do CORINE Land Cover encontra-se apresentada na Tabela 8.

Segundo a DGRF (2007b) verificou-se nesta bacia a ocorrência de fogo no ano de 1991, quando as chamas consumiram cerca de 3% da área total da bacia resultando em três manchas distintas. Duas destas manchas, localizadas mais a norte na bacia, voltaram a ser fustigadas pelos fortes incêndios que avassalaram o território nacional no ano de 2003, ano em que na bacia de Ponte Panasco a área ardida atingiu uma extensão de quase 50% da sua área, tendo o referido incêndio deflagrado no dia 31 de Julho de 2003 (DGRF). Constatase também a existência de uma pequena área ardida no ano 2000, situada a norte da bacia e cuja extensão representa cerca de 1% da área total em análise. Dado a extensão das áreas sujeitas a incêndio no ano de 1991 e 2000 face à área total da bacia, os efeitos da sua ocorrência à escala da bacia podem considerar-se negligenciáveis pelo que procurar-se-á a existência de alterações ao ciclo hidrológico somente para a situação verificada em 2003.

**Tabela 8** – Ocupação do solo na bacia hidrográfica a montante de Ponte Panasco com base na cartografia CORINE Land Cover 2000 (o valor entre parênteses refere-se ao código CLC referente a cada classe).

Classe	Área (ha)	Área (%)
Agricultura com espaços naturais (243)	2060	18,9
Culturas anuais de sequeiro (211)	252	2,3
Espaços florestais degradados, cortes e novas plantações (324)	763	7,0
Florestas de folhosas (311)	3835	35,1
Florestas de resinosas (312)	174	1,6
Florestas mistas (313)	383	3,5
Matos (322)	1026	9,4
Olivais (223)	542	5,0
Pastagens naturais (321)	122	1,1
Sistemas agro-florestais (244)	672	6,2
Sistemas culturais e parcelares complexos (242)	1089	10,0
Tecido urbano contínuo (112)	2	0,02

A localização das diferentes manchas correspondentes às áreas ardidadas entre o ano de 1990 e 2005 encontra-se apresentada na Figura 21.



Fonte: DGRF (2007b)

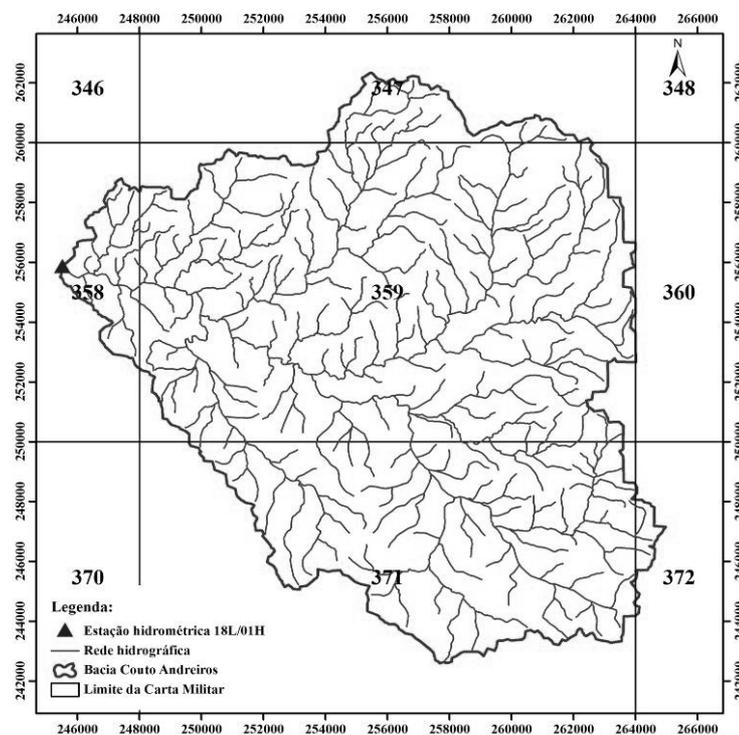
**Figura 21** – Localização das áreas ardidadas na bacia a montante da estação hidrométrica de Ponte Panasco, segundo o ano de ocorrência.

A informação relativamente à estação hidrométrica de Ponte Panasco-17L/01 (Figura 20), localizada nas coordenadas X=251466 (m) e Y=273884 (m), foi extraída do Sistema Nacional de Informação sobre Recursos Hídricos (SNIRH) (<http://snirh.pt>). Dos dados disponíveis com base na referida estação é relevante referir a existência de caudais médios diários (QMD) no período compreendido entre 01/10/1981 e 30/09/1990, verificando-se uma descontinuidade nos registos no período 01/10/1985 a 26/11/1985. Mais recentemente e já com a automatização da referida estação encontram-se também disponíveis os QMD

para o período de 19/04/2001 a 28/12/2006, existindo simultaneamente para o mesmo período, os dados relativos ao nível hidrométrico instantâneo (NIHIDI).

### 3.3 Caracterização da bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica de Couto de Andreiros

Com uma área próxima dos 243 km<sup>2</sup>, esta bacia hidrográfica tem como principal curso de água o rio Raia e abrange a zona oeste do concelho de Portalegre e o território SE do concelho do Crato, sendo que uma pequena faixa do sul da bacia se encontra inserida no território administrativo do concelho de Monforte. A sua delimitação foi efectuada com base nas cartas militares de Portugal n<sup>os</sup> 347, 358, 359, 371 e 372 (Figura 22). As altitudes na bacia encontram-se balizadas de um modo aproximado entre os 200 m e os 650 m.



Base cartográfica: IGEOE 1:25 000

**Figura 22** – Limite da bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica de Couto de Andreiros, rede hidrográfica e identificação das cartas à escala 1:25 000 utilizadas na sua delimitação.

Com base no MDT verifica-se para esta bacia a predominância maioritária das áreas planas ou cujo declive se cifra abaixo dos 5%, representado estas cerca de 56% da área total da bacia. Relativamente às áreas de declive moderadamente acentuado, acentuado ou muito acentuado constata-se em termos percentuais uma menor expressão destas áreas comparativamente à bacia anterior, não indo a classe associada a um maior declive além dos 3,5% da área total. Nas áreas possuidoras de algum declive verifica-se uma maior

expressão das vertentes orientadas a sudoeste e a oeste, representando cerca de 12 e 10% da área total da bacia, respectivamente. A fracção das vertentes mais expostas à radiação solar (orientadas a sul) representa aproximadamente 8%.

Em termos geológicos, a bacia é constituída essencialmente por granitos alcalinos na parte norte e centro, ocorrendo na parte sul essencialmente xistos e grauvaques, do Câmbrico e Pré-câmbrico, cujos afloramentos alternam com afloramentos de rochas ultrametamórficas, quartzitos, calcários, dolomitos, conglomerados e arcoses. As formações geológicas presentes constituem meios cristalinos que sustentam aquíferos do tipo fissurado descontínuos em que podem ocorrer na camada superficial de alteração de níveis freáticos pouco profundos captados por poços.

No que concerne à ocupação do solo, verifica-se com base na informação cartográfica relativa ao CLC2000 à escala 1:100000 a predominância na bacia de sistemas agro-florestais (33,7% da área da bacia) e de florestas de folhosas (33,5%) – Tabela 9.

**Tabela 9** – Ocupação do solo na bacia hidrográfica a montante de Couto de Andreiros com base na cartografia CORINE Land Cover 2000 (o valor entre parênteses refere-se ao código CLC referente a cada classe).

Classe	Área (ha)	Área (%)
Agricultura com espaços naturais (243)	612	2,5
Culturas anuais associadas às culturas permanentes (241)	199	0,8
Culturas anuais de regadio (212)	26	0,1
Culturas anuais de sequeiro (211)	4117	17,0
Espaços florestais degradados, cortes e novas plantações (324)	237	1,0
Florestas de folhosas (311)	8125	33,5
Florestas mistas (313)	300	1,2
Indústria, comércio e equipamentos gerais (121)	181	0,7
Matos (322)	187	0,8
Olivais (223)	1001	4,1
Planos de água (512)	25	0,1
Pomares (222)	263	1,1
Sistemas agro-florestais (244)	8165	33,7
Sistemas culturais e parcelares complexos (242)	392	1,6
Tecido urbano contínuo (111)	31	0,1
Tecido urbano descontínuo (112)	129	0,5
Vegetação esclerofítica (323)	65	0,3
Vinhas (221)	199	0,8

Não obstante é de salientar dois aspectos também aplicáveis à área de estudo anterior (bacia de Ponte Panasco), o primeiro prende-se com o período a que se refere a cartografia de base para a caracterização da ocupação do solo e que poderá encontrar-se ligeiramente alterada decorrente de acções de índole natural e socio-económica que tomam lugar na área

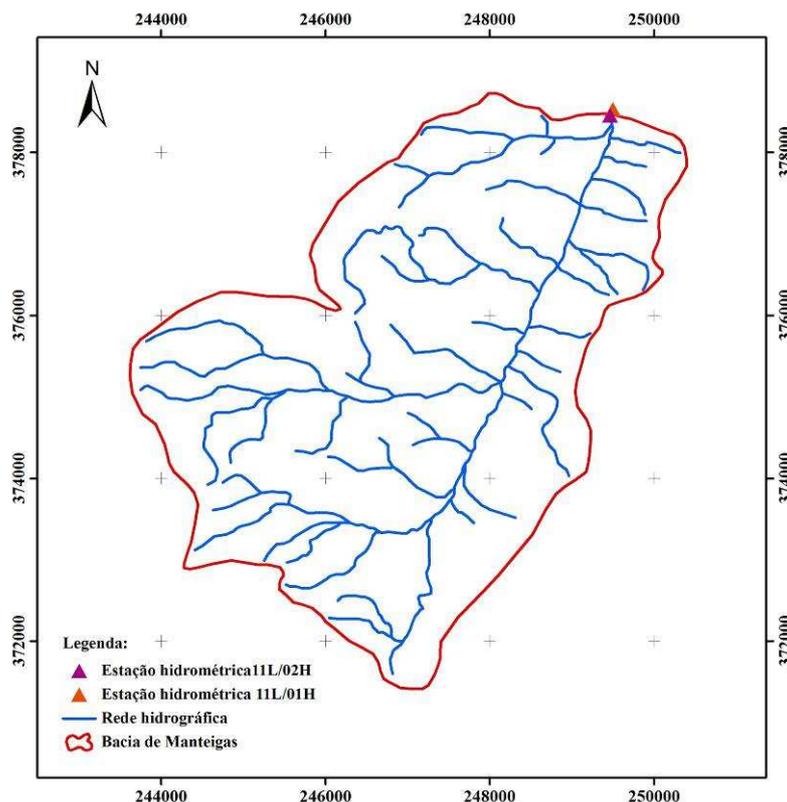
de estudo. O segundo aspecto prende-se com a escala da referida informação (1:100000) que pode introduzir alguma incerteza nos valores apresentados.

Para esta bacia existem registos de algumas situações de fogo, relativas aos anos de 1996 (94 ha), 1998 (16 ha) e 2004 (43 ha), incidindo todas elas no norte da bacia hidrográfica em análise, não atingindo em nenhum dos casos o meio valor percentual, pelo que a área ardida em cada um dos anos relativamente à extensão da bacia ( $\approx 2430$  ha) pode ser considerada insignificante assim como os efeitos do fogo em termos hidrológicos.

A estação hidrométrica de Couto de Andreiros (18L/01H) localiza-se nas coordenadas  $X= 245622$  (m) e  $Y= 255789$  (m). Através do SNIRH disponibilizam-se dados de QMD, para a referida estação, para o período compreendido entre 01/10/1963 a 30/04/1992 e posteriormente, com a automatização da estação, de 12/07/2001 até 30/05/2007. No caso do primeiro período verifica-se a existência de diversas lacunas relativamente ao referido parâmetro. Para o segundo período apresentado são também identificadas lacunas relativamente aos caudais médios diários, todavia estas podem ser colmatadas a partir das curvas de vazão e dos níveis hidrométricos instantâneos disponibilizados através do SNIRH. Relativamente à monitorização do NIHIDI verifica-se a inexistência de dados no período compreendido entre 23/12/2002 e 26/12/2002.

### ***3.4 Caracterização da bacia hidrográfica do rio Zêzere a montante da estação hidrométrica de Manteigas***

Com grande parte da sua área localizada no concelho de Manteigas, esta bacia possui uma área de aproximadamente  $27 \text{ km}^2$ , tendo como principal curso de água o rio Zêzere. À semelhança das bacias anteriores também a sua delimitação foi efectuada a partir das cartas militares, designadamente através das cartas nos 223 e 224 (Figura 23), verificando-se um valor de cota mínima de 950 e um valor máximo acima dos 1950, ocorrendo este no extremo SO da bacia.



**Figura 23** – Limite da bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica de Manteigas (11L/01H-EDP e 11L/02H-INAG) e respectiva rede hidrográfica.

Através do MDT verifica-se que esta bacia possui vertentes bastantes íngremes com as áreas possuidoras de um declive muito acentuado a deterem quase 63% da área total da bacia. Também as classes de declives classificado como moderadamente acentuado e acentuado possuem alguma expressão no território, com a primeira classe a representar cerca de 16,5% da área da bacia e a segunda cerca de 6%. Por sua vez as áreas planas ou de baixo declive representam aproximadamente 12% da área da bacia, sendo que tal distribuição das diferentes classes resulta do vale glacial em formato de “U”. Devido ao desenvolvimento longitudinal do vale na direcção SSO – NNE, predominam na margem esquerda, as vertentes orientadas a E e a SE e na margem direita do rio Zêzere predominam as vertentes orientadas a NE e N, representando respectivamente 11% e 12% da área total da bacia.

A região na qual se encontra a bacia é essencialmente constituída por materiais graníticos e xistosos, surgindo também aluviões, depósitos de vertente e depósitos fluvio-glaciários, sendo os últimos constituídos por calhaus arredondados de vários tipos de granitos, de dimensão variável e que se encontram misturados com materiais mais finos. As regiões graníticas ocorrem a maiores altitudes e apresentam a rede hidrográfica influenciada pela tectónica. O rio Zêzere encaixa-se na falha Bragança-Vilariça-Manteigas,

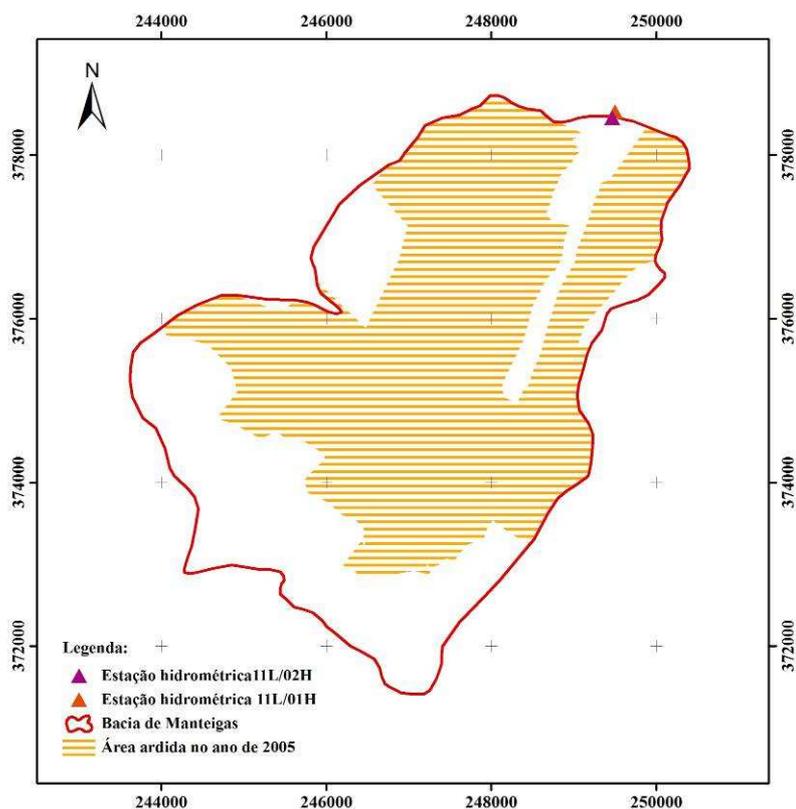
de direcção NNE-SSO. Na área de Manteigas ocorrem nascentes termais cuja localização se relaciona com zonas de tectónica quaternária activa.

No que concerne à ocupação do solo, verifica-se à data de 2000 e segundo o CLC2000 a predominância de áreas de vegetação esparsa (44% da área da bacia), assim como a existência de uma vasta área de rocha nua (32%). A presença tanto de florestas resinosa como florestas mistas situavam-se à referida data abaixo dos 10% como é possível constatar na Tabela 10.

**Tabela 10** – Ocupação do solo na bacia hidrográfica a montante de Manteigas com base na cartografia CORINE Land Cover 2000 (o valor entre parênteses refere-se ao código CLC referente a cada classe).

Classe	Área (ha)	Área (%)
Vegetação esparsa (333)	1187	44
Rocha nua (332)	870	32
Florestas mistas (313)	227	8
Florestas de resinosa (312)	182	7
Espaços florestais degradados, cortes e novas plantações (324)	106	4
Pastagens naturais (321)	81	3
Pastagens (231)	31	1
Culturas anuais de sequeiro (211)	19	1
Matos (322)	18	1

De acordo com os dados disponibilizados pela DGRF (2007b) relativos às áreas ardidas no período 1990 a 2004, esta bacia registou a existência de pequenas áreas ardidas no ano de 1991, tendo ardido cerca de 48 ha (1,8% da área total da bacia), nos anos de 1992 e 1996, tendo ardido 0,6% e 1,8% da área total da bacia, respectivamente. No ano 2000 verificou-se um incremento no valor da área ardida (3,7% da área da bacia) comparativamente a 1997, ano em que a ocorrência de um incêndio consumiu uma área de 29 ha na parte central da bacia. Nos anos de 2001 e 2003 voltou a constatar-se a ocorrência de fogo no sul da bacia, e à semelhança de algumas das situações decorridas anteriormente a área consumida foi pouco representativa face à extensão da bacia não se atingindo um valor superior a 1,3% da área total em análise. Em 2005 a situação foi dissemelhante ao verificado para as situações anteriores na medida em que as chamas consumiram aproximadamente 65% da área da bacia em resultado do fogo que deflagrou a 7 de Agosto na freguesia de Manteigas (São Pedro) (Figura 24).



**Figura 24** – Distribuição espacial da área ardida na bacia a montante da estação hidrométrica de Manteigas, resultante do incêndio ocorrido a 07 de Agosto de 2005.

Ao nível da monitorização do escoamento superficial verifica-se para a bacia a disponibilidade de dados relativos ao caudal médio diário para o período de 1948 até 1996, monitorizados através da estação hidrométrica não automática 11L/01H. Mais recentemente e com a substituição da referida estação é disponibilizada, através da estação automática 11L/02H, a informação relativa ao nível hidrométrico instantâneo (NIHIDI) para o período entre 11/12/2001 e 27/04/2007, podendo-se determinar os respectivos caudais a partir da curva de vazão para a referida estação. No primeiro caso verifica-se a existência de diversas lacunas do QMD, e no segundo verifica-se a inexistência de dados relativamente ao NIHIDI no período compreendido entre as 20h do dia 12/07/2006 e as 15h do dia 17 do mês seguinte.

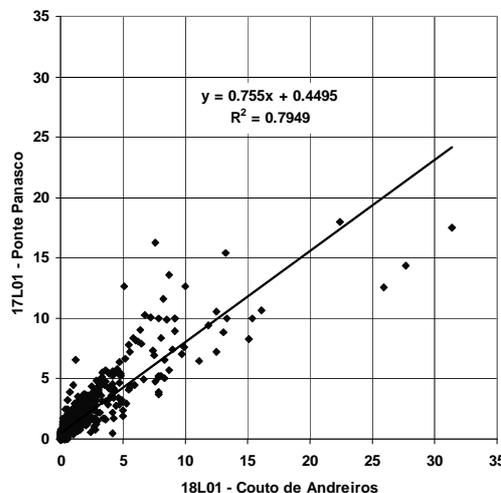
É de salientar que devido às características climáticas da bacia, esta torna-se particularmente interessante na tentativa de se identificar possíveis alterações hidrológicas decorrentes da acção do fogo em sistemas onde se verifica o processo de degelo, permitindo incorporar o modelo de degelo referido anteriormente e verificar a existência de alterações no escoamento superficial e/ou suas componentes.

### 3.5 Área ardida da bacia hidrográfica da ribeira de Nisa a montante da estação hidrométrica de Ponte Panasco

#### 3.5.1 Introdução

Pretende-se averiguar a existência de alterações ao ciclo hidrológico causadas pelo fogo ocorrido a 31 de Julho de 2003 na bacia a montante da estação hidrométrica de Ponte Panasco (17L/01H), designadamente alterações ao escoamento superficial e às suas componentes: o escoamento directo e o escoamento de base. São descritos alguns dos procedimentos efectuados e dados utilizados para a identificação de possíveis perturbações decorrentes da acção do fogo, assim como algumas das constatações efectuadas através da análise dos resultados.

A área de controlo a montante da estação hidrométrica de Couto de Andreiros (18L/01H) foi estabelecida pelo facto de esta bacia ser adjacente à bacia de Ponte Panasco e devido a uma análise preliminar da monitorização do escoamento superficial entre as duas estações hidrométricas (Lobo Ferreira *et al.*, 2007). Esta análise consistiu no estudo da correlação entre os escoamentos diários expressos em altura (mm) para as duas estações (Figura 25), considerando-se apenas o período comum de dados (01/10/1981 a 30/09/1990) e os dias em que se verificou para ambas as estações a existência de dados. Foram ainda excluídos da referida análise os dias 28-30/12/1981, relativos à estação de Ponte Panasco por apresentarem escoamentos anómalos. O coeficiente de correlação obtido foi de 0,89, podendo a relação por ele expressa permitir verificar a ocorrência de uma eventual alteração do escoamento devido à ocorrência dos incêndios utilizando os dados de escoamento anteriores e posteriores ao fogo.



Fonte: Lobo Ferreira *et al.* (2007)

**Figura 25** – Relação entre o escoamento diário (mm) de Ponte Panasco e Couto de Andreiros.

### 3.5.2 Dados de base considerados

#### 3.5.2.1 Escoamento superficial

A abordagem considerada de modo a se avaliar a existência de impactes decorrentes da acção de incêndios sobre os processos do ciclo hidrológico, passa pela comparação do escoamento superficial na área ardida com o escoamento que ocorre na área de controlo, assim como pela análise de uma possível identificação de alterações na tendência do comportamento hidrológico em ambos os casos.

Procedeu-se à compilação e tratamento dos dados relativos ao nível hidrométrico instantâneo (NIHIDI). Para a bacia de Ponte Panasco, para o período 21/04/2001 até 28/12/2006, calculou-se o escoamento na secção de controlo com base na curva de vazão para a estação 17L/01H (Tabela 11). Para os dados da estação da área de controlo (18L/01H – Couto de Andreiros) aplicou-se o mesmo procedimento aos dados relativos ao período de 12/07/2001 a 30/05/2007, obtendo-se o caudal instantâneo para cada um dos registos.

**Tabela 11** – Curvas de vazão utilizadas na determinação do escoamento instantâneo (m<sup>3</sup>/s) a partir do NIHIDI (m).

Bacia	Estação hidrométrica	Curva de vazão	h <sub>min</sub>	h <sub>máx</sub>
Ponte Panasco	17L/01H	$Q = 5.92878 \times (h - 0.01721)^{2.07976}$	-	1.257
		$Q = 17.74226 \times (h - 0.64)^{1.34517}$	1.26	3
Couto de Andreiros	18L/01H	$Q = 13.7583 \times (h - 0.02)^{2.8397}$	-	2.5

Fonte: INAG

Dado que em Portugal existe um desfasamento de 15 horas relativamente às medições diárias de precipitação e do escoamento superficial, resultante do facto de os dados de precipitação para um determinado dia reportarem à precipitação ocorrida no período desde as 09h do dia anterior até às 9h do próprio dia, procedeu-se ao cálculo do caudal médio diário, a partir dos valores horários, utilizando os mesmos pressupostos que para a precipitação, ou seja determinou-se o QMD para um determinado dia, utilizando os dados das 9 h do dia anterior até às 9 h do próprio dia.

Nos dados de base relativamente ao escoamento superficial constatou-se a existência de algumas lacunas, designadamente no caso de Ponte Panasco, que impossibilitaram o cálculo do caudal médio diário nos dias 03 a 09 de Fevereiro de 2006 e no caso da estação de Couto de Andreiros nos dias 23 a 26 de Dezembro de 2002. Uma vez que os dados do

escoamento diário em falta não eram demasiados, optou-se por preencher as referidas lacunas com base nas rectas de regressão linear resultantes do cruzamento dos dados de escoamento entre ambas as bacias em estudo para o período entre 2001 e 2007, na medida que a correlação entre os dados é razoável (Tabela 12).

**Tabela 12** – Rectas de correlação utilizadas no preenchimento das lacunas de escoamento verificadas para cada uma das estações hidrométricas.

Estação com lacunas a preencher (A)	Estação com registos (B)	Recta de correlação linear	Coef. de correlação linear (R)
17L/01H – Pte Panasco	18L/01H – Couto de Andreiros	$Esc_A = 1,1074.Esc_B + 0,1403$	0,89
18L/01H – Couto de Andreiros	17L/01H – Pte Panasco	$Esc_A = 0,7117.Esc_B - 0,0361$	0,89

Para além dos dados de escoamento superficial referidos anteriormente, encontra-se também disponível para as referidas áreas os valores de escoamento para o período 01/10/1981 a 30/09/1990 decorrente de estudos realizados por Oliveira *et al.* (1997) e Oliveira *et al.* (1999) e apresentados na Tabela 13.

**Tabela 13** – Valores anuais de escoamento superficial para as bacias de Ponte Panasco e Couto de Andreiros para o período de 1981 a 1990.

Ano hidrológico	Ponte Panasco (mm)	Couto de Andreiros (mm)
1981/82	203	120
1982/83	80	14
1983/84	324	270
1984/85	479	378
1985/86	194	144
1986/87	164	140
1987/88	425	314
1988/89	86	23
1989/90	291	292
Média	249	188

Fonte: Oliveira *et al.* (1999)

### 3.5.2.2 Precipitação

A análise da existência de possíveis alterações no escoamento nos demais processos do ciclo hidrológico decorrente da acção do fogo através da comparação do escoamento entre uma área ardida e outra não ardida não pode ser efectuada sem a consideração da precipitação, na medida em que cada umas das áreas pode estar sob um regime pluviométrico semelhante ou distinto que pode variar, podendo conseqüentemente induzir

alterações no escoamento e posteriormente esta alteração ser atribuída de um modo erróneo ao fogo.

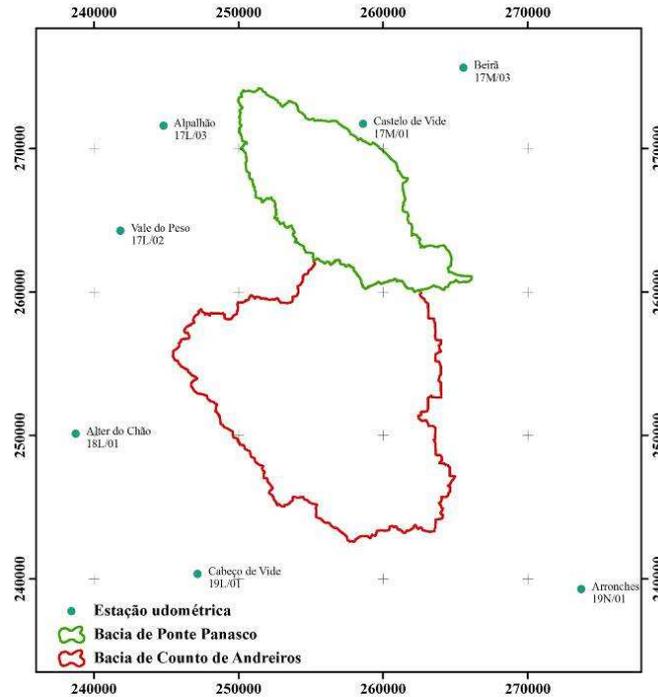
A precipitação diária não é extrapolável espacialmente a partir de determinadas distâncias, pelo que a precipitação que se faz sentir num ponto para um determinado tempo, pode ser díspar do verificado para um ponto localizado a uma curta distância do primeiro (e.g. 5 km). Por este facto foram seleccionados dois conjuntos de postos udométricos (Tabela 14), cada um deles com a finalidade de caracterizar a precipitação em cada uma das bacias correspondentes, permitindo assim passar de um conjunto de dados pontuais distribuídos no espaço, para um conjunto de valores médios representativos da precipitação média que ocorre em cada uma das bacias. Os postos udométricos foram seleccionados de modo a que a sua localização geográfica fosse próxima às áreas de interesse e cuja distribuição fosse uniforme e representativa da variação da precipitação entre cada par de postos (Figura 26).

**Tabela 14** – Postos udométricos considerados na determinação da precipitação diária média na bacia de Ponte Panasco e de Couto de Andreiros.

<b>Ponte Panasco</b>	<b>Couto de Andreiros</b>
17L/02 – Vale do Peso	17L/02 – Vale do Peso
17L/03 – Alpalhão	18L/01 – Alter do Chão
17M/01 – Castelo de Vide	19L/01 – Cabeço de Vide
17M/03 – Beirã	19M/01 – Monforte
-	19N/01 – Arronches

Foi seguida a metodologia indicada em Oliveira *et al.* (1997) e em Oliveira *et al.* (1999) no cálculo da precipitação média diária na bacia considerando a série de dados relativa a cada um dos postos udométricos. Esta consistiu na utilização do programa de computador Precmed\_vb2, que utiliza o algoritmo do inverso da distância ao quadrado para calcular o valor da precipitação média em toda a área (*cf.* Oliveira *et al.*, 1997).

É de salientar que no referido cálculo e no caso da inexistência do valor de precipitação para um determinado dia, para uns ou mais postos udométricos, a precipitação média para a bacia é calculada utilizando somente os postos que possuem essa informação, não se tendo identificado no período de aplicação desta metodologia a sua inexistência em simultâneo para todos os postos.



**Figura 26** – Postos udométricos utilizados na determinação da precipitação média em ambas as bacias.

A aplicação do programa *Precmed\_vb2* teve como parâmetros de entrada: a precipitação diária para cada um dos pontos, introduzida através de um ficheiro de texto que contém também o número de estações, suas coordenadas, o número de dias e precipitação correspondente; a área da bacia hidrográfica, definida através de um ficheiro contendo as coordenadas M e P máximas e mínimas (em linhas distintas) e um conjunto de linhas constituídas por 1 e 0, onde 1 se refere à área pertencente à bacia e 0 à área não inserida na mesma, mas abrangida pelas coordenadas definidas inicialmente.

O período considerado no cálculo da precipitação pelo método referido foi o coincidente com a série de dados relativamente ao escoamento superficial inerente a cada uma das bacias, ou seja de 21/04/2001 até 28/12/2006 no caso de Ponte Panasco e de 12/07/2001 a 30/05/2007 no caso de Couto de Andreiros. Os dados de precipitação foram igualmente extraídos do SNIRH. À semelhança da situação que se verifica para o escoamento superficial, encontram-se igualmente disponíveis os dados relativos à precipitação média determinada pelo método indicado para o período de 01/10/1980 a 30/09/1990, tanto numa base diária como para os diferentes anos hidrológicos (Tabela 15).

**Tabela 15** – Valores anuais de precipitação para os diferentes anos hidrológicos entre 1981 e 1990 para a bacia de Ponte Panasco e de Couto de Andreiros.

<b>Ano hidrológico</b>	<b>Ponte Panasco (mm)</b>	<b>Couto de Andreiros (mm)</b>
1981/82	726	668
1982/83	517	426
1983/84	994	899
1984/85	1066	934
1985/86	715	640
1986/87	701	633
1987/88	1020	910
1988/89	594	531
1989/1990	873	832
Média	801	719

*Fonte: Oliveira et al. (1999)*

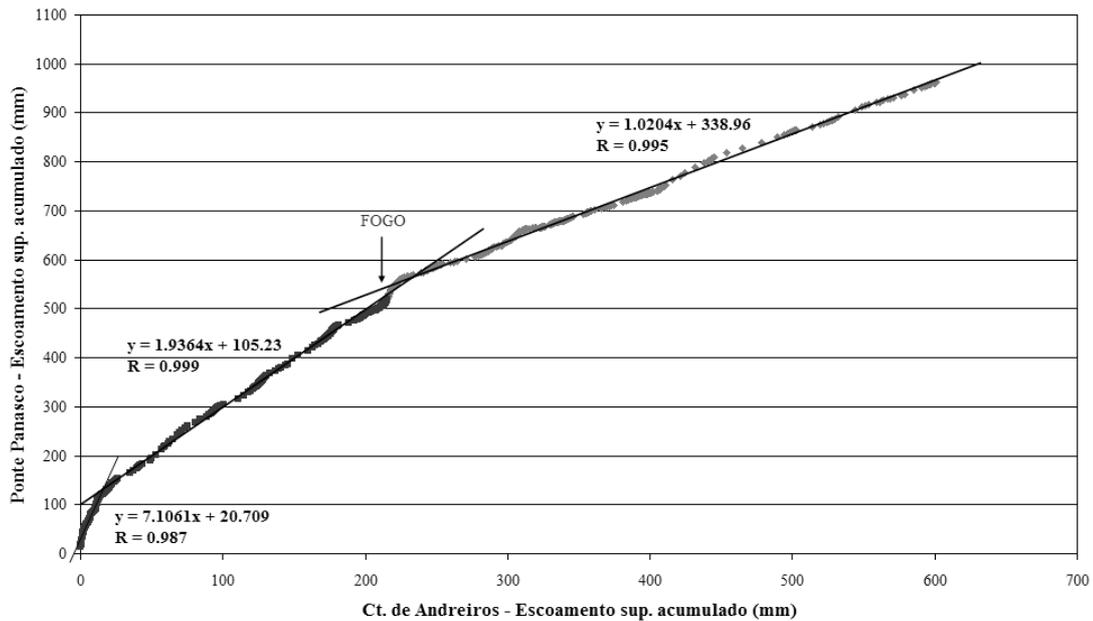
### **3.5.3 Detecção de alteração no escoamento superficial**

#### **3.5.3.1 Curva de dupla acumulação dos escoamentos**

Como referido na secção 2.3.3 diversos estudos apontam para um aumento significativo do escoamento superficial aquando da comparação entre o escoamento monitorizado numa área ardida e outra não ardida, divergência motivada pela acção do fogo sobre o coberto vegetal e sobre as características e propriedades do solo e consequentemente sobre os processos hidrológicos.

A abordagem adoptada para a identificação de possíveis impactes resultantes da acção do fogo sobre o ciclo hidrológico passa também no presente estudo, pela tentativa de identificação de divergências entre o escoamento superficial verificado na área ardida (Ponte Panasco) comparativamente à área de controlo (Couto de Andreiros). Para tal procedeu-se à análise da relação entre o escoamento superficial das duas bacias através da análise de uma curva de dupla acumulação, ou seja através do cruzamento gráfico dos valores acumulados de escoamento superficial de cada uma das bacias (Figura 27). A referida análise foi efectuada utilizando os valores diários do escoamento superficial referentes ao período de 12/07/2001 a 28/12/2006. Análises utilizando metodologias semelhantes foram feitas por Cosandey *et al.* (2004) e USGS (2004).

Com base na referida análise constata-se a existência de alterações no comportamento entre o escoamento das duas bacias, distinguindo-se dois pontos de rotura. O primeiro ocorre sensivelmente no fim do mês de Novembro de 2002, dando-se o segundo no período em que ocorreu o incêndio na bacia de Ponte Panasco (31 de Julho de 2003).



**Figura 27** – Curva de dupla acumulação para o escoamento superficial (mm) para a bacia de Ponte Panasco em comparação com a bacia de Couto de Andreiros, para o período de 12/07/2001 a 28/12/2006.

A ocorrência de uma alteração da relação entre o escoamento superficial das duas bacias parece numa primeira análise ser devido à ocorrência do fogo, todavia a direcção da referida alteração não se deu do modo que era expectável de acordo com a literatura citada, ou seja no aumento do escoamento superficial em resultado das perturbações já evidenciadas anteriormente (e.g. diminuição das perdas por evapotranspiração, diminuição da interceptação e assimilação por partes do coberto vegetal, menor infiltração, entre outros), caracterizando-se antes a rotura da tendência por diminuição do rácio entre o escoamento de Ponte Panasco e o de Couto de Andreiros, como é possível constatar pelo declive associado a cada uma das rectas.

Tal comportamento poderá ser devido à interacção que o fogo exerce sobre os processos que regem o regime hídrico na bacia de Ponte Panasco, designadamente a infiltração, por exemplo através de mecanismos como a fusão das partículas por acção do calor, fundindo-as aumentando a sua granulometria e os macroporos (Macedo e Sardinha, 1993), levando conseqüentemente ao aumento da taxa de infiltração. Por outro lado a alteração do rácio do escoamento entre as duas bacias pode dever-se a alterações que ocorreram não na bacia de Ponte Panasco, mas sim motivada por uma variação nas características da bacia de Couto de Andreiros, nomeadamente decorrente de acções de índole antrópica como o desbaste florestal ou a actividade agrícola (recorde-se que mais de 80% da área se encontra associado a este tipo de actividades), assim como pode ainda dever-se à ocorrência das diversas situações em ambas as bacias simultaneamente,

exacerbando assim a magnitude da variação. Aos factores referidos, acresce a hipótese de ser também explanatória da alteração do comportamento do escoamento entre as duas bacias o regime pluviométrico.

### **3.5.3.2 Análise de médias**

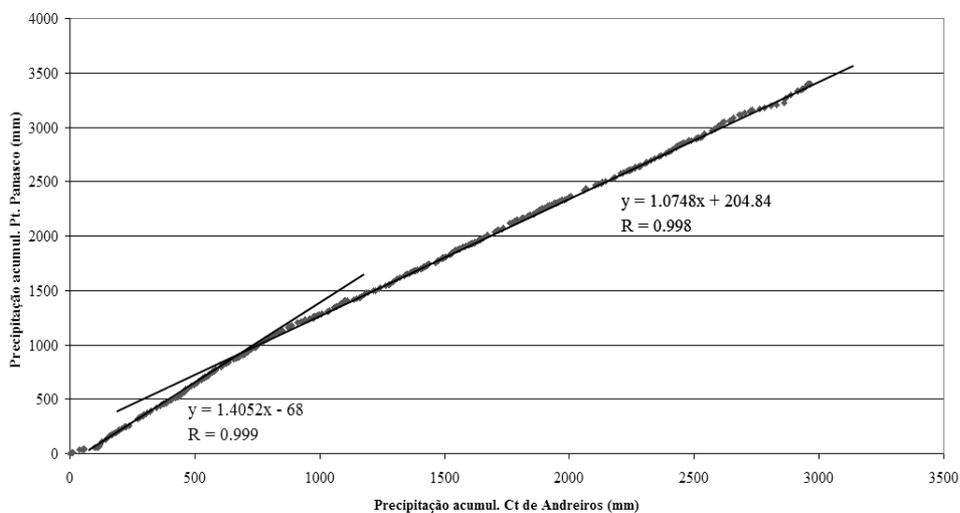
De modo a se identificar algumas evidências que possam apontar para qual a causa ou causas que estão na origem da alteração dos valores de escoamento entre as duas bacias procedeu-se a uma análise de alguns parâmetros estatísticos básicos como por exemplo a análise da média aritmética dos valores de escoamento antes e após o fogo. Com uma boa correlação dos escoamentos superficiais das duas bacias, tanto no período antecedente ao fogo ( $R=0,907$ ) como no período posterior ( $R=0,923$ ), verifica-se que o escoamento médio diário na bacia de Ponte Panasco diminui 47 %, de 0,68 mm/dia (antes do fogo) para 0,36 mm/dia (depois do fogo), contrastando com o aumento que se verifica na bacia de Couto de Andreiros, em que o escoamento médio diário aumenta cerca de 7%, passando de 0,29 mm/dia (antes do fogo) para 0,31 mm/dia (depois do fogo).

Tendo em consideração igual período a que se refere a análise anterior (12/07/2001 a 28/12/2006), constata-se que a precipitação segue igual tendência ao verificado para cada uma das bacias supracitadas. De um modo mais concreto verificou-se um decréscimo do valor médio da precipitação para Ponte Panasco de 13%, passando-se de um valor médio de 1,85 mm/dia para 1,61 mm/dia. Em Couto de Andreiros a precipitação tomava o valor médio de 1,46 mm/dia no período anterior à data do fogo, passando no período ulterior ao mesmo a apresentar um valor de 1,50 mm/dia (+3%).

Deste modo, verifica-se que a alteração da precipitação é consistente com as alterações verificadas no escoamento, podendo a mesma ser responsável pela tendência observada da diminuição do escoamento de Ponte Panasco e do aumento verificado em Couto de Andreiros, ou por outro lado a diminuição da precipitação levou a uma minimização dos efeitos expectáveis por parte do fogo, ou ainda à sua maximização se considerarmos que o fogo promoveu de algum modo a diminuição do escoamento. Com tal situação denota-se uma dificuldade em distinguir os possíveis efeitos do fogo ocorrido, dos impactes resultantes das variações climatológicas.

### **3.5.3.3 Curva de dupla acumulação das precipitações**

De modo a se analisar a existência de alguma relação entre a primeira quebra no pendor da relação entre o escoamento acumulado para Ponte Panasco e Couto de Andreiros e a precipitação, procedeu-se à análise da dupla curva de acumulação relativa à precipitação (Figura 28), com base no mesmo período para o qual se efectuou a análise da dupla acumulação para o escoamento superficial. De acordo com esta análise verifica-se a existência de uma nítida alteração no comportamento da precipitação entre as duas bacias, e que é coincidente com o período em que se verifica a ocorrência da quebra que ocorre em Novembro de 2002 relativamente ao escoamento superficial, e como tal é possível que a alteração no escoamento se tenha devido à alteração da precipitação.

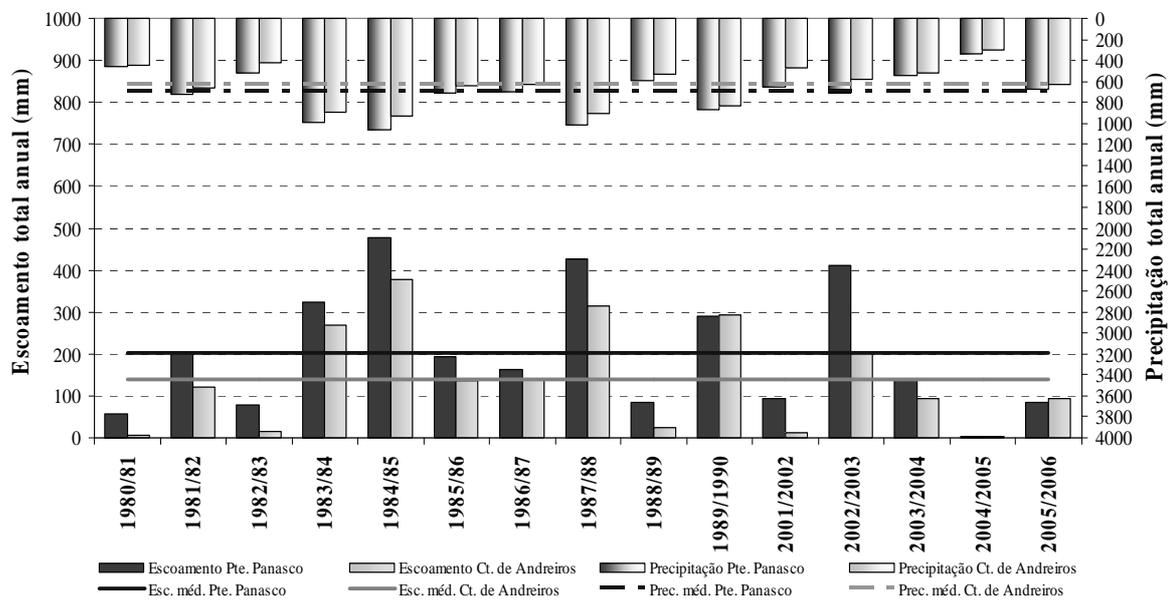


**Figura 28** – Curva de dupla acumulação para precipitação (mm) para a bacia de Ponte Panasco em comparação com a bacia de Couto de Andreiros, para o período de 12/07/2001 a 28/12/2006.

A alteração da precipitação que ocorre antes e depois do fogo não é detectada através da dupla curva de acumulação, devido provavelmente a uma variação de menor magnitude face à que ocorreu em Novembro, apesar de se verificar uma alteração nos valores médios antes e após o fogo, como vimos anteriormente. De modo a se poder tecer alguma hipótese mais fundamentada se o fogo teve ou não influência nos processos hidrológicos, procedeu-se à análise da variação do escoamento superficial e precipitação para os anos hidrológicos em que se verifica a disponibilidade de dados relativos a esses parâmetros. Na medida em que o fogo ocorreu na bacia de Ponte Panasco a 31 de Julho de 2003, possíveis impactes do mesmo iriam reflectir-se no ano hidrológico 2003/2004, tendo-se verificado como já evidenciado anteriormente uma diminuição do escoamento em Ponte Panasco.

### 3.5.3.4 Análise por anos hidrológicos

Procedendo à análise do total de precipitação e escoamento entre o ano hidrológico após o fogo e os demais, nota-se através da Figura 29, que nos anos hidrológicos de 1982/83 e 1988/89 se verificam cenários de precipitação semelhantes ao ocorrido no ano de 2003/2004, verificando-se relativamente a este diferenças pouco significativas, tomando no caso de 1988/89 valores ligeiramente superiores para ambas as bacias (no máximo 10% no caso de Ponte Panasco e 3% em Couto de Andreiros), com os restantes anos hidrológicos a situarem-se com um valor ligeiramente inferior, e como tal podem ser considerados como anos de referência e isentos de perturbação por parte do fogo.



**Figura 29** – Valores de escoamento superficial e precipitação verificados para cada um dos anos hidrológicos indicados e seus valores médios, para a bacia de Ponte Panasco e Couto de Andreiros.

Numa primeira análise verifica-se um maior valor do escoamento superficial total para a bacia de Ponte Panasco no ano hidrológico 2003/2004 face aos anos de referência, mais concretamente verifica-se um aumento de 60 mm (75,5%) face a 1982/83 e um aumento de 80 mm (63%) face ao ano hidrológico de 1988/89. O aumento do escoamento no ano de 2003/2004 face aos de referência pode ser efectivamente ao fogo, na medida em que se considerou semelhantes condições de precipitação e se verificou o mencionado aumento, todavia verificou-se também um aumento ainda mais evidente do escoamento superficial na bacia de Couto de Andreiros (305% e 577% face ao ano hidrológico 1988/89 e 1982/83, respectivamente), o que evidencia que a subida no escoamento relativamente aos valores de referência podem dever-se provavelmente a outros factores que não o fogo e

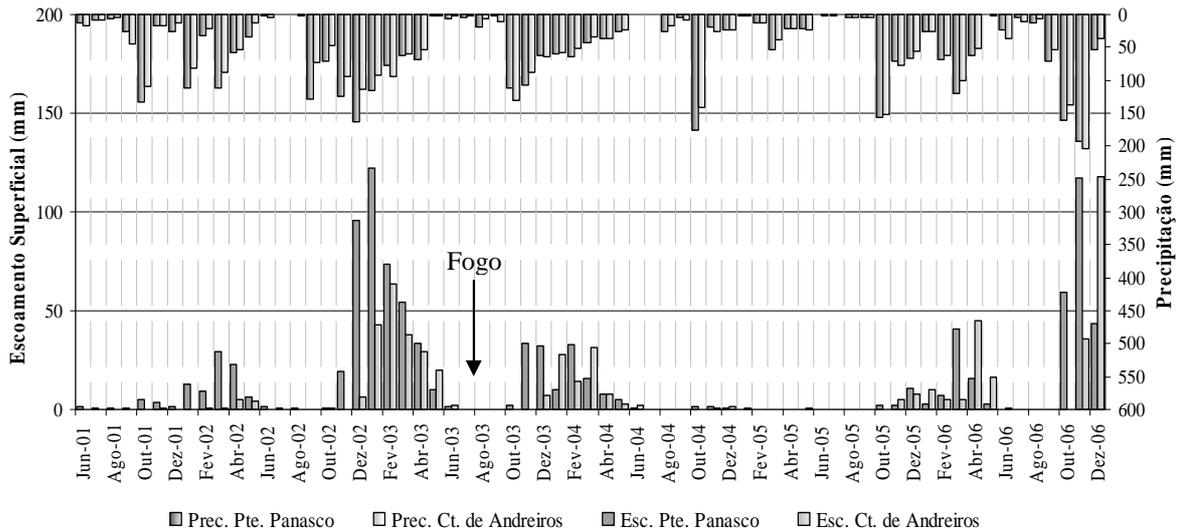
que podem ter afectado de modo simultâneo ambas as bacias, ou ainda o fogo ter sido efectivamente responsável pelo aumento verificado em Ponte Panasco e o aumento na bacia de Couto de Andreiros dever-se a outro factor.

Um desses factores de divergência, e já referido, poderia passar por uma alteração da ocupação ou uso do solo decorrente de diversas actividades de índole antropogénica (e.g. práticas agrícolas, desbaste florestal, entre outros) e naturais, nomeadamente quando a ausência de dados para a década de noventa não permite confirmar ou excluir a existência de uma eventual subida gradual do escoamento da bacia em Couto de Andreiros face a Ponte Panasco. Apesar da baixa dinâmica socio-económica que se verifica na região da bacia de Couto de Andreiros sugerir que não há uma alteração significativa à priori, esta possibilidade poderá ser avaliada por recurso à utilização de ortofotomapas permitindo concluir ou não a existência de alterações à ocupação do solo capazes de induzir uma alteração no comportamento hidrológico de Couto de Andreiros.

A inexistência de dados de escoamento e precipitação para a década de 90, limita a análise das bacias em estudo, na medida em que tal disponibilidade poderia auxiliar no estabelecimento se as alterações identificadas se deveram efectivamente ao fogo ou eram efeito de fenómenos sazonais.

### **3.5.3.5 Análise por meses**

Outra dificuldade prende-se com o facto de a precipitação relativa ao segundo ano hidrológico após o fogo (2004/2005), ter sido inferior à média, concentrando-se maioritariamente o volume de água precipitado no mês de Outubro (Figura 30), verificando-se um escoamento superficial reduzido tanto no caso de Ponte Panasco como na bacia de Couto de Andreiros, não permitindo identificar possíveis impactes induzidos pelo fogo e conseqüentemente não possibilitando tecer nenhuma afirmação conclusiva se este teve ou não alguma influência no comportamento do escoamento verificado para a bacia de Ponte Panasco no referido ano.



**Figura 30** – Valores de escoamento superficial e precipitação verificados para os diferentes meses indicados, para a bacia de Ponte Panasco e de Couto de Andreiros.

Os dados relativos ao ano 2004/2005 representados na figura permitiram inferir que para a precipitação induzir um incremento notório no escoamento superficial, seria necessário que o volume de precipitação ocorrida ou acumulada fosse de aproximadamente 200 mm no caso de Ponte Panasco e aproximadamente 150 mm no caso de Couto de Andreiros, salientando-se também que para além do volume total de precipitação ocorrida, a sua distribuição no tempo pode induzir distintos resultados no valor de escoamento entre as duas bacias. Contudo através da referida figura constata-se visualmente uma correlação entre a distribuição temporal da precipitação em ambas as bacias e como tal não se considera que esta situação explanatória do súbito aumento do escoamento para o ano 2003/2004 face aos anos de referência, assim como explicativo da diminuição do escoamento face ao ano hidrológico anterior ao fogo.

Em suma, (1) tecendo a consideração hipotética que o fogo tenha sido responsável pelo aumento do escoamento superficial verificado na bacia de Ponte Panasco, inferido através da comparação do escoamento superficial registado para o ano hidrológico 2003/2004 com o dos anos de referência em que se registaram semelhantes condições de precipitação, e considerando que os demais factores são negligenciáveis, (2) não se considera de qualquer modo que o fogo tenha sido indutor de alterações globais significativas, na medida em que a perturbação causada não reflecte uma situação anómala no escoamento, mesmo considerando o facto de a precipitação ter sido menor, balizando-se o escoamento verificado para o ano hidrológico seguinte à data do fogo entre valores

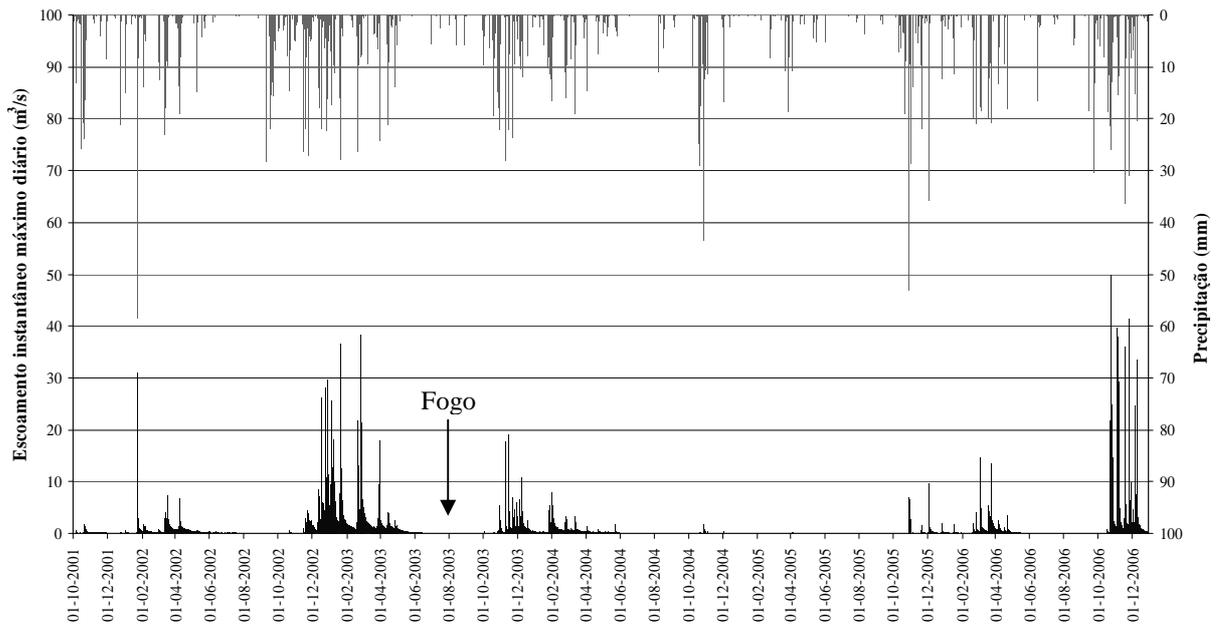
mínimos já registados anteriormente e abaixo do valor médio verificado para os anos hidrológicos apresentados na Figura 29.

A sustentar esta ideia surge o facto de por exemplo no ano hidrológico de 2005/2006 a precipitação ocorrida em Ponte Panasco (683 mm) ser semelhante à ocorrida em 2001/2002 (653 mm), sendo os volumes de escoamento superficial também próximos (84 mm no primeiro caso e 93 mm no segundo caso) o que evidencia que ao existir qualquer perturbação induzida pelo fogo, esta à partida se encontra dissipada e não perdurou no tempo. Também apontando neste sentido se encontram algumas evidências efectuadas pela deslocação ao terreno à data de 13/10/2005 por parte dos elementos inseridos neste Projecto, os quais evidenciaram que Ponte Panasco já não apresentava à referida data sinais característicos de áreas ardidas (Lobo Ferreira *et al.*, 2007).

#### 3.5.4 Detecção de alteração do caudal de ponta

No que respeita ao **caudal de ponta**, verificou-se através de diversos estudos efectuados e mencionados na literatura, que os fogos florestais conduzem ao incremento da magnitude dos caudais instantâneos em resultado das diversas perturbações físicas que o fogo causa, designadamente através da redução do processo de intercepção (destruição do copado vegetal e da folhada existente à superfície do solo), diminuição da infiltração, entre outros.

Para a área de estudo, notou-se que os valores de escoamento máximo diário após o fogo, não atingiam ou ultrapassavam os valores máximos verificados para o ano hidrológico 2002/03 (Figura 31). Todavia verificou-se que para a bacia ardida de Ponte Panasco, os primeiros episódios de escoamento superficial a seguir ao fogo (ano hidrológico 2003/04), apresentaram valores de escoamentos máximos diários superiores aos verificados para o mesmo período nos dois anos hidrológicos anteriores.



**Figura 31** – Escoamento instantâneo máximo diário verificado antes e após o fogo na bacia de Ponte Panasco e precipitação diária correspondente.

A título de exemplo, verificou-se através da comparação de um dos episódios de precipitação diária mais significativa que ocorreram nos primeiros meses do ano hidrológico logo após o fogo, que um volume de precipitação de aproximadamente 22 mm (15/11/2003) deu origem a um escoamento instantâneo máximo diário de cerca de  $19 \text{ m}^3/\text{s}$ , enquanto que para semelhante período do ano hidrológico anterior (2002/03) e para um episódio de precipitação com uma intensidade de aproximadamente 26 mm, registou-se um escoamento instantâneo máximo diário de  $3 \text{ m}^3/\text{s}$ , apesar de terem já decorrido anteriormente um maior número de dias com precipitação (Figura 31).

Sensivelmente após o mês de Dezembro dá-se um comportamento distinto do anteriormente referido, em que para episódios de precipitação semelhantes tem-se um escoamento inferior no período pós fogo, evidenciando os impactes da destruição do coberto vegetal e/ou possíveis alterações nas características do solo por parte fogo. Nota-se também que para o ano hidrológico após o fogo, e com a continuação dos eventos de precipitação, os valores de escoamento instantâneo foram diminuindo para valores de precipitação semelhantes, o que poderá ser devido à alteração das condições de hidrofobia criadas pelo fogo à medida que o teor de humidade no solo aumentava, facilitando o processo de infiltração. Uma mais célere resposta do escoamento face à precipitação é também manifestada no início do ano hidrológico 2005/06, muito possivelmente ainda por efeito do fogo, sendo de salientar que os resultados e constatações efectuadas se encontram

limitadas pela curta gama de dados antes e após o fogo e como tal têm a si associadas um determinado grau de incerteza.

### **3.5.5 Decomposição do escoamento superficial em escoamento directo e em escoamento de base**

Apesar de não terem sido associadas alterações significativas do volume de escoamento superficial ao fogo, este ainda assim pode ser capaz de induzir alterações nas suas componentes designadamente no escoamento directo e no escoamento de base. De modo a se avaliar tal possibilidade procedeu-se à decomposição do hidrograma relativo aos dados de escoamento superficial e precipitação, para o período de 21/04/2001 a 28/12/2006 no caso de Ponte Panasco, e de modo a se detectar eventuais divergências entre o comportamento da referida área e a bacia de Couto de Andreiros, foi também efectuada a decomposição do hidrograma desta área para o mesmo período.

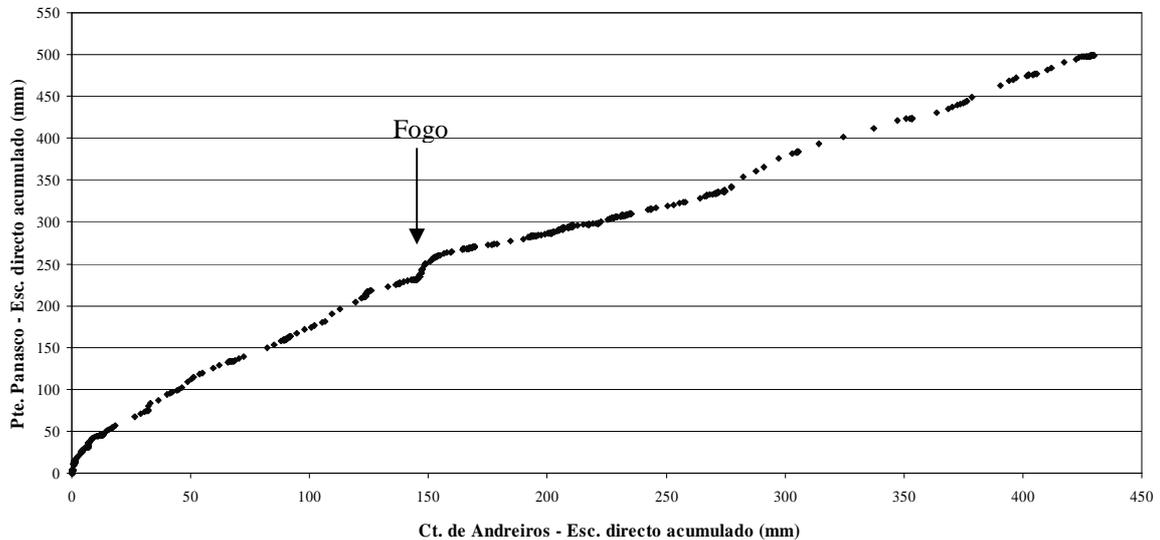
A decomposição do escoamento superficial nas suas componentes de escoamento directo e de base foi efectuada através da aplicação do programa de computador Dechidr\_VB.VBP descrito na secção 2.4.4. Para cada uma das bacias este teve como parâmetro de entrada a data, valores do escoamento e precipitação, numa base diária e expressos em mm, assim como a duração do escoamento directo após a ponta cheia ( $N$ ), traduzida em função da área da bacia através da **Eq. 1**. Na medida em que no caso da bacia de Couto de Andreiros o valor de  $N$  obtido foi de 2,41, foi efectuada uma corrida do modelo considerando como parâmetro de entrada  $N=2$  e outra  $N=3$ , correspondendo os valores da decomposição do escoamento para a bacia de Couto de Andreiros aos obtidos pela média aritmética de ambas as corridas.

### **3.5.6 Detecção de alterações no escoamento directo**

#### **3.5.6.1 Curva de dupla acumulação dos escoamentos directos**

Efectuando uma análise através da dupla curva de acumulação relativa ao **escoamento directo** para Ponte Panasco e Couto de Andreiros (Figura 32), obtidos por aplicação do modelo Dechidr\_VB.VBP, verifica-se que esta tem um comportamento idêntico ao da análise análoga efectuada anteriormente para o escoamento superficial (Figura 27), manifestando as mesmas quebras na relação do escoamento directo do que no caso do escoamento superficial, e como tal as considerações hipotéticas apresentadas no último caso podem aplicar-se também na alteração do escoamento directo, designadamente

na explicação da diminuição do rácio do escoamento directo observado entre Ponte Panasco e Couto de Andreiros diminuir por influência da precipitação que sofre uma alteração na sua tendência, como vimos em período semelhante ao da ocorrência do fogo.



**Figura 32** – Curva de dupla acumulação para o escoamento directo (mm) para a bacia de Ponte Panasco em comparação com a bacia de Couto de Andreiros, para o período de 12/07/2001 a 28/12/2006.

### 3.5.6.2 Análise de médias

De um modo mais concreto, verifica-se para o escoamento directo um valor médio de 0,31 mm/dia para a bacia de Ponte Panasco e de aproximadamente 0,2 mm/dia para Couto de Andreiros para o período antecedente ao fogo, tomando este parâmetro no período posterior ao fogo os valores de 0,21 mm/dia e 0,23 mm/dia, para Ponte Panasco e Couto de Andreiros respectivamente, correspondendo no primeiro caso a uma diminuição na ordem de cerca 32% e no segundo caso um aumento de 17%.

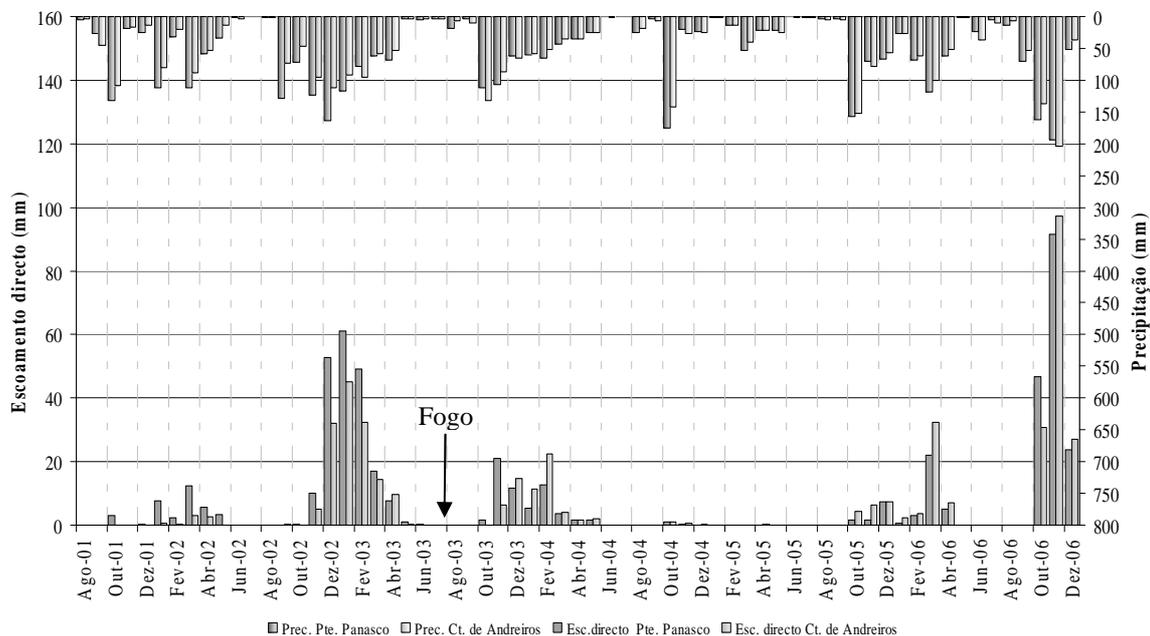
### 3.5.6.3 Análise dos primeiros meses do ano hidrológico

De modo a se aferir se o fogo teve algum papel preponderante nesta alteração do comportamento para além da variação da precipitação, em que a bacia de Ponte Panasco passou a ter um menor escoamento directo diário médio face a Couto de Andreiros, procedeu-se ao cruzamento do escoamento directo mensal entre as duas bacias (Figura 33).

Através da referida figura, constata-se visualmente a diminuição do escoamento directo tanto para a bacia de Ponte Panasco como de Couto de Andreiros para os meses hidrológicos logo após o fogo, em resultado provável da diminuição da precipitação face ao ano anterior. No ano hidrológico em que ocorreu o incêndio (2002/2003), verifica-se

uma clara correlação no comportamento do escoamento directo entre as duas bacias, correlação esta, ligeiramente perturbada nos primeiros meses do ano hidrológico seguinte, sendo posteriormente restabelecida.

Considerando o volume total de precipitação que ocorre nos meses posteriores ao fogo em Outubro e Novembro (219 mm) com a precipitação ocorrida em igual período do ano hidrológico anterior (195 mm), verifica-se para os referidos meses um incremento no escoamento directo ligeiramente acima dos 100%, aumentando de 10,6 mm para 22,7 mm, sendo que para a bacia de controlo a precipitação ocorrida nos mesmos dois meses após o fogo foi de 219 mm, contra os 121 mm ocorridos em igual período do ano hidrológico anterior, todavia o aumento do escoamento directo foi apenas de 32%, passando de 4,9 mm para 6,5 mm. Esta divergência pode ser atribuída ao fogo, em resultado por exemplo da destruição da vegetação levando à diminuição da existência de obstáculos ao escoamento à superfície do solo, assim como devido a uma maior disponibilidade de água por diminuição da assimilação e transpiração por parte da vegetação, entre outros, todavia como foi já mencionado a curta gama de dados disponibilizados limita um pouco o espectro da análise.



**Figura 33** – Valores de escoamento directo e precipitação verificados para os diferentes meses indicados, para a bacia de Ponte Panasco e de Couto de Andreiros.

### 3.5.6.4 Análise por anos hidrológicos

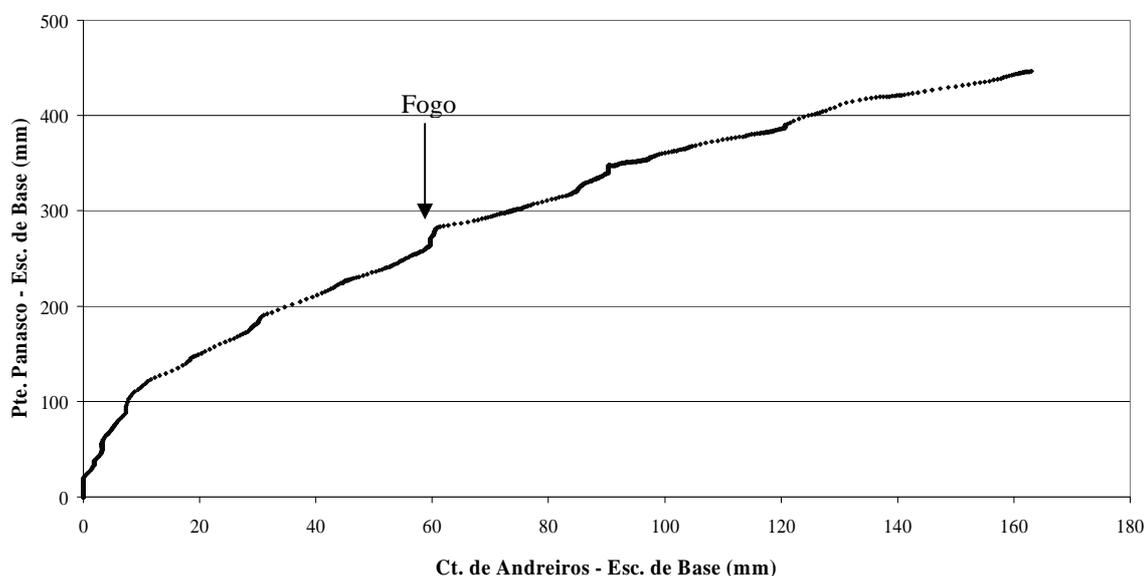
Outro modo de avaliar a existência da perturbação do fogo e sua estimativa, poderá passar também pela comparação do escoamento directo com os anos para os quais se

verifica uma precipitação semelhante à ocorrida para o ano hidrológico 2003/04, designadamente os anos de referência enunciados aquando da avaliação de alterações no escoamento superficial, designadamente os anos 1982/83 e 1988/89. Não obstante será de referir que na medida em que o escoamento directo é condicionado pelo padrão de precipitação (o mesmo volume pode ocorrer segundo uma distribuição temporal distinta), seria útil verificar para os referidos anos a existência de uma boa correlação entre a precipitação ocorrida nos mesmos e a ocorrida para o ano hidrológico em análise (2003/04), constituindo assim um cenário próximo ao que se pretende avaliar, estando os primeiros isentos da acção do fogo.

### 3.5.7 Detecção de alterações no escoamento de base

#### 3.5.7.1 Curva de dupla acumulação dos escoamentos de base

Para o escoamento de base, nota-se a existência de diversas alterações na tendência dos valores acumulados da referida componente do escoamento superficial entre a bacia de Ponte Panasco e a bacia de Controlo de Couto de Andreiros (Figura 34), a ocorrer tanto no período anterior ao fogo como em um período posterior.



**Figura 34** – Curva de dupla acumulação para o escoamento de base (mm) para a bacia de Ponte Panasco em comparação com a bacia de Couto de Andreiros, para o período de 12/07/2001 a 28/12/2006, através da qual é possível constatar a existência de diversas variações na relação entre ambas as bacias antes e após o fogo.

Algumas destas alterações no comportamento do escoamento de base entre as duas bacias decorrem provavelmente devido aos factores de perturbação descritos aquando da referência ao escoamento superficial, sendo que outras se tornam perceptíveis apenas para

o escoamento de base, com algumas delas a ocorrer de um modo sazonal e que através de uma análise mais pormenorizada se constata que ocorrem nos últimos dias dos meses de Fevereiro, quando a precipitação média mensal representa o máximo para o ano hidrológico. A existência das diversas quebras de pendor entre ambas as bacias torna difícil distinguir entre ambas se as perturbações são causadas pelo fogo ou se se devem a outros factores.

### **3.5.7.2 Análise de médias**

Verifica-se uma redução do valor médio do escoamento de base na ordem dos 61%, no que concerne ao período antes e pós-fogo (diminuição de 0,36 mm/dia para 0,14 mm/dia), sendo parte deste facto resultante da diminuição da precipitação. Na bacia de Couto de Andreiros o valor médio sofreu uma alteração de 4%, podendo-se afirmar que tal valor não corresponde a uma alteração significativa ou relevante. Para além da diminuição inerente ao valor médio do escoamento base, verifica-se que considerando os dados relativos ao período pós-fogo o escoamento de base deixa de ser a componente que mais contribui para o escoamento superficial, com o escoamento directo a possuir um valor médio diário de 0,21 mm.

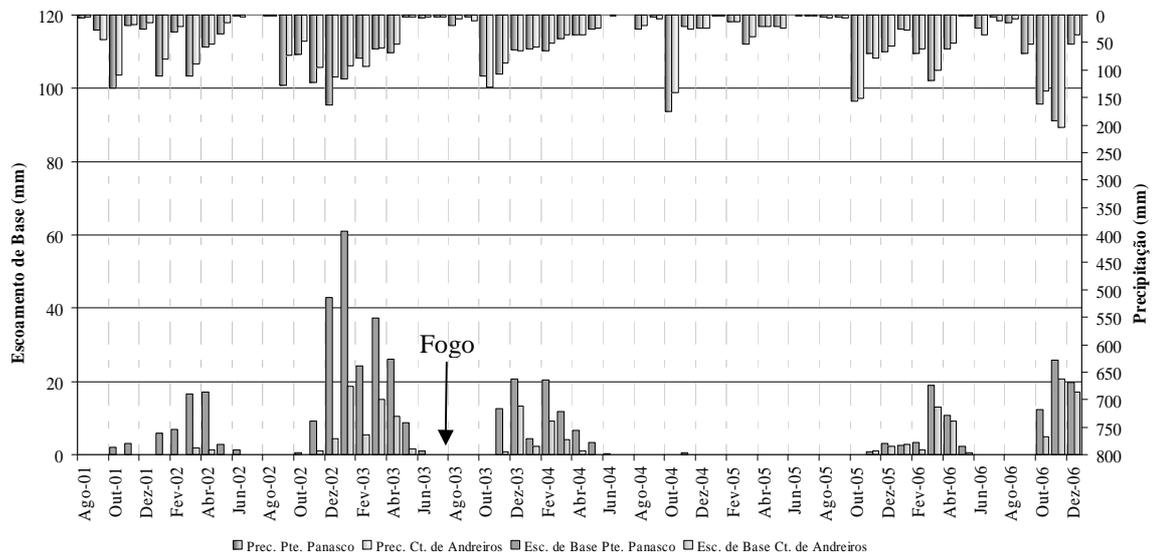
Muito provavelmente esta alteração não resulta do fogo em si, mas sim da precipitação, que apesar da sua diminuição em termos de volume no período em que era expectável detectar evidências mais proeminentes causadas pelo fogo, torna-se também mais concentrada, com episódios diários de precipitação mais intensos (Figura 31), que contribuem para o aumento do escoamento directo e consequentemente para a sua maior contribuição no escoamento total.

### **3.5.7.3 Análise dos primeiros meses do ano hidrológico**

Através da Figura 35, nota-se um aumento do escoamento de base nos dois primeiros meses do ano hidrológico após o fogo comparativamente aos anos anteriores, mais concretamente nota-se um aumento de cerca de 30% face ao ano hidrológico de 2002/03 (menor que o aumento verificado para o escoamento directo) com os valores totais de precipitação relativos aos meses mencionados a serem próximos, sendo expectável que esta diferença no escoamento de base fosse menor, designadamente quando a precipitação ocorrida no mês de Setembro foi superior no ano hidrológico em que ocorreu o fogo, o que poderá evidenciar que o fogo foi de facto motivador de tal comportamento, por exemplo

através da diminuição da taxa de água perdida por alguns dos processos que constituem o ciclo hidrológico.

Esta possibilidade ganha mais consistência se tivermos em consideração o facto de para a bacia de Couto de Andreiros não se verificar, para os dois primeiros meses do ano hidrológico de 2003/04, um aumento significativo do escoamento de base, como ocorreu no caso de Ponte Panasco, verificando-se uma maior diferença entre o escoamento de base para as duas bacias nos referidos meses, face aos anos anteriores e posteriores ao ano hidrológico de 2003/2004. Comparativamente ao ano hidrológico de 2001/02, em 2003/2004 ambas as bacias detêm um maior escoamento de base decorrente da menor precipitação que se fez sentir no primeiro ano hidrológico mencionado, pelo que alguma da diferença verificada entre o escoamento de base para Ponte Panasco não se deve exclusivamente ao fogo, mas também à precipitação.



**Figura 35** – Valores de escoamento base e precipitação mensais na bacia de Ponte Panasco e de Couto de Andreiros.

### ***3.6 Área ardida da bacia hidrográfica do rio Zêzere a montante da estação hidrométrica de Manteigas***

#### **3.6.1 Introdução**

Na presente secção, pretende-se averiguar se o fogo ocorrido na bacia de Manteigas no dia 07 de Agosto de 2005 induziu perturbações detectáveis e significativas no escoamento superficial, evidenciando assim a existência ou não de alterações sobre os diversos processos que regem o ciclo hidrológico, à semelhança do efectuado para a bacia de Ponte Panasco.

Na região em estudo a precipitação ocorre também sob a forma de neve, tornando-se esta área bastante útil para o estudo do impacte dos fogos em zonas com tal característica. Todavia, por motivos que se prendem com a disponibilidade de informação relativa às estações hidrométricas de Manteigas-11L/01H e 11L/02H, designadamente a curva de vazão, a aplicação do modelo de degelo descrito na secção 2.4.6, não é abordada no presente texto, contrariamente aos objectivos iniciais propostos, pelo que se procurará apenas identificar a existência de alguma alteração nos níveis hidrométricos, assumindo que não houve alterações na secção do leito junto ao ponto de monitorização, até serem efectuadas diligências que possibilitem o conhecimento do local de monitorização e da curva de vazão.

#### **3.6.2 Dados de base**

##### **3.6.2.1 Escoamento superficial**

De modo a se identificarem possíveis impactes decorrentes da acção do fogo sobre os processos hidrológicos, a abordagem efectuada neste caso de estudo passa pela comparação dos dados relativos ao escoamento no período anterior e posterior à ocorrência do evento cujos impactes se quer estudar. O escoamento é monitorizado pela estação hidrométrica 11L/02H, cujos dados se encontram disponíveis online no SNIRH sob a forma de níveis hidrométricos instantâneos (NIHIDI) numa base horária, para o período de 11/12/2001 até 27/04/2007. Na referida série de dados existe uma lacuna no período de 12/07/2006 até ao dia 17/08/2006. De modo a se preencher a referida lacuna procurou-se nas estações hidrométricas próximas a existência de dados para igual período de modo a se avaliar a correlação entre ambas as estações, e no caso de haver uma boa correlação se

preencher as lacunas com base na recta resultante. Todavia a inexistência de dados para igual período impossibilitou tal procedimento.

Outra limitação identificada foi a inexistência de curva de vazão para a referida estação hidrométrica, o que impossibilita o cálculo do volume de água escoado e consequentemente a concretização de um dos objectivos do presente trabalho, que era a integração do modelo de degelo referido na secção 2.4.6, de modo a contemplar o referido processo como uma contribuição de água para o escoamento superficial. Esta situação torna apenas possível analisar se se verificou ou não um incremento dos níveis de água na secção de controlo, supondo que as características da mesma não sofreram qualquer alteração significativa no período anterior e posterior ao fogo, permitindo assim extrapolar com base em tal premissa se o fogo teve ou não algum impacte a nível hidrológico. Tal situação não permite também proceder à decomposição do escoamento superficial em escoamento directo e em escoamento de base.

Devido ao desfasamento existente na monitorização horária entre a precipitação e o escoamento superficial, procedeu-se à transformação dos valores de NIHIDI para uma base diária, considerando o referido desfasamento de acordo com o efectuado anteriormente para o caso das demais bacias analisadas.

### **3.6.2.2 Precipitação**

De modo a se caracterizar a precipitação ocorrida na bacia de Manteigas, considerou-se inicialmente a aplicação do método aplicado para a caracterização da precipitação na bacia de Ponte Panasco e de Couto de Andreiros, ou seja, determinar a precipitação média da bacia a partir dos postos udométricos vizinhos apresentados na Tabela 16, aplicando-se posteriormente o método do inverso da distância ao quadrado para calcular o valor da precipitação média na bacia, com recurso ao programa de computador *Precmed\_vb2*.

Todavia os dados disponibilizados pelos postos udométricos apresentados na referida tabela, ou não eram abrangentes de um período anterior e posterior ao fogo (e.g. Penhas Douradas, Lagoa Comprida) ou simplesmente não se encontrava disponível qualquer tipo de dados (e.g. Vale de Rossim), exceptuando-se a situação para os postos udométricos de Valhelhas (11M/01) e Covilhã (12L/03).

**Tabela 16** – Postos udométricos inicialmente considerados para caracterizar a precipitação média na bacia de Manteigas através do método do inverso da distância ao quadrado e altitude da sua localização.

Posto udométrico	Altitude (m)
11L/07 - Lagoa Comprida	1560
11L/09 - Vale de Rossim	1427
11L/10 - Penhas Douradas	1480
11M/01 – Valhelhas	512
12L/01 - Barragem Covão Ferro	1526
12L/03 – Covilhã	719

Dada a localização destes dois postos udométricos, a interpolação espacial dos dados relativos à precipitação diária não iria ser representativa da situação real, pelo que se optou por considerar apenas o posto udométrico 12L/03 - Covilhã, quer por o posto se encontrar a uma altitude mais próxima daquela a que se encontra a bacia em estudo, quer por a gama de precipitação total anual no período 1959/60 a 1990/91 ser idêntica à ocorrida na área da bacia de Manteigas. Deste modo dispõem-se de valores de precipitação diária para o mesmo período a que reportam os dados de NIHIDI.

### 3.6.3 Detecção de alterações do comportamento hídrico em resultado do fogo

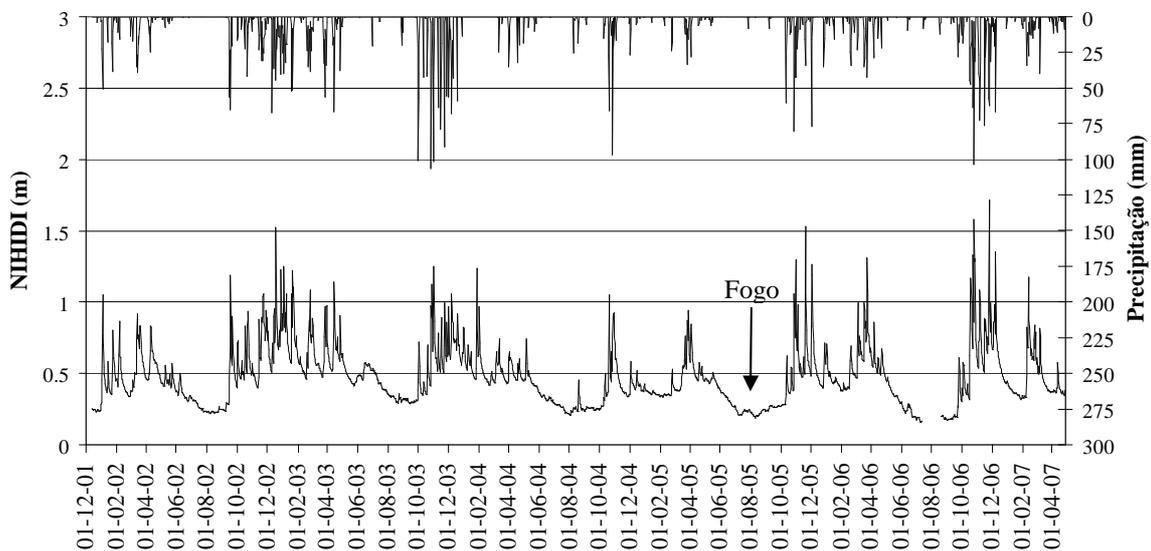
#### 3.6.3.1 Análise de médias

De modo a se identificar a existência de perturbações induzidas pelo fogo que lavrou na bacia de Manteigas em Agosto de 2005, procedeu-se ao cruzamento dos dados relativos ao nível hidrométrico com a precipitação. Analisando os valores médios diários de NIHIDI e da precipitação numa base diária, antes e após o fogo, verifica-se um aumento no valor médio de NIHIDI de 0,46 m para 0,47 m e um incremento de 3,5 mm/d para 4,2 mm/d na precipitação.

Este aumento do nível hidrométrico instantâneo de apenas 1 cm poderá não parecer significativo, todavia poderá ser considerável aquando da análise em termos de volume de escoamento, na medida em que a relação entre o nível de água e a vazão na secção de controlo não é linear. A ausência da curva de vazão impossibilita também averiguar se a variação no volume de água que entra no sistema (precipitação) é superior ou inferior à variação verificada para o escoamento monitorizado, pelo que se torna difícil aferir o papel da precipitação num hipotético aumento significativo do escoamento superficial.

### 3.6.3.2 Análise dos valores máximos de nível hidrométrico instantâneo

Na medida em que a bacia apresenta uma área pequena, curtas distâncias entre as vertentes e as linhas de águas e declives elevados, decorrente do vale encaixado, é expectável que o tempo de resposta seja baixo. Esta característica é perceptível através da Figura 36, em que mesmo para os episódios de precipitação mais baixa há uma resposta quase que imediata por parte do nível hidrométrico. Com base na referida figura, nota-se um aspecto que poderá evidenciar a existência da perturbação por parte do fogo, que é o aumento dos valores máximos de NIHIDI verificados aquando da comparação do período anterior e ulterior à ocorrência do fogo.



**Figura 36** – Precipitação e nível hidrométrico instantâneo (NIHIDI) antes e após o fogo, para a bacia de Manteigas, denotando-se a lacuna dos dados de NIHIDI.

Para os episódios de precipitação de maior magnitude ocorridos no ano hidrológico 2005/06 comparativamente ao ano hidrológico anterior e a título de exemplo, a precipitação ocorrida a 28 Outubro (80,6 mm) originou um nível hidrométrico médio diário na ordem de 1,1 m, enquanto que para igual período do ano hidrológico anterior uma precipitação de 96,7 mm deu origem a um NIHIDI próximo de 0,93 m. Esta situação é contrária ao expectável na medida em que a precipitação ocorrida neste episódio foi superior à do episódio relativo ao ano 2005/06, assim como a precipitação acumulada nos sete dias anteriores e desde o início do ano hidrológico.

Visualmente é também perceptível um aumento do nível hidrométrico no período após o fogo, quando se cruzam os episódios de precipitação/nível hidrométrico referentes ao ano hidrológico 2005/06 com os do ano hidrológico de 2004/05. Neste último caso

também se verifica que para episódios de maior intensidade de precipitação há um menor escoamento superficial. Comparando o ano hidrológico de 2005/06 com o de 2002/03, pode parecer que não se verificam alterações significativas. Todavia esta situação poderá ser resultante deste ano possuir um maior volume de precipitação, que se distribui até ao mês de Maio e que alimenta de um modo mais expressivo os cursos de água, mantendo o escoamento em níveis mais elevados. No período de Outono e Inverno do segundo ano hidrológico após o fogo (2006/2007), os valores de NIHIDI atingem valores ainda superiores face ao ano de 2005/06, comportamento motivado não só pelas condições impostas pela destruição do coberto vegetal e outros factores, mas também pelo aumento da precipitação.

### **3.6.3.3 Análise utilizando dados mensais**

Outra abordagem efectuada com o intuito de se aferir a perturbação do escoamento por ocorrência do fogo, consistiu na análise da correlação do NIHIDI com a precipitação numa base mensal, para cada um dos anos hidrológicos antes do fogo e para o ano hidrológico posterior ao fogo (2005/06). Esta revelou-se inconclusiva na medida em que os coeficientes de correlação entre as duas variáveis não eram satisfatórios, salientando-se de qualquer forma que os declives das referidas rectas apontam para um aumento do NIHIDI face à precipitação no período pós fogo, obtendo-se semelhantes resultados quando a comparação dos valores referentes a 2005/06 e 2002/03, pela razão acima evidenciada (elevada precipitação).

### **3.6.3.4 Outras considerações**

Dado que não se possuíam valores médios de NIHIDI e precipitação para um número de anos hidrológicos suficientes para se proceder a esta abordagem a nível anual, esta não foi efectuada. Porém em situações onde se verifique a existência de dados relativos a diversos anos hidrológicos antes e após o fogo esta abordagem poderá evidenciar e estimar a influência do fogo sobre o escoamento superficial.

Na medida em que as comparações anteriores foram efectuadas relativamente aos valores médios de NIHIDI, as mesmas seriam mais expressivas das alterações decorridas se fossem utilizados os dados de escoamento, uma vez que a sua relação com os NIHIDI não é linear e um pequeno incremento percentual em termos de altura de água é superior em termos de incremento percentual no escoamento.



## **4 Considerações finais**

De acordo com a literatura mencionada ao longo do presente estudo, é atribuída ao fogo, a capacidade de este interferir e alterar alguns dos processos inerentes ao ciclo hidrológico, designadamente nos processos de interceptação, evapotranspiração e infiltração, em resultado não só da destruição da vegetação mas também por alteração das propriedades do solo e produção de substâncias orgânicas com características hidrofóbicas, passíveis de causar condições agravadas de impermeabilização. Os principais impactes em resultado do fogo, comumente mencionados na literatura, traduzem-se na grande maioria dos casos de estudo, no aumento do escoamento superficial e no aumento da grandeza dos caudais de ponta.

Se por um lado os resultados apontam no sentido mencionado, a magnitude da alteração causada pelo fogo é bastante díspar, não só pelos parâmetros de que dependem tais impactes, como as características do fogo (e.g. intensidade, temperaturas atingidas), parâmetros do solo (e.g. textura, tipo de solo), características inerentes à área de estudo (e.g. geologia, topografia) e a variabilidade espacial e temporal de alguns destes parâmetros e outros, mas também pelo facto de serem consideradas diferentes escalas de análise, assim como diferentes abordagens e metodologias na quantificação de tal perturbação.

No que concerne às metodologias empregues para se aferir a existência de alterações no escoamento superficial, verifica-se que em grande parte dos casos estas passam fundamentalmente pela representação e análise gráfica de um conjunto diversos de parâmetros e/ou a relação entre alguns deles, como por exemplo a variação do escoamento em função do tempo ou a utilização de rácios de precipitação/escoamento. Muitas das vezes é também utilizada como base comparativa, uma área de controlo com características semelhantes à área em estudo, através da qual é possível confrontar diversos parâmetros, antes e após o fogo no sentido de aferir se uma possível alteração de um determinado parâmetro decorreu exclusivamente da perturbação do fogo, ou por acção de outra força externa qualquer.

Uma das críticas passíveis de ser efectuadas a alguns desses estudos e também aplicável ao presente, é a não utilização de ferramentas estatísticas que auxiliem na identificação de possíveis alterações no regime hídrico, causadas pela ocorrência de fogo. Esta situação poderá dever-se efectivamente ao desconhecimento e/ou aplicabilidade de algumas das técnicas aplicadas em outras áreas do conhecimento, ou devido a algumas

limitações na aplicação das mesmas, como por exemplo devido à sazonalidade inerente aos fenómenos meteorológicos e climáticos e consequentemente também do escoamento. A disponibilidade de séries de dados suficientemente longas, poderão também ser limitativas de tal tipo de análise, designadamente na aplicação de médias móveis ou na eliminação da sazonalidade inerente a períodos húmidos e secos, através da consideração dos dados numa base anual (ano hidrológico).

Relativamente ao objectivo primordial do presente estudo, que passou pela avaliação do impacte dos fogos florestais na parte quantitativa do ciclo hidrológico, verificou-se através dos resultados obtidos que algumas das alterações verificadas no escoamento superficial no período pós-fogo se deveram à ocorrência do mesmo, designadamente o aumento da magnitude do caudal de ponta. Todavia, devido à existência de um curto período de monitorização do escoamento, tanto no período posterior ao fogo como anteriormente, não foi possível tecer com base nesses resultados uma avaliação conclusiva do grau de alteração induzido pelo fogo sobre os diferentes processos do ciclo hidrológico e o período durante o qual se manifestaram tais impactes.

Para além disso, é de salientar que a existência da alteração no regime pluviométrico, para a bacia de Ponte Panasco e Couto de Andreiros, em igual período em que se deu o fogo conduziu também à situação anterior, pelo que se salienta que metodologias aplicadas na avaliação do impacte decorrentes do fogo sobre o escoamento, baseado somente nas variáveis de precipitação e na monitorização do escoamento, podem tornar-se inconclusivas. Por este facto, torna-se pertinente salientar a necessidade do conhecimento de outros parâmetros para além dos enunciados, que sustentem de um modo fundamentado a atribuição ou não de determinadas alterações hidrológicas ao fogo.

O conhecimento de tais parâmetros, poderá decorrer para além do conhecimento das características do fogo ocorrido (e.g. severidade), da avaliação das condições da permeabilidade do solo, nomeadamente a caracterização do carácter hidrofóbico do solo, assim como revelar-se de particular interesse a realização de ensaios *in situ* de precipitação simulada, permitindo assim controlar algumas variáveis que à escala de bacia se tornam impossíveis de controlar e consequentemente de caracterizar.

O conhecimento da profundidade ao nível para as áreas em estudo, designadamente para Ponte Panasco, poderia ter auxiliado no estabelecimento de relações conclusivas do efeito que o fogo ocorrido teve sobre os mesmos, todavia o cruzamento de informação não foi possível, devido a inexistência da mesma. É também de salientar que em futuras abordagens utilizando áreas de controlo como forma de quantificar possíveis perturbações

causadas pelo fogo em determinada área, que deverá procurar-se sempre que possível, definir a área ou áreas de controlo de modo a que estas estejam sujeitas ao mesmo regime de precipitação da área ardida, tornando mais expedita a comparação dos resultados inerentes a cada uma das áreas assim como mais conclusivos.

Lisboa, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, I.P.  
Novembro de 2008

**VISTOS**

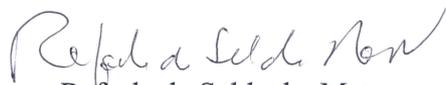


J.P. Cárcamo Lobo Ferreira  
Chefe do Núcleo de Águas Subterrâneas

**AUTORIAS**



Nuno Martinho  
Estagiário da Licenciatura em Engenharia do  
Ambiente, Escola Superior de Tecnologia e  
Gestão, Instituto Politécnico de Leiria



Rafaela de Saldanha Matos  
Directora do Departamento de Hidráulica e  
Ambiente



Manuel Mendes Oliveira  
Doutorado em Hidrogeologia  
Investigador Auxiliar do Núcleo de Águas  
Subterrâneas



**Bibliografia**

- Albin, D. (1979). Fire and stream ecology in some Yellowstone tributaries. *California Fish and Game*. 65: 216-238.
- Allen, C., Savage, M., Falk, D., Suckling, K., Swetman, T., Schulke, T., Stacey, P., Morgan, P., Hoffman, M., Klingel, J. (2002). Ecological restoration of southwestern ponderosa pine ecosystems: a broad perspective. *Ecological Applications*. 12: 1418-1433.
- Anderson, H., Marvin, D., Kenneth, G. (1976). Forest and water; effects of forest management on floods, sedimentation, and water supply. *General Technical Report PSW-18*. USDA (Forest Service). Berkeley. California.
- Batalla, R. (2001). Hydrological implications of forest fires. In *3rd International Summer School On The Environment-Fire, Landscape and Biodiversity: An Appraisal of the effects and effectiveness*. Figueres, Catalonia (Spain), 9-13 July. Universitat de Girona & Universitat Ambiental d'Estiu a Figueres.
- Benavides, J., MacDonald, L. (2001). Post-fire runoff and erosion from simulated rainfall on small plots, Colorado Front Range. *Hydrological Processes*. 15: 2931-2952.
- Boelhouwers, J., De Graaf, P., Samsodien, M. (1996). The influence of wildfire on soil properties and hydrological response at Devils Peak, Cape Town, South Africa. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 107: 1-10.
- Brown, J. (1972). Hydrologic effects of a bushfire in a catchment in south-eastern New South Wales. *Journal of Hydrology*. 15: 77-96.
- Caetano, M., Carrão, H., Painho, M. (2005). *Alterações da ocupação do solo em Portugal Continental: 1985-2005*. Instituto do Ambiente. Lisboa. ISBN: 972-8577-22-2.
- Campbell, R., Baker, M., Folliott, P. (1977). *Wildfire effects on a ponderosa pine ecosystem: An Arizona case study*. USDA Forest Service Papers, RM-191. Rocky Mountain Forest and Range Experimental Station. Fort Collins. Colorado.
- Cerdà, A., Ibáñez, S., Calvo, A. (1997). Design and operation of a small and portable rainfall simulator for rugged terrain. *Soil Technology*. 11: 161-168.
- Cerdà, A., Doerr, S. (2005). Long-term soil erosion changes under simulated rainfall for different vegetation types following a wildfire in eastern Spain. *Journal of Wildland Fire*. 14: 423-437.
- Cerqueira, J. (2001). *Solos e clima em Portugal*. 2.<sup>a</sup> Edição, Clássica Editora. Lisboa. ISBN: 972-561-324-4.
- Cosandey, C., Andréssian, V., Martin, C., Didon-Lescot, Lavabre, J., Folton, N., Mathys, N., Richard, D. (2004). The hydrological impact of the Mediterranean forest: a review of French research. *Journal of Hydrology (In Press)*. 15pp.

- CRC for Catchment Hydrology (2007). *Bushfires and catchments*. Acedido em 29/03/2007, em: [http://www.ewatercrc.com.au/bushfire/background\\_impactflows.html](http://www.ewatercrc.com.au/bushfire/background_impactflows.html).
- Custodio, E., Llamas, M. (1983). *Hidrologia Subterránea*. Ediciones Ómega, SA. 2241 pp.
- Debano, L. (1971). The effect of hydrophobic substances on water movement in soil during infiltration. *Proceedings-Soil Science Society of America*. 35: 340-343.
- Dekker, L., Ritsema, C. (1995). Fingerlike wetting patterns in two water-repellent loam soils. *Journal of Environmental Quality*. 24: 324-333.
- Dekker, L., Doerr, S., Oostindie, K., Ziogas, A., Ritsema, C. (2001). Actual water repellency and critical soil water content in a dune sand. *Soil Science Society of America Journal*. 65: 1667-1675.
- DGRF (2006). Incêndios Florestais – 2006: 7º Relatório Provisório. Acedido em 09/04/2007, em: <http://www.dgrf.min-agricultura.pt/v4/dgf/ficheiros/20060905120250DFCI.pdf>
- DGRF (2007a). Estatísticas nacionais de incêndios florestais: Totais por Distrito (1980-2005). Acedido em: 04/04/2007, em: <http://www.dgrf.min-agricultura.pt/v4/dgf/ficheiros/20060522164929DSVFP-P.xls>
- DGRF (2007b). Mapa Temático inerente às áreas ardidas no período 1980-2005. <http://www.dgrf.min-agricultura.pt/v4/dgf/ficheiros/20050120113529DSVFP-P.zip>
- DGRF (2007c). Inventário Florestal Nacional – Apresentação de Resultados. Acedido em 10/04/2007, em: <http://www.dgrf.min-agricultura.pt/v4/dgf/pub.php?ndx=3681>
- Freeze, R., Cherry, J. (1979). *Ground Water*. Prentice-Hall Inc., New Jersey, 604 pp. ISBN: 0-13-365312-9.
- Dieckmann, H., Motzer, H., Harres, H., Seuffert, O. (1992). Vegetation and erosion. Investigations on erosion plots in southern Sardinia. *Geo-Öko-plus*. 3: 139-464.
- Doerr, S., Shakesby, R., Walsh, R. (1996). Soil Water repellency variations with depth and particle size fraction in burned and unburned *Eucalyptus globulus* and *Pinus pinaster* forest terrain in the Águeda basin, Portugal. *Catena*. 27: 25-47.
- Doerr, S. (1998). Short communication on standardizing the ‘Water Drop Penetration Time’ and the ‘Molarity of an Ethanol Droplet’ techniques to classify soil hydrophobicity: a case study using medium textured soils. *Earth Surface Processes and Landforms*. 23: 663-668.
- Doerr, S., Shakesby, R., Walsh, R. (2000). Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth-Sciences Reviews* 51: 33-65.

- Doerr, S., Douglas, P., Evans, R., Morley, C., Mullinger, N., Bryant, R., Shakesby, R., (2005). Effects of heating and post-heating equilibrations times on soil water repellency. *Australian Journal of Soil research*. 43: 261-267.
- Doerr, S., Shakesby, R., Blake, W., Chafer, C., Humphreys, G., Wallbrink, P. (2006). Effects of differing wildfire severities on soil wettability and implications for hydrological response. *Journal of Hydrology*. 319: 295-311.
- Dyrness, C. (1976). Effect of wildfire on soil wettability in the High Cascade of Oregon. *United States Department of Agriculture, Forest Service, Research Paper PNW-202*, Pacific Northwest Forest and Range Experimental Station. Portland. Oregon. Pp. 444-447.
- EUFIRELAB (2004). Euro-Mediterranean Wildland Fire Laboratory, a “wall-less” laboratory for Wildland Fire Sciences and Technologies in the Euro-Mediterranean Region: Deliverable D-04-03 – Wildland Fire Impacts: a State of the Art. <http://eufirelab.org>
- FAO – Food and Agriculture Organization of the United Nations (2001). FRA Global Forest Fires Assessment. *Forest Resources Assessment Programme*, Working paper 55. FAO. Rome. 495 pp.
- FAO (2007). <http://www.fao.org/docrep/007/x3996p/x3996p0i.htm>
- Ferreira, A., Coelho, C., boulet, A., Leighton-Boyce, Keizer, J., Ritsema, C. (2005). Influence of burn intensity on water repellency and hydrological processes at forest and shrub sites in Portugal. *Australian Journal of Soil Research*. 43: 327-336.
- Fernandes, P., Loureiro, C., Botelho, H., Ferreira, A., Fernandes, M. (2002). Avaliação indirecta da carga de combustível em pinhal bravo. *Silva Lusitana*. 10: 73-90.
- Fernandes, P., Botelho, H., Rego, F. (2005). A Piroecologia do Pinheiro Bravo. *Silva Lusitana*. 13: 233-248.
- Franco, C., Clarke, P., Tate, M., Oades, J. (2000). Hydrophobic properties and chemical characterisation of natural water repellent materials in Australian sands. *Journal of Hydrology*. 231-232: 47-58.
- Giovannini, G. (1994). The effect of fire on soil quality. In: M., Sala, J. Rubio (eds.), *Soil Erosion and degradation as a consequence of forest fires*, Geoforma Ediciones. Logroño. Spain.
- Giovannini, G., Lucchesi, S. (1983). Effect of fire on hydrophobic and cementing substances of soil aggregates. *Soil Science*. 136: 231-236.
- Gresswell, R. (1999). Fire and aquatic ecosystems in forested biomes of North America. *Transactions of the American Fisheries Society*. 128: 193-221.

- Helvey, J. (1972). First-year effects of wildfire on water yield and stream temperature in north-central Washington. In: S. Callany, T. McLaughlin, W. Striffler (Editors). *Watersheds in transition*. American Water Resources Association. Urbana. Illinois.
- Helvey, J. (1980). Effects of a north-central Washington wildfire on runoff and sediment production. *Water Resources Bulletin*. 16: 627-634.
- Ice, G., Neary, D., Adams, P. (2004). Effects of wildfire on soils and watershed processes. *Journal of Forestry*. 102: 16-20.
- Imeson, A., Verstraten, J. Van Mulligen, E., Sevink, J. (1992). The effects of fire and water repellency on infiltration and runoff under Mediterranean type forest. *Catena*. 19: 345-361.
- Inbar, M., Tamir, M., Wittenberg, L. (1998). Runoff and erosion processes after a forest fire in Mount Carmel, a Mediterranean area. *Geomorphology*. 24: 17-33.
- Jex, G., Bleakley, B., Hubbel, D., Munro, L. (1985). High humidity-induced increase in water-repellency in some sandy soils. *Journal of the Soil Science Society of America*. 49: 1177-1182.
- Johansen, M., Hakoson, T., Breshears, D. (2001). Post-fire runoff and erosion from rainfall simulation: contrasting forests with shrublands and grasslands. *Hydrological Processes*. 15: 2953-2965.
- Lencastre, A., Franco, F. (2006). *Lições de Hidrologia*. 3.<sup>a</sup> Edição. Universidade Nova de Lisboa, Fundação da Faculdade de Ciências e Tecnologia. Lisboa. 451 pp. ISBN: 972-8152-59-0.
- Letey, J. (2001). Causes and consequences of fire-induced soil water repellency. *Hydrological Processes*. 15: 2867-2875
- Linsley Jr., Kohler, M., Paulhus, J. (1975). *Hydrology for Engineers*. 2<sup>nd</sup> Edition. McGraw Hill Kogakusha, Ltd.
- Lobo Ferreira, J., Oliveira, M., Laranjeira, I., Leitão, T., Quinta-Nova, L., Fernandez, P., Lopes, H., Paralta, E. (2007). Avaliação do impacto de fogos florestais em recursos hídricos subterrâneos. In: *Seminário de Águas Subterrâneas*. Laboratório Nacional de Engenharia Civil. Lisboa. Portugal.
- Macedo, F., Sardinha, A. (1993). *Fogos Florestais*. Vol. I. 2.<sup>a</sup> Edição. Publicações Ciência e Vida, Lda. Lisboa.
- Mayor, A., Bautista, S., Llovet, J., Bellot, J. (2006). Post-fire hydrological and erosional responses of a Mediterranean landscape: Seven years of catchment-scale dynamics. *Catena*.

- McNamara, J., Kane, D., Hinzman, L. (1997). Hydrograph separations in a Arctic watershed using mixing model and graphical techniques. *Water Resources Research*. 33: 1707-1719.
- Miller, J., Nyhan, J., Yool, S. (2003). Modeling potential erosion due to the Cerro Grande Fire with a GIS-based implementation of the Revised Universal Soil Loss Equation. *International Journal of Wildland Fire*. 12: 85-100.
- MAI (2003). Livro Branco dos incêndios florestais ocorridos no Verão de 2003. Ministério da Administração Interna. Acedido em: 09/04/2007, em: [http://www.portugal.gov.pt/NR/rdonlyres/F2960733-D2A0-4667-85B1-6E742FC520D6/0/Livro\\_Branco\\_Fogos\\_Florestais.pdf](http://www.portugal.gov.pt/NR/rdonlyres/F2960733-D2A0-4667-85B1-6E742FC520D6/0/Livro_Branco_Fogos_Florestais.pdf)
- Moody, J., Martin, D. (2001). Initial hydrologic and geomorphic response following a wildfire in the Colorado Front Range. *Earth Surface Processes Landforms*. 26: 1049-1070.
- Nasseri, I. (1988). Frequency of floods from a burned chaparral watershed. *General Technical Report PSW-109*. USDA (Forest Service). Berkeley. California.
- Neary, D., Klopatek, C., DeBano, L., Ffolliott, P. (1999). Fire effects on belowground sustainability: a review and synthesis. *Forest Ecology and Management*. 122: 51-71.
- Neary, D., Gottfried, G., Ffolliott, P. (2003). Post-wildfire watershed responses. *Proceedings of the 2<sup>nd</sup> International Wildland Fire Ecology and Fire Management Congress*, Orlando, Florida, 16-20 November 2003.
- Oliveira, M. M., Moinante, M. J., Lobo Ferreira, J. P. (1997). *Cartografia Automática da Vulnerabilidade de Aquíferos com base na Aplicação do Método DRASTIC*. Relatório 60/97-GIAS, LNEC. Lisboa.
- Oliveira, M. M. (2001). A Estimativa da Recarga das Águas Subterrâneas a Partir da Decomposição de Hidrogramas de Escoamento Superficial – O Programa de Computador DECHIDR\_VB.VBP. *Seminário sobre "A Hidroinformática em Portugal"*, Publicação em CD-ROM, LNEC, Lisboa, 15-16 Novembro, 2001.
- Oliveira, M. M. (2004). *Recarga de águas subterrâneas: Métodos de avaliação*. Tese de Doutoramento em Geologia (Hidrogeologia). Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Departamento de Geologia, Lisboa. 440 pp.
- Parsons, A. (2003). Burned Area Emergency Rehabilitation (BAER) soil burn severity definitions and mapping guidelines – April 22, 2003, draft.
- Pereira, J. M., Carreiras, J., Neves, J., Vasconcelos, M. (2006). Alguns conceitos básicos sobre os fogos rurais em Portugal. Em: J. Pereira, J. M. Pereira, F. Rego, J. Silva e T. Silva (eds.), *Incêndios Florestais em Portugal: Caracterização, Impactes e Prevenção*, ISA Press. Lisboa. ISBN: 972-8669-17-8.

- Pike, R. (2003). Forest hydrologic cycle basics. *Streamline Watershed Management Bulletin*, 7: 1-5.
- Prosser, I., Williams, L. (1998). The effect of wildfire on runoff and erosion in native Eucalyptus forest. *Hydrological Processes*. 12: 251-265.
- Pyne, S. (2006). Fogo no jardim: compreensão do contexto dos incêndios em Portugal. Em: J. Pereira, J. M. Pereira, F. Rego, J. Silva e T. Silva (eds.), *Incêndios Florestais em Portugal: Caracterização, Impactes e Prevenção*, ISA Press. Lisboa. ISBN: 972-8669-17-8.
- Ribeiro, O. (1998). *Portugal o Mediterrâneo e o Atlântico*. 7.<sup>a</sup> Edição, Livraria Sá da Costa Editora. Lisboa. ISBN: 972-569-320-7.
- Ritter, M. (2006). *The Physical Environment: an Introduction to Physical Geography*.  
Acedido em: 17/04/2007,  
em: [http://www.uwsp.edu/geo/faculty/ritter/geog101/textbook/title\\_page.html](http://www.uwsp.edu/geo/faculty/ritter/geog101/textbook/title_page.html)
- Robichaud, P, Hungerford, R. (2000). Water repellency by laboratory burning of four northern Rocky Mountain forest soils. *Journal of Hydrology*. 231-232: 207-219.
- Rutledge, A., Daniel, C. (1994). Testing an automated method to estimate ground-water recharge from streamflow records. *Ground Water*. 32: 180-189.
- Santos, F., Miranda, P. (2006). *Alterações Climáticas em Portugal. Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação – Projecto SIAM II*. Gradiva. Lisboa. ISBN: 989-616-081-3.
- Schindler, D. (1980). Effects of a windstorm and forest fire on chemical losses from forested watersheds and on the quality of receiving streams. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*. 37: 328-334.
- Schröter, D., Cramer, M., Metzger, M. and the ATEAM consortium (2004). *Advanced Terrestrial Ecosystem Analysis and Modelling*. Final Report. Potsdam Institute for Climate Impact Research (PIK). Potsdam, Germany.
- Scott, D., Versfeld, D., Lesch, W. (1998). Erosion and sediment yield in relation to afforestation and fire in the mountains of the Western Cape Province, South Africa. *South African Geographical Journal*. 80: 52-59.
- Shakesby, R., Coelho, C., Ferreira, A., Terry, J., Walsh., R. (1993). Wildfire impacts on soil erosion and hydrology in wet mediterranean forest, Portugal. *International Journal Wildland Fire*. 3: 95-110.
- Shakesby, R., Coelho, Ferreira, A., Terry, J., Walsh, R. (1994). Fire, post-burn land management practice and soil erosion response curves in eucalyptus and pine forests, north-central Portugal. In: M., Sala, J. Rubio (eds.), *Soil Erosion and degradation as a consequence of forest fires*, Geoforma Ediciones. Logroño. Spain.
- Shakesby, R., Boakes, D., Coelho, C., Gonçalves, A., Walsh, R. (1996). Limiting the soil degradational impacts of wildfire in pine and eucalyptus forest, Portugal:

- comparison of alternative post-fire management practices. *Applied Geography*. 16: 337-356.
- Shakesby, R., Coelho, C., Ferreira, A., Walsh, R. (2002). Ground-level changes after wildfire and ploughing in eucalyptus and pine forests, Portugal: Implications for soil microtopographical development and soil longevity. *Land Degradation & Development*. 13: 111-127.
- Shakesby, R., Doerr, S. (2006). Wildfire as a hydrological and geomorphological agent. *Earth-Science Reviews*. 74: 269-307.
- Shakesby, R., Wallbrink, P., Doerr, S., English, P., Chafer, C., Humphreys, G., Blake, W., Tomkins, K. (2007). Distinctiveness of wildfire effects on soil erosion in south-east Australian eucalypt forests assessed in a global context. *Forest Ecology and Management*. 238: 347-364.
- Shirmohammadi, A., Knisel, W., Sheridan, J. (1984). An approximate method for partitioning daily streamflow data. *Journal of Hydrology*. 74: 335-354.
- Soler, M., Sala, M., Gallart, F. (1994). Post fire evolution of runoff and erosion during an eighteen month period. In: M., Sala, J. Rubio (eds.), *Soil Erosion and degradation as a consequence of forest fires*, Geoforma Ediciones. Logroño. Spain.
- Soto, B., Basanta, R., Benito, E., Peres, R., Díaz-Fierros, F. (1994). Runoff and erosion from burnt soils in Northwest Spain. In: M., Sala, J. Rubio (eds.), *Soil Erosion and degradation as a consequence of forest fires*, Geoforma Ediciones. Logroño. Spain.
- Soto, B., Díaz-Fierros, F. (1998). Runoff and soil erosion from aéreas of burnt scrub: a comparison of experimental results with those predicted by the Wepp model. *Catena*. 31: 257-270.
- Stottlemeyer, R. (1987). Ecosystem nutrient release from a large fire, Yellowstone National Park. In *9<sup>th</sup> Conference on Fire and Forest Meteorology*. American Meteorological Society. Boston.
- Swanson, F. (1981). Fire and geomorphic process. U.S. Forest Service General Technical Report WO-26. pp. 401-420.
- Taylor, S., Feng, X., Williams, M., McNamara, J. (2002). How isotopic fractionation of snowmelt affects hydrograph separation. *Hydrological Processes*. 16: 3683-3690.
- Terry, J., Shakesby, R. (1993). Soil water repellency effects on rainsplash: simulated rainfall and photographic evidence. *Earth Surface Processes and Landforms*. 18: 519-525.
- Tschapek, M. (1984). Criteria for determining the hydrophilicity-hydrophobicity of soils. *Zeitschrift für Pflanzenernaehrung und Bodenkunde*. 147: 137-149.

- USACE (1998). *Engineering and Design: Runoff from Snowmelt*. Manual EM 1110-2-1406. 142p. U.S. Army Corps of Engineers. <http://www.usace.army.mil/publications/eng-manuals/em1110-2-1406/toc.htm>
- USDA (2000). Environmental effects of postfire logging: literature review and annotated bibliography. *United States Department of Agriculture, Forest Service, Research Paper PNW-GTR-486*, Pacific Northwest Forest and Range Experimental Station. Portland. Oregon.
- USGS – United States Geological Survey (2004). *Hydrologic effects of the 1988 Galena Fire, Black Hills Area, South Dakota*. Water-Resources Investigations Report 03-4323. Rapid City. South Dakota. USA.
- USGS (2007). [http://wwwbrr.cr.usgs.gov/projects/Burned\\_Watersheds/](http://wwwbrr.cr.usgs.gov/projects/Burned_Watersheds/)
- Van Dam, J., Hendrickx, J., Van Ommen, H., Bammick, M., Van Genuchten, M., Dekker, L. (1990). Water and solute movement in a coarse-textured water repellent field soil. *Journal of Hydrology*. 120: 359-379.
- Vega, J., Díaz-Fierros, F. (1987). Wildfire effects on soil erosion. *Ecologia Mediterranea*. 13: 119-125.
- Vertessy, R., Watson, F., O’Sullivan, S. (2001). Factors determining relations between stand age and catchment water balance in mountain ash forests. *Forest Ecology and Management*. 143: 13-26.
- Walsh, R., Boakes, D., Coelho, C., Gonçalves, A., Shakesby, R., Thomas, A. (1994). Impact of fire-induced water repellency and post-fire forest litter on overland flow in northern and central Portugal. In: *Proceedings of the Second International Conference on Forest Fire Research*. Coimbra, Novembro 1994. Vol II, pp 1149-1159.
- Walsh, R., Coelho, C., Elmes, A., Ferreira, A., Gonçalves, A., Shakesby, R., Ternan, J., Williams, A. (1998). Rainfall Simulation plot experiments as a tool in overland flow and soil erosion assessment, north-central Portugal. *GeoÖkoDynamik*. 19: 139-152.
- White, W., Wells, S. (1979). Forest-fire devegetation and drainage basin adjustments in mountainous terrain. In: R. Rhodes, G. Williams (eds), *Adjustments to Fluvial Systems*. Kendall/Hunt Publishers. pp. 199-223.
- White, W., Wells, S. (1982). Forest-fire devegetation and drainage basin adjustments in mountainous terrain. In: D. Rhodes, G. Williams (eds), *Adjustments of the Fluvial System*. Proceedings of the 10<sup>th</sup> Geomorphology Symposium. Binghamton. Allen and Unwin. New York. pp. 199-223.
- Yarrow, M., Oliveira, M. M. (2006) *ECOMANAGE - Integrated Ecological Coastal Zone Management System*. Deliverables 2.6 & 2.8 - CHILE. D2.6 – SIG mapping of hydrogeologic parameters, including groundwater recharge assessment and

vulnerability to pollution & D2.8 – Groundwater flow and transport components of the global estuary model. LNEC, Relatório 379/2006 – NAS, Lisboa, 42 pp.

York, C. (1993). A questionnaire survey of dry patch on golf courses in the United Kingdom. *Journal of Sports Turf Research*. 69: 20-26.

Zisman, W. (1964). Relation of the equilibrium contact angle to liquid and soil constitution. In: R. Gould (Editor), American Chemical Society. *Advances in Chemistry Series*. 43: 1-51.



---

# **ANEXOS**

---



**Anexo I - Classificação da severidade proposta por Parsons (2003) no âmbito do programa Norte-Americano BAER, em função das características do solo e do consumo de combustível.**

<b>Classe de Severidade</b>	<b>Substrato</b> resíduos/manta morta	<b>Vegetação</b> sub-bosque/arbustos/ forrageiras herbáceas	<b>Informação Acessória</b> Estrato Dominante-Coníferas
Não Ardida	Não ardido	Não ardido	Inexistência de mortalidade causada pelo fogo; a copa do arvoredo apresenta-se inalterável
Baixa	Constituição mineral inalterada; resíduos carbonizados ou parcialmente consumidos; folhas/agulhas com estrutura queimada mas reconhecível	Folhagem e ramos de menor dimensão (<1/4") parcialmente consumidos; gramíneas consumidas na totalidade; cinzas de cor preta ou cinzenta;	Ligeira possibilidade de mortalidade, mas geralmente abaixo dos 10%; as copas das árvores podem apresentar alguma mortalidade individualizada ou pequenas bolsas (agulhas castanhas ou ramos pretos)
Moderada	Aquecimento moderado do solo; existência no solo de algum carvão vegetal; estrutura do solo intacta; resíduos carbonizados; manta morta e resíduos lenhosos parcialmente consumidos; raízes e rizomas queimados estão usualmente presentes; possibilidade da existência de permeabilidade reduzida em alguma da área	Folhagem, ramos e caules de menor dimensão (1/4" a 3/4") consumidos; raízes intactas; copa da vegetação arbustiva consumida.	Mortalidade do arvoredo aleatória e dispersa; sementes usualmente consumidas; árvores de maior dimensão são normalmente mortas, retendo contudo ramos isentos de queima; em zonas densamente povoadas a área não é normalmente dominada por ramos queimados; características específicas para esta classe devem ser definidas e a percentagem de mortalidade devem ser definidas para cada fogo, na medida em que estas podem variar de acordo com o ecossistema
Alta	Elevado aquecimento do solo; existência de matéria carbonizada em profundidade; resíduos e manta morta consumidos originando cinzas muito finas, de espessura superior a 1" e de cor cinza ou branca; superfície do solo visivelmente alterada, muitas vezes escurecida ou avermelhada e isenta de estrutura; remoção da totalidade da matéria orgânica; raízes e rizomas podem ser consumidos; permeabilidade reduzida através da formação de uma camada repelente forte e/ou espessa de água, em quase toda a área ardida; massa de combustível completamente consumida ou perto dessa situação	Todos os constituintes da vegetação são consumidos, incluindo os de dimensão superior a 3/4"	Geralmente 80 a 100% de mortalidade arbórea; árvores no estado de bastio e de maior dimensão encontram-se queimadas, apresentando a casca carbonizada e ausência de agulhas ou folhas. Alguns indivíduos ou pequenas bolsas de árvores podem remanescer não sendo todavia dominantes.

**Anexo II – Valores de área ardida e número de ocorrências, segundo o Distrito, para o período de 1980-2005 (Fonte: DGRF, 2007a)**

Distrito	Área ardida		N.º de Ocorrências	
	Total (ha)	%	Total	%
Aveiro	98.363	3,23	32.426	6,93
Beja	50.568	1,66	2.160	0,46
Braga	103.375	3,39	59.695	12,76
Bragança	154.766	5,08	14.667	3,14
Castelo Branco	324.868	10,66	15.360	3,28
Coimbra	271.279	8,91	16.799	3,59
Évora	27.597	0,91	1.682	0,36
Faro	152.921	5,02	6.876	1,47
Guarda	509.122	16,71	30.492	6,52
Leiria	123.804	4,06	15.930	3,41
Lisboa	46.724	1,53	34.731	7,43
Portalegre	89.288	2,93	2.361	0,50
Porto	134.312	4,41	100.959	21,59
Santarém	237.734	7,80	15.704	3,36
Setúbal	23.754	0,78	10.884	2,33
Viana do Castelo	144.964	4,76	28.160	6,02
Vila Real	245.183	8,05	31.927	6,83
Viseu	307.677	10,10	46.899	10,03
<b>Total</b>	<b>3.046.298</b>	<b>100,00</b>	<b>467.712</b>	<b>100,00</b>

### Anexo III – Respostas físicas de diferentes bacias hidrográficas ao fogo, citadas na literatura (Fonte: Gresswell, 1999).

Response and source	Fire size (type) <sup>a</sup>	Spatial scale	Time scale	Location <sup>b</sup>	Comments
<b>Hydrologic responses</b>					
<b>Channel morphology</b>					
La Point et al. (1983)	26,000 ha (wf)	11 streams (290–29,880 ha) (order 1–5)	3 years	Middle Fork Salmon River, ID	Episodic storm events influence stream substrate
Roby (1989)	800 ha (wf)	1 stream (825 ha)	6 years	Plumas National Forest, CA	Channel cross sections revealed slight widening 1 year postfire; substantial widening and deepening 3 years postfire; channel profile was similar to prefire after 6 years
Minshall et al. (1990)	26,000 ha (wf)	1 stream (10,900 ha) (order 4–5; 2 sites)	10 years	Middle Fork Salmon River, ID	Channel alterations continuing after 10 years
Jones et al. (1993)	322,000 ha (wf)	6 streams (25,200–116,500 ha) (order 4–6)	3 years	Yellowstone NP	Little change in channel morphology; stream banks remained stable
Bozeck and Young (1994)	562,000 ha (wf)	2 streams (4,946–6,423 ha)	2 years	North Fork Shoshone River, WY	Channel alterations caused by debris and mud jams
Meyer et al. (1995)	292,000 ha <sup>c</sup> (wf)	3 streams (25,600–75,200 ha) (order 4–5)	Long-term	Yellowstone NP	Relatively minor climate changes during the late Holocene have had significant effects on fire regime and alluvial processes in the study streams
Minshall et al. (1997)	292,000 ha <sup>c</sup> (wf)	20 streams (140–18,000) (order 1–4; 20 sites)	5 years	Yellowstone NP	Cutting and filling related to postfire runoff events greatest in higher gradient streams
<b>Erosion</b>					
Lotspeich et al. (1970)	101,000 ha <sup>d</sup> (wf)	4 streams (9 sites)	1 year	Dennison River, AK	Only evidence of increased erosion was in fire trails
DeByle and Packer (1972)	65 plots, 4–23 ha <sup>d</sup> (sb)	2 streams (24 plots)	7 years	Western Montana	Increased erosion related to localized intense summer precipitation events; greatest for 2 years following logging and burning; roads and firebreaks had much greater potential of producing overland flow
Helvey (1980)	48,600 ha <sup>d</sup> (wf)	3 streams (473–564 ha <sup>c</sup> )	9 years	Entiat Experimental Forest, WA	Postfire increases in erosion; results affected by salvage logging
White (1996)	Unknown (wf)	7 basins (0.1–0.41 ha)	15 years	Bandelier National Monument, NM	Increased erosion 3 years postfire; sediment delivery ceased in most basins 15 years postfire
<b>Organic matter</b>					
McIntyre and Minshall (1996)	400,000 ha (wf)	5 streams (200–1,090 ha) (order 1; 5 sites)	2 years	Yellowstone NP	Short-term reduction in coarse particulate organic matter in streams of burned watersheds

Response and source	Fire size (type) <sup>a</sup>	Spatial scale	Time scale	Location <sup>b</sup>	Comments
<b>Sedimentation</b>					
Helvey (1980)	48,600 ha <sup>d</sup> (wf)	3 streams (473–564 ha <sup>c</sup> )	9 years	Entiat Experimental Forest, WA	Postfire increases in sedimentation; results affected by salvage logging; debris torrents occurred in association with intense rainstorms
Swanson (1981)	NA	NA	NA	North America	Fire-related sediment yield determined by fire regime and geomorphic sensitivity
Meyer et al. (1992)	292,000 ha <sup>c</sup> (wf)	2 streams (25,600–57,000 ha) (order 4–5)	Long-term	Yellowstone NP	Fire-related sedimentation was most active during centennial-scale drought-dominated periods
Beaty (1994)	NA (wf)	1 stream (170 ha; order 2)	8 years	Experimental Lakes Area, ON	Bedload increased 20-fold initially; recovery in 5–6 years; particle size increased with time; effects following a second fire (6 years after the first) were not as great and were short-lived
Meyer et al. (1995)	292,000 ha <sup>c</sup> (wf)	3 streams (25,600–75,200 ha) (order 4–5)	Long-term	Yellowstone NP	In one watershed, 30% of late Holocene fan alluvium was fire related
Troendle and Bevenger (1996)	48,000 ha (wf)	2 streams (4,950–6,680 ha)	3 years	North Fork Shoshone River, WY	Sediment concentration and total suspended load increased in burned watershed
Minshall et al. (1997)	292,000 ha <sup>c</sup> (wf)	20 streams (140–18,000 ha) (order 1–4; 20 sites)	5 years	Yellowstone NP	Increased substrate embeddedness
<b>Water yield</b>					
Helvey (1972)	48,600 ha <sup>d</sup> (wf)	3 streams (473–564 ha <sup>c</sup> )	1 year	Entiat Experimental Forest, WA	Yield increase due to loss of riparian vegetation
Albin (1979)	481–506 ha (2 wf)	2 streams (2,120–3,930 ha) (7 sites)	35 years	Yellowstone NP	Increased yield and greater seasonal fluctuation in burned watershed
Helvey (1980)	48,600 ha <sup>d</sup> (wf)	1 stream (564 ha <sup>c</sup> )	9 years	Entiat Experimental Forest, WA	Increased yields for 7 years
Schindler et al. (1980)	1,457 ha (wf)	2 streams (63–170 ha)	6 years	Experimental Lakes Area, ON	Increased yields for 3 years
Tarapchak and Wright (1986)	5,900 ha (wf)	(29–40 ha)	2 years	Boundary Waters Canoe Area, MN	Increase in discharge of tributary streams
Stottlemeyer (1987)	4,200 ha (wf)	1 stream (3,535 ha) (order 2–3; 4 sites)	3 years	Heart Lake, Yellowstone NP	Pronounced increase in discharge of streams
Troendle and Bevenger (1996)	48,000 ha (wf)	2 streams (4,950–6,680 ha)	3 years	North Fork Shoshone River, WY	Yield increased in burned watershed
<b>Woody debris</b>					
Swanson and Lienkaemper (1978)	NA	4 streams	Long-term	Cascade Range, OR	Dominance of prefire and postfire woody debris in streams gradually changed through time
Minshall et al. (1990)	26,000 ha (wf)	1 stream (10,900 ha) (order 4–5; 2 sites)	10 years	Middle Fork Salmon River, ID	Initial decrease in woody debris; down trees appearing by year 4; debris jams by year 10
Young (1994)	48,000 ha (wf)	2 streams (4,950–6,680 ha)	2 years	North Fork Shoshone River, WY	Woody debris transport increased in burned watershed after fire

Response and source	Fire size (type) <sup>a</sup>	Spatial scale	Time scale	Location <sup>b</sup>	Comments
Reeves et al. (1995)	NA (wf)	3 streams (1,400–1,800 ha)	Long-term	Coast Range, OR	Woody debris increased with time since disturbance (90 to >350 years)
Minshall et al. (1997)	292,000 ha <sup>c</sup> (wf)	20 streams (140–18,000 ha) (order 1–4; 20 sites)	5 years	Yellowstone NP	More woody debris at burned sites than reference sites; retention dynamics were altered at burned sites
Hydrophobicity McNabb et al. (1989)	NA (sb)	8 plots (0.25 ha each)	5 months	Siskiyou Range, OR	Water repellency increased, and infiltration rate decreased; changes were neither large or long lasting
<b>Nonhydrologic physical responses</b>					
Water temperature Cushing and Olson (1963)	165 m section (eb)	1 stream (1 site)	30 min	Hanford Reservation, WA	Rapid temperature increase; observed fish mortalities attributed pH change
Hall and Lantz (1969)	71 ha (sb)	1 stream (71 ha)	During fire	Coast Range, OR	Rapid increase from 13–28°C; fish mortalities where fire was most intense
Helvey (1972)	48,600 ha <sup>d</sup> (wf)	3 streams (473–564 ha <sup>c</sup> )	1 year	Entiat Experimental Forest, WA	Water temperature increased (up to 5.5°C) during summer; no detectable change during winter
Helvey et al. (1976)	48,600 ha <sup>d</sup> (wf)	3 streams (473–564 ha <sup>c</sup> )	3 years	Entiat Experimental Forest, WA	Water temperature increased (up to 5.5°C) with increased insolation but never exceeded 16.7°C
Albin (1979)	200 ha (wf)	2 streams (order 1–2)	3 months	Yellowstone NP	Highest temperature recorded in streams during or after the fire was 12°C
Albin (1979)	481–506 ha (2 wf)	2 streams (2,120–3,930 ha) (7 sites)	35 years	Yellowstone NP	Summer water temperatures averaged approximately 1.5°C higher in burned watershed
Feller (1981)	NA (sb)	1 stream	13 hours	British Columbia	Water temperature increased from 3.3°C within 6 h of a slash burn; after 13 h, water temperatures had returned to near prefire levels
Amaranthus et al. (1989)	40,000 ha (wf)	3 streams (order 1)	1 year	Grants Pass, OR	Increased direct insolation and water temperature; change negligible downstream
Minshall et al. (1997)	292,000 ha <sup>c</sup> (wf)	20 streams (140–18,000 ha) (order 1–4; 20 sites)	5 years	Yellowstone NP	Maximum water temperatures were higher at burned sites (often >20°C) than reference sites

<sup>a</sup> Fire types: eb = experimental burn; sb = slash burn; wf = wildfire.

<sup>b</sup> Location abbreviations: AK = Alaska; CA = California; ID = Idaho; MN = Minnesota; NM = New Mexico; NP = National Park; ON = Ontario; OR = Oregon; WA = Washington; WY = Wyoming.

<sup>c</sup> Areal estimate from Turner and Romme (1994).

<sup>d</sup> Areal estimates changed from acres to hectares.

**Anexo IV – Espécies de vegetação associadas à existência de condições hidrofóbicas do solo (Fonte: Doerr *et al.*, 2000).**

<i>Espécie</i>	<i>Autor(es)</i>
<i>Acacia mearnsii</i>	Scott (1992)
<i>Adenostoma fasciculatum</i>	DeBano (1969)
<i>Adenostoma sparsifolium</i>	Holzhey (1969)
<i>Agrostis spp.</i>	Wilkinson and Miller (1978)
<i>Arctostaphylos spp.</i>	Holzhey (1969)
<i>Banksia speciosa</i>	Moore and Blackwell (1998)
<i>Calluna Őlgaris</i>	Mallik and Rahman (1985)
<i>Chamaecystitis proliferus</i>	Carter <i>et al.</i> (1994)
<i>Chamaespartium spp.</i>	Richardson and Hole (1978)
<i>Chrysotamnus spp.</i>	DeBano (1969)
<i>Cistus monspelliensis</i>	Giovannini <i>et al.</i> (1987)
<i>Citrus spp.</i>	Jamison (1942)
<i>Erharta calycina</i>	McGhie and Posner (1981)
<i>Erica arborea</i>	Giovannini <i>et al.</i> (1987)
<i>Eucalyptus astringens</i>	McGhie and Posner (1981)
<i>Eucalyptus globulus</i>	Doerr <i>et al.</i> (1996)
<i>Eucalyptus marginata</i>	Roberts and Carbon (1972)
<i>Eucalyptus patens</i>	Moore and Blackwell (1998)
<i>Hordeum Őlgare</i>	McGhie and Posner (1981)
<i>Juniperus osteosperma</i>	Scholl (1971)
<i>Larix occidentalis</i>	Reeder and Juergensen (1979)
<i>Lupinus cosentinii</i>	Moore and Blackwell (1998)
<i>Medicago satiŐa</i>	Bond (1964)
<i>Phalaris spp.</i>	Bond (1964)
<i>Phragmites spp.</i>	Berglund and Persson (1996)
<i>Picea engelmannii</i>	DeByle (1973)
<i>Pinus banksiana</i>	Richardson and Hole (1978)
<i>Pinus jeffreyii</i>	Meeuwig (1971)
<i>Pinus monophylla</i>	Holzhey (1969)
<i>Pinus patula</i>	Jaramillo and Herron (1991)
<i>Pinus pinaster</i>	Shakesby <i>et al.</i> (1993)
<i>Pinus radiata</i>	Scott and Van Wyk (1990)
<i>Pinus resinosa</i>	DeByle (1973)
<i>Pinus strobus</i>	Meeuwig (1971)
<i>Populus tremuloides</i>	Reeder and Juergensen (1979)
<i>Pseudotsuga macropora</i>	Holzhey (1969)
<i>Pseudotsuga mentziesii</i>	DeByle (1973)
<i>Quercus ilex</i>	Cerdà <i>et al.</i> (1998)
<i>Quercus suber</i>	Sevink <i>et al.</i> (1989)
<i>Quercus turbinella</i>	Holzhey (1969)
<i>Sphagnum spp.</i>	Berglund and Persson (1996)
<i>Spinifex hisutus</i>	McIntosh and Horne (1994)
<i>Trifolium subterraneanum</i>	Roberts and Carbon (1972)
<i>Tsuga canadensis</i>	Richardson and Hole (1978)
<i>Ulex europaeus</i>	Soto <i>et al.</i> (1994)
<i>Vaccinium spp.</i>	Richardson and Hole (1978)

**Anexo V – Resultados inerentes às taxas de erosão hídrica em áreas áridas, obtidos em diversos estudos publicados, com base em medições realizadas a diferentes escalas (Shakesby e Doerr, 2006).**

Location	Vegetation	Rainfall <sup>a</sup> (mm)	Fire severity <sup>b</sup>	Slope (°)	Post-fire erosion rate (t ha <sup>-1</sup> )	Unburnt erosion rate (t ha <sup>-1</sup> )	Notes	Author(s)
(A) Ground height changes								
Arizona, USA	Mixed conifer	n.d.	High	23 33 38	80 226 414	n.d.	Based on steel tape profiles and a bulk density of 1.6 g cm <sup>-3</sup>	Hendricks and Johnson (1944)
Oregon, USA	Douglas fir	836 <sup>b</sup>	High	18–40	300	n.d.	Steel tape profiles	Sartz (1953)
North-central Portugal	Eucalypt and pine	~800	Medium–high	3–40	27–104	0.005–0.02	Erosion bridge <sup>c</sup> and 16 m <sup>2</sup> plots. Measured bulk density of 1.0 g cm <sup>-3</sup> used	Shakesby et al. (1994, 2002)
New South Wales, Australia	Eucalypt	953	Medium–high	8	118	n.d.	Erosion bridge <sup>c</sup> . Measured bulk density of 1.0 g cm <sup>-3</sup> for surface soil used	Shakesby et al. (in press)
Colorado Front Range, USA	Ponderosa pine and Douglas fir	440	High	n.d.	68 (s.-facing)	0.28	Based on stone pedestals and a bulk density of 1.7 g cm <sup>-3</sup>	Moody and Martin (2001b)
New Mexico, USA	Mixed conifer	825	High	n.d.	41 (n.-facing)	0.28	Erosion pins	White and Wells (1982)
Arizona, USA	Ponderosa pine	240	High	n.d.	46 <sup>d</sup> 49 <sup>d</sup>	n.d.	Remeasurement of N 1500 points on grass-seeded soil	Rich (1962)
(B) Bounded plots								
San Gabriel Mts, California	Chaparral	773	High	n.d.	197	n.d.	36 m <sup>2</sup> plots	Krammes and Osborn (1969)
Galicia, Spain	Pine plantation	1400	n.d.	3–29	15–170	n.d.	20 m <sup>2</sup> plots	Díaz-Fierros et al. (1982, 1987)
Galicia, Spain	Gorse scrub	n.d.	n.d.	17	13	0.7	80 m <sup>2</sup> plots	Soto et al. (1994), Soto and Díaz-Fierros (1998)
Western Cape Province, South Africa	Pine plantation	~1500	High	16–32	10–26	n.d.	54 m <sup>2</sup> plots	Scott and Van Wyk (1990), Scott et al. (1998)
New South Wales, Australia	Eucalypt	~710	Medium	n.d.	2.5–8.0	n.d.	8 m <sup>2</sup> plots	Blong et al. (1982)
North-central Portugal	Eucalypt and pine	678 1472	Medium	19–22	0.5–2.2 (yr 1) 3.2–6.6 (yr 2)	n.d.	16 m <sup>2</sup> plots	Shakesby et al. (1996)

San Gabriel Mts, California	Chaparral	559 820 1468 495	n.d.	26	19.1 <sup>d</sup> (yr 1) 2.3 <sup>d</sup> (yr 2) 0.7 <sup>d</sup> (yr 3) 0.01 <sup>d</sup> (yr 4)	0.01	80 m <sup>2</sup> plots	Wells (1981)
(C) Tracer studies Colorado, USA	Lodgepole pine and spruce-fir	n.d.	High	n.d.	63 <sup>d</sup>	n.d.	Use of <sup>134</sup> Cs and fluorescent dye as particle markers to determine soil particle movement	Striffler and Mogren (1971)
(D) Sediment traps New Mexico, USA	Mixed conifer	825	High	12	70	n.d.	Sediment trap collecting from ~92 m <sup>2</sup>	White and Wells (1982)
North-east Spain	Pine and scrub	675	High	25	3 (n.-facing)	0.01–0.22	Collecting troughs for 200 m <sup>2</sup> areas	Marqués and Mora (1992)
Oregon, USA	Mixed conifer	n.d.	High	31	22 (s.-facing) 2.5	n.d.	Silt fences collecting from areas of 152–636 m <sup>2</sup>	Robichaud and Brown (1999)
Idaho, USA	Felled and burnt mixed conifer	n.d.	Medium–high	17 11 27 (mean)	2.2 <sup>e</sup> 1.1 1.3 <sup>d</sup>	0.6	Collecting troughs for 0.97 km <sup>2</sup>	Megahan and Molitor (1975)
Washington, USA	Mixed conifer	n.d.	High	19–26	0–1.8 (yr 1) 0–3.6 (yr 2)	n.d.	Collecting troughs draining 26–357m <sup>2</sup>	Radek (1996)
Mt Carmel, Israel	Oak and pine	~700	High	n.d.	0.9–3.7 (yr 1) 0.1–0.3 (yr 2) 0.001–0.0008 (yr 3) 0.001–0.0005 (yr 4)	0.00001–0.0006	Collecting troughs for ~200 m <sup>2</sup> areas	Inbar et al. (1997)

<sup>a</sup> Average annual rainfall in upright font; total rainfall for periods of less than a year over which soil losses were recorded in italic font.

<sup>b</sup> An arbitrary classification of fire severity interpreted from authors' own descriptions.

<sup>c</sup> See Shakesby (1993).

<sup>d</sup> A bulk density of 1.0 g cm<sup>-3</sup> is assumed for this paper.

<sup>e</sup> Plots half the length of the others.

